

## مطالعه زمین شیمیائی سیال های کانه دار در کانسار مس پورفیری چاه فیروزه شمال شهر بابک (استان کرمان)، و ارزیابی اقتصادی آن

اردشیر هزارخانی، فاضل حاجی زاده

دانشکده مهندسی معدن و متالوژی، دانشگاه صنعتی امیرکبیر

تاریخ دریافت: ۹۰/۴/۷ تاریخ پذیرش: ۹۰/۹/۱۰

ardehez@aut.ac.ir

### چکیده

کانسار مس پورفیری چاه فیروزه در ۳۵ کیلومتری شمال شهرستان شهر بابک (در استان کرمان) واقع شده است. این نهشته در ارتباط با یک توده گرانودیوریتی به سن میوسن است که در مجموعه های آتشفشانی و آذر آواری ائوسن تزریق شده است. کانه زائی مس به همراه دو نوع مشخص دگرسانی پتاسیک و فیلیک صورت گرفته است. بررسی های زمین شناسی و سنگ شناسی نشان می دهد که تزریق توده مولد در چاه فیروزه در چند فاز مختلف انجام شده که هر کدام به نوبه خود باعث ایجاد سیالات مولد کانه زائی جدید بوده که با افزایش فشار هیدرواستاتیک نسبت به لیتواستاتیک (و بروز شکستگی های وسیع و جوشش پیامد آن) درون سیستم گشته اند. مس در اولین فاز کانه زائی گرمابی در سیستم نهشته شده است. اولین مرحله دگرسانی که مولد افق های پتاسیک بوده است در قسمت های عمیق و با همزیستی کانی های ارتوکلاز و بیوتیت مشخص می گردد. سیالات مولد این دگرسانی به دو صورت غنی از مایع، حاوی فاز های جامد، دارای حرارت بالا (۳۲۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی گراد) و شوری زیاد (بیش از ۶۰ درصد وزنی NaCl)، و غنی از گاز، بدون فاز های جامد، دارای حرارت بالا (۳۱۰ تا ۵۷۰ درجه سانتی گراد) و شوری کم می باشند. این سیالات با منشاء ماگمایی، دارای اثر جوشش شدید و مولد دگرسانی پتاسیک، عامل ایجاد رگه های کوارتز گروه های I و II و همزمان با آن، نهشت کالکوپیریت در سیستم معرفی می شوند. دگرسانی پروپیلیتیک بر اثر فعالیت سیالات غنی از مایع، با حرارت کم (۲۲۰ تا ۳۶۰ درجه سانتی گراد)، غنی از کلسیم و با منشاء جوی ایجاد شده است. کاهش حرارت سیستم به مرور زمان راه را برای نفوذ آب های جوی به درون آن باز نموده و با آمیختگی این سیالات جوی با سیالات ماگمایی علاوه بر کاهش شوری سیستم به ۱ تا حداکثر ۱۶ در صد وزنی NaCl، و ایجاد اینگونه سیالات در گیر در رگه های گروه II و III، با ایجاد تنش های شدید ترمودینامیکی باعث شستشوی مس از افق های پتاسیک عمیق و حمل بخشی از آنها به افق های بالاتر، یعنی افق های فیلیک و در نتیجه غنی تر شدن کانه زائی مس در آن شده است. دگرسانی فیلیک نیز خود نتیجه ی افت دمای سیستم و هجوم سیالات جوی بسیار اکسیدان و اسیدی به درون سیستم و حرکت همرفتی آن ها به سمت افق های بالاتر توده تزریقی بوده است. آخرین مرحله جوشش که در بخش بالای توده و در افق های فیلیک یا نزدیک آن رخ داده است، موجب کانه زائی وسیعی در این بخش شده است. با توجه به اینکه کانه زائی و دگرسانی در نقطه مطالعه شده این سیستم دارای مرز مشخصی است، به طور بارزی می توان اذعان نمود که کانه زائی و دگرسانی مسبب آن بشدت در کنترل گسل های منطقه ای که حتی قبل از تزریق توده نفوذی وجود داشته اند، قرار دارد. این گسل ها و فعال شدن مجدد آن ها که بعد از تزریق و ایجاد فشار های فرا تحمل سنگ های در برگیرنده ایجاد شده اند، به عنوان سد هایی فیزیکی عمل کرده اند و باعث جهت یابی هایی مشخص و محدود، که حاصل آن کانه زائی در افق ها و روند های خاصی است، شده اند.

**کلمات کلیدی:** سیالات درگیر، چاه فیروزه، مس پورفیری، کرمان

### مقدمه

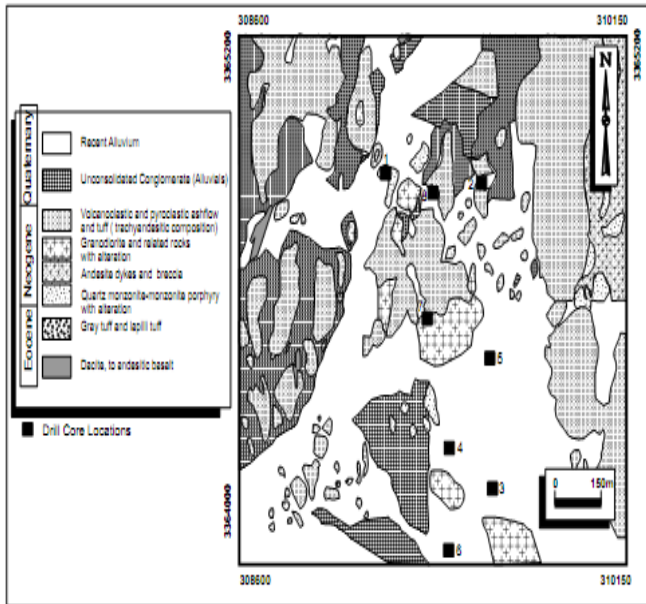
پورفیری زایا در سایر نقاط جهان، مشخص گردید که دلیل این کانه زائی خاص می تواند علاوه بر عمق مناسب جایگزینی توده نفوذی، ترکیب بیشتر دیوریت/گرانودیوریتی آن و نیز تقدم زمانی مناسب جهت آزاد سازی سیالات ماگمایی و مولد کانه زائی در حین بلورین شدن توده باشد.

محدوده مورد مطالعه در پیرامون ۳۵ کیلومتری شمال شهرستان شهر بابک و در مسیر جاده اسفالتی شهر بابک به انار واقع شده است (شکل ۱). در منطقه پلوتونیسیم به شکل استوک های گرانودیوریتی که توسط مجموعه های آتشفشانی و آذر آواری ائوسن پوشیده شده اند دیده میشود (شکل ۲).

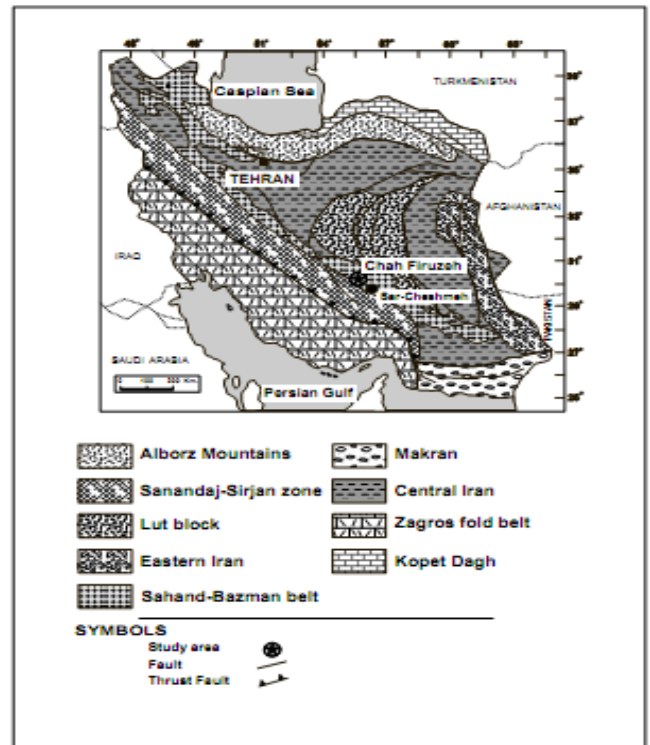
این تحقیق جهت تعیین شرایط فیزیکی و شیمیائی موجود بر اساس سیالات درگیر، در هنگام شروع کانه زائی در سیستم پورفیری چاه فیروزه انجام شده است و در حقیقت اولین باری است که مطالعات سیالات درگیر بر روی مغزه های حاصل از حفاری این سیستم پورفیری صورت می گیرد. در این تحقیق پس از اندازه گیری های میکروترمومتری سیالات درگیر توده مولد، مشخص گردید که عواملی چند موجب شده اند که این سیستم در بخش مطالعه شده، بسیار زایا باشد، به طوری که در حال حاضر کاملا اقتصادی است. با مقایسه شرایط شیمیائی و فیزیکی حاکم بر این سیستم با سیستم های

و عمیق توده دگرسان شده پتاسیک که پلاژیوکلاز و کانیه‌های مافیک به ترتیب توسط فلدسپات پتاسیم و بیوتیت‌های غنی از منیزیم جایگزین شده اند، دیده می شوند. این رگه ها منقطع هستند و با ضخامت متفاوت خود (از ۰/۵ تا ۳ میلی متر) غالباً با هاله های غنی از بیوتیت در بر گرفته شده و حاصل شکستگی (Hydrofracturing) توده گرانودیوریتی توسط فشار سیالات ارتوماگماتیک می باشند. گروه بعدی رگه ها (گروه II) در بخش پتاسیک (بخش مرکزی توده) قرار دارد و شامل کوارتز + کالکوپیریت + سریسیت + پیریت ± مولیبدنیت ± بورنیت ± گالن ± پیروتیت ± تیتانیت ± مگنتیت ± هماتیت می باشد.

دگرسانی نوع پتاسیک در عمق و دگرسانی نوع فیلیک در نمونه های سطحی مغزه های حفاری شده در منطقه دیده می شود. بر اساس بررسی های اولیه بیش از هفت سیستم رگه تشخیص داده شد که تقریباً در تمام آن ها کانیه باطله غالب کوارتز بوده است که جهت میکروترمومتری بسیار مناسب است. این رگه ها شبیه به آن چیزی است که در معادن مس پورفیری ایران تقسیم بندی شده اند (Hezarkhani, 2006a, 2006b, 2006c, 2006d, 2007). این تحقیق شرایط شیمیائی و فیزیکی غالب بر منطقه، بر اساس سیالات درگیر موجود هنگام بروز نهشت اقتصادی مس مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است.



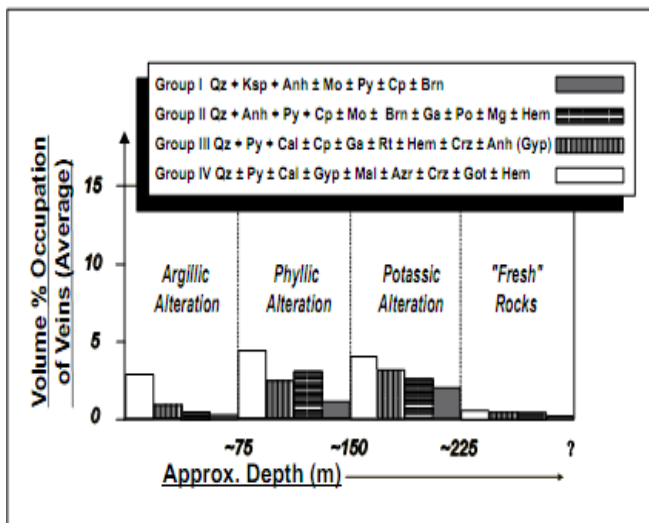
شکل ۲. نقشه زمین شناسی چاه فیروزه



شکل ۱. نقشه زمین شناسی ایران همراه با زون های زمین شناسی و محل کنسار چاه فیروزه

### سیستم رگه ها در چاه فیروزه

بر اساس بررسی های سنگ شناسی و اطلاعات کانیه شناسی و نیز انقطاع رگه ها نسبت به یکدیگر، چهار گروه اصلی رگه تشخیص داده شد (مجموعاً هفت سیستم رگه قابل تشخیص است که در چهار گروه اصلی تقسیم شدند). ایجاد رگه ها همراه با وقوع دگرسانی پتاسیک (بخش مرکزی) و پروپیلیتیک (بخش محیطی) در ابتدا و دگرسانی فیلیک در مراحل بعدی صورت گرفته است. رگه های اولیه (گروه I) شامل کوارتز + انیدریت ± مو لیبدنیت ± فلدسپات پتاسیم دار ± سریسیت همراه با ذرات بسیار کوچک پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، مگنتیت و پیروتیت می باشند و در بخش مرکزی



شکل ۳. نمودار مربوط به نمایش دانسیته رگه ها (برحسب تعداد در واحد سانتیمتر) برای رگه های مختلف و در زون های دگرسانی متفاوت چاه فیروزه. تطابق دانسیته رگه ها با عمق کاملاً شماتیک می باشد. بالاترین حجم رگه ها در دو زون فیلیک و پتاسیک می باشد.

شکسته شده در عمیق ترین مغزه (BH<sub>6</sub>) که واجد انواع دگرسانی ها بود بر اساس حجم سنگ های واجد کلاس رگه های ذکر شده انجام گرفت. در شکل ۲ هر ستون نشان دهنده دانسیته متوسط هر رگه بر اساس نوع رگه و در هر زون دگرسانی می باشد. اطلاعاتی که در زیر محور افقی قرار داشته اند، نشان دهنده عدم حضور آن نوع از رگه بخصوص در آن زون دگرسانی می بوده که از نمودار حذف شده اند. تطابق دانسیته رگه ها با عمق به صورت شماتیک می باشد و از زون های دگرسانی تبعیت می کند. بیشترین رگه ها زایا از نظر دانسیته، متعلق به گروه های رگه ای II و III می باشند که خود به طور بارزی مربوط به نواحی نیمه عمیق تا عمیق توده بوده و معرف دگرسانی های سدیک، فیلیک و پتاسیک می باشند. دانسیته رگه ها در استوک بین ۰,۰۲ تا ۰,۰۸ با متوسط ۰,۰۵ گرم بر سانتیمتر مکعب متغیر می باشد که نشان دهنده سیستم استوکورک قوی است که از ویژگی های مثبت چاه فیروزه محسوب می گردد. این مقدار نسبت به معادن پورفیری دنیا که متوسط ۰,۰۴ گرم بر سانتیمتر مکعب است بالاتر است (Haynes, 1984).

### پتروگرافی سیالات درگیر

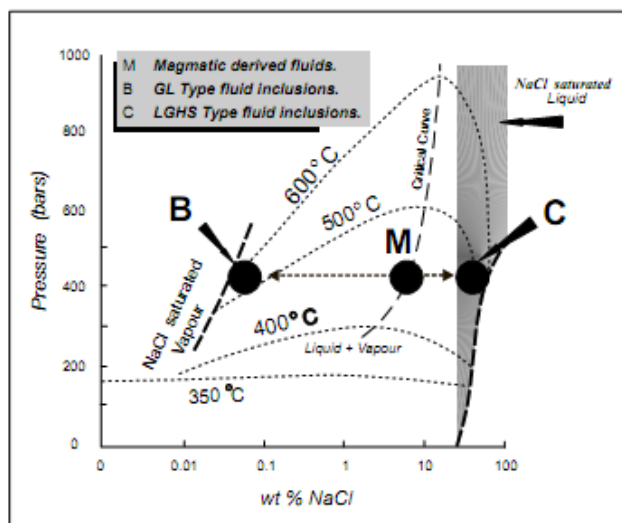
سیالات درگیر در تمامی بلور های کوارتز رگه های بالا دیده می شوند. ابعاد این سیالات غالباً از ۱ تا ۵ و ندرتاً تا ۱۷ میکرون بوده و غالب اندازه گیری های میکروترمومتری بر روی ابعاد ۵ تا ۸ میکرون صورت گرفته است. این سیالات درگیر همچنین در بلور های کوارتز فنوکریست نیز دیده می شوند اما بزرگی آن ها به ندرت به ۳ میکرون می رسد. اگر چه بعضی از آن ها نیز آنالیز میکروترمومتری شدند اما نتایج جهت ارائه مناسب نبوده اند. بیشتر آنالیز های صورت گرفته، مربوط به سیالات درگیر موجود در بلور های کوارتز رگه های I ، II و III (که مسبب اصلی کانه زائی در سیستم هستند) و کمتر IV می باشد. ادخال های گاز-مایع در فنوکریست های کوارتز با منشاء ماگمایی و کمتر در کوارتز های رگه ای دیده میشوند. بعضی از آنها همراه با شکل های منفی بلور و نیز در زون های رشد دوباره ظاهر شده اند. به علت عدم وجود تناسب در حجم مایع نسبت به گاز در بعضی از آنها، پدیده قطع شدگی (Necking-Down) و نیز درگیر شدن غیر همسان (Heterogeneous Entrapment) نیز محتمل است. این مشکل توسط دیگر محققان که در مورد این سیستم ها کار می کنند نیز گزارش شده است (Hezarkhani 2006a, 2006c, Werre et al., 1979). این سیالات در کانی کوارتز، که تقریباً در تمامی رگه ها (چه واجد کانه زائی و چه بدون کانی زائی) دیده میشوند. همانگونه که ذکر شد، قطر این سیالات درگیر غالباً از یک تا پنج میکرون متغیر بوده، که این کوچکی ابعاد خود مهمترین عامل در پایین آمدن دقت اندازه گیری می تواند باشد. برخی از ادخال ها در فنوکریست های کوارتز مورد آزمایش قرار گرفته اند که بطور مشخصی نشان دهنده سیالات ماگمایی اند. با توجه به لنز های با بزرگ نمائی ۸۰ مورد استفاده، در هر مورد صرفاً نمونه هائی مورد اندازه گیری قرار گرفت که از نظر اندازه در بعد قابل کار باشند.

این گروه بیشتر از گروه یک تداوم داشته و دارای ضخامت ۳ تا ۳۰ میلیمتر بوده و به طور شاخص توسط هاله های دگرسانی که در آنها سریسیت جانشین بیوتیت ثانویه شده، احاطه گردیده است. همان طور که در ادامه مشخص شده است، این رگه ها حاصل اولین فعالیتهای گرمایی ارتوماگمایی می باشند. بخش اعظم کانه زائی مس هیپوزن در طی تشکیل رگه های گروه I و II صورت گرفته است. بر اساس مطالعات انجام شده بر روی مایعات درگیر در معدن چاه فیروزه، مشخص شده است که مایعات گرمایی بسیار شور (۶۰ درصد وزنی NaCl) که توسط بخارهایی با شوری پائین همراهی می شده است، عامل تشکیل رگه های گروه I و II و دگرسانی پتاسیک دارای حرارت بالا، (به ترتیب  $420 \pm 60$  و  $360 \pm 60$  °C) بوده اند. این سیالات ارتوماگمایی بارها جوش داشته اند. رگه های گروه III شامل کوارتز+ پیریت + کلسیت ± سریسیت ± کالکوپریت ± انیدریت (ژیپس) ± گالن ± روتیل ± هماتیت ± کریزوکولا می باشند. این رگه ها به طور کلی در بخش بالائی معدن، جایی که دگرسانی فیلیک اتفاق افتاده و در آن تمام سیلیکاتهای اولیه توسط سریسیت، کوارتز و پیریت های ثانویه جایگزین شده اند، دیده می شود. رگه های گروه III به طور نسبی تداوم دارند و کمابیش لایه ای شکل (بافت شکسته و پر شده) و دارای ضخامت بین ۳ تا ۵۰ میلی متر هستند.

کانی شناسی متفاوت شامل اسفالریت و گالن بسیار ناچیز و عدم وجود مگنتیت، پیروتیت و تیتانیت، رگه های این گروه را از گروه II متمایز می کند. کانه زائی اسفالریت و گالن بعد از پیریت و کالکوپریت صورت گرفته است. اسفالریت دور تا دور پیریت اولیه را آغشته کرده و گالن حفراتی را پر نموده است که خود دور تا دور کالکوپریت و پیریت را گرفته اند. همچنین مقدار کمی مس در این رگه ها و به صورت پراکنده در سنگهای فیلیکی شده و سنگهای سیلیسی شده میزبان دیده می شود. سیالات گرمایی عامل تشکیل رگه های گروه III هستند و برای ایجاد دگرسانی فیلیک، به شدت با مایعات جوی که دارای شوری بین ۱ تا ۱۶ درصد وزنی NaCl بوده اند، مخلوط شده اند. حرارت در این بخش از فعالیت گرمایی سیستم  $350 - 220$  °C بوده است. آخرین فعالیت ماگمایی عامل تشکیل رگه های گروه IV بوده است. این رگه ها شامل کوارتز شیری و یا کلسیت و یا ژپس ± پیریت می باشند. ضخامت این رگه ها به بیش از ۱۰ سانتیمتر می رسد و بیشتر در منطقه دگرسانی پروپیلیتیک و کمتر در منطقه دگرسانی فیلیک و پتاسیک دیده می شوند. یک هاله سیلیسی با ضخامتی کمتر از سه سانتیمتر این رگه ها را احاطه کرده است. به علت عدم وجود سیالات درگیر قابل مطالعه در این گروه از رگه ها، اطلاعات زیادی از پارامترهای ترمودینامیکی آنها در دسترس نیست.

رگه های گروه IV، تمامی رگه های گروه های قبلی را قطع و جایجا نموده است و نشان دهنده آخرین مرحله ایجاد شکستگی در سیستم و خاتمه گردش سیالات در استوک می باشند. همان گونه که ذکر شد ضخامت این رگه ها ممکن است به بیش از ۱۰ سانتیمتر نیز برسد و از ویژگیهای بارز آنها بیشترتک کانی بودن آنهاست اگرچه در بعضی از آن ها مجموعه ای محدود از کانی های هم زیست دیده می شود (پیریت، ژپس، کلسیت، کوارتز، مالاکیت، آزوریت، کریزوکولا همراه با گوتیت، هماتیت). چگالی رگه ها برای هر گروه توسط روش سه بعدی (Haynes, 1984) محاسبه گردید (شکل ۳). نواحی

$S_1$  و  $S_2$  به صورت بسیار متراکم در مرکز دانه های کوارتز دیده می شوند، در حالی که ادخال های نوع گاز-مایع در ریزدانه های کواتزها وجود دارند. این نوع ادخالها به نظر معرف اولین درگیری سیالات در فعالیت هیدروترمالی چاه فیروزه هستند. زیر گروه سه ( $S_3$ ) شامل هالیت+هماتیت و بطور بارزی فاقد کالکوپیریت است. در اینجا لازم به ذکر است که کلیه فاز های جامد بایستی توسط اسکینینگ مایکروپروب (SEM) حاصل از متلاشی شدن و یا حتی روشهای دیگر آزمایش میشوند که در این تحقیق امکان آن وجود نداشته و صرفا روش همگن شدن مستقیم و روش اپتیک (بجز دو مورد) اعمال شده است. حجم فاز های جامد در زیر گروه سه به ۳۵ درصد کل ادخال و نیز حجم حباب بین ۳۰ تا ۴۵ درصد کل فاز سیال میرسد. در نمونه های کم عمق تر که مربوط به زون های فیلیک و تا اندازه ای ابتدای آرژیلیک می باشد، ادخال های  $S_3$  به همراه گروه گاز-مایع با ارتباطی بسیار نزدیک دیده می شوند. از نظر فضائی آنها در حلقه های رشد و نیز در شکستگی های دوباره جوش خورده دانه های کوارتز دیده می شوند. به خصوص در رگه های گروه سوم تقارب کاملی بین ادخال های ذکر شده و ادخال های مایع-گاز وجود دارد که نشان دهنده یکی بودن احتمالی منشاء آن ها است. سیالات مایع+گاز+هالیت+فاز جامد (LGHS) همچنین ادخال های غالباً در زونهای پتاسیک و فیلیک می باشند. در بخشهایی که بیشتر آرژیلیتی و کمی فیلیک میباشد زیر گروه  $S_2$  و در بخشهایی که مشخصاً فیلیک و پتاسیک (بر اساس پتروگرافی) میباشد، زیر گروه  $S_1$  دیده میشود. در هر دوی این زیرگروه ها تعداد فازهای جامد بین سه تا پنج مورد می باشد. با توجه به هم وجودی زیر گروه های  $S_1$  و  $S_2$  با انکلوژن های گاز-مایع در بخش های داخلی دانه های کوارتز و در زون های پتاسیک و فیلیک، بنظر میرسد آنها حاصل تفکیک و در گیر شدن دو فاز غیر قابل امتزاج با منشاء ماگمایی باشند (شکل ۴). با توجه به بحث های انجام شده میتوان حد اقل سه تراکم ادخال در نمونه های چاه فیروزه مطرح نمود که متعاقباً طرح خواهند شد.



شکل ۴. نمودار نشان دهنده تشکیل دو نوع به ظاهر کاملاً متفاوت ادخال، (LGHS) و (GL) از یک سیال ماگمایی واحد که در چاه فیروزه اتفاق افتاده است. اطلاعات بر اساس مطالعه سیالات درگیر چاه شماره ۶

اولین طبقه بندی ادخال، به طور کلاسیک، بر اساس تعداد، تراکم فازهای موجود در حرارت کنونی و ارتباط آنها از نظر قطع شدگی (Necking Down) و جوشش (Boiling) صورت گرفت و به این ترتیب انواع ذیل تشخیص داده شدند:

ادخال های مایع + گاز (L+G): که گاهی در آنها آثاری از فاز جامد نیز دیده میشود. حجم فاز مایع در آنها بسیار بیشتر از فاز گاز می باشد. حجم فاز گازی در آنها به طور متوسط کمتر از ۳۰ درصد کل مجموعه می باشد. این ادخال ها در اکثر نمونه ها بخصوص در آنها ئی که واجد رگه های گروه III هستند فراوان ترند (حضور و گردش آب های جوی). همگن شدن این ادخال ها با افزایش حرارت، غالباً به فاز مایع است. گاهی در آنها بلورهای ریزی از هماتیت نیز دیده میشود. با توجه به اینکه حجم و نیز نحوه گسترش فاز جامد در این ادخال ها کاملاً غیر همگن و نامنظم است، میتوان اظهار داشت که این بلورها، فاز هائی در دام افتاده هستند تا بلورهای دختر (Daughter Minerals). بر اساس حضور آنها در دگرسانی پروپیلیتیک، فیلیک یا سنگ های غیر دگرسان، می توان آنها را به ترتیب به  $L_1$ ،  $L_2$  و  $L_3$  تقسیم بندی نمود. ذکر این نکته ضروری است که این ادخال ها تقریباً در تمامی گروه های رگه ای دیده می شوند، به خصوص در زونهای فیلیک و آرژیلیک (پس مانده های فیلیک) و پروپیلیتیک. آن ها به طور بارزی در شکستگی های باز و یا دوباره جوش خورده کواتزها وجود دارند.

ادخال های گاز+مایع (G + L): که در این گروه نیز گاهی فاز جامد دیده می شود، فاز گازی در مجموع بیش از ۶۵ درصد کل ادخال را فرا گرفته است. همگن شدن این ادخال ها بیشتر به فاز گاز است، ولی بندرت به فاز مایع نیز ممکن است همگن شوند. همگن شدن در حالت بحرانی در هیچیک از این ادخال ها دیده نمی شود. فاز جامد که بطور اتفاقی در آنها دیده میشود، هماتیت است که خود نشان دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن ( $fO_2$ ) در هنگام گیر افتادن این ادخال ها می باشد و میتواند از نظر شرایط ترمودینامیکی نشان دهنده آخرین مرحله کانه زائی هیپوزن باشد. این بخش در چاه فیروزه گسترش زیادی دارد.

ادخال های مایع+گاز+هالیت  $\pm$  فاز جامد اتفاقی (L + G + H  $\pm$  S): بر اساس تنوع زیادی که در این نوع از ادخال ها دیده میشود، آنها به سه زیر گروه ( $S_1$ ،  $S_2$ ،  $S_3$ ) تقسیم بندی شدند. گروه اول واجد هالیت+کالکوپیریت  $\pm$  انیدریت  $\pm$  فازهای غیر قابل تشخیص می باشد. با توجه به نظم و حالت انحلال هالیت و نیز نسبت یکسان و تکراری بلور های انیدریت و کالکوپیریت، میتوان نتیجه گرفت که آنها کانی های دختر (Daughter Minerals) هستند. حجم حباب گاز در آنها بین ۲۵ تا ۳۰ درصد کل مجموعه است. زیر گروه دو ( $S_2$ )، علاوه بر فاز های بالا واجد سیلویت هم می باشند. حجم فاز های جامد بین ۳۵ تا ۵۵ درصد کل حجم این ادخال ها می باشد. زیر گروه های  $S_1$  و  $S_2$  همراه با ادخال های گاز-مایع (GL) دیده می شوند. این تراکم بیشتر شامل نمونه هایی میتواند باشد که از مناطق عمیق منشاء دارند، بطوری که در نمونه های سطحی بسیار کمتر دیده میشوند (آرژیلیک و فیلیکی). در رگه های نوع A، ادخال های

## نتیجه آنالیز ریز دماسنجی نمونه ها

مطالعات ریز دماسنجی بر روی نمونه های مربوط به مغزه شماره ۶ از رگه های گرمایی گروه I، II و III در چاه فیروزه صورت گرفته است. درجه حرارت تغییرات فاز در این گزارش توسط دستگاه U.S.G.S.-type gas-flow (Linkam Operating System) صورت گرفته است که در این سیستم کاهش درجه حرارت توسط عبور جریان گاز نیتروژن در اطراف نمونه به سرعت امکان پذیر می باشد (Werre et al., 1979). استاندارد سازی دستگاه با استفاده از سیالات درگیر مصنوعی و یا طبیعی (کاملاً شناخته شده) صورت گرفت. دقت اندازه گیری در حرارت های استاندارد برابر  $0.2 \pm$  در  $56.6$  درجه سانتیگراد (نقطه سه گانه برای  $CO_2$  و  $0.1 \pm$  در  $0$  درجه سانتیگراد (نقطه ذوب یخ) و  $2 \pm$  در  $374.1$  درجه سانتیگراد (حرارت بحرانی همگن شدن آب) و  $9 \pm$  در  $573$  درجه سانتیگراد (تبدیل کوارتز آلفا به بتا) می باشد که حد استاندارد برای این گونه اندازه گیریها می باشد. سرعت سرد شدن حدود ۱ درجه سانتیگراد بر دقیقه و در نزدیکی تغییرات فاز بوده است.

انجماد بر روی سیالات درگیر نوع L و G صورت گرفت. درجه حرارت یوتکتیک ( $T_e$ ) در سیالات نوع G به علت درصد پائین پر شدگی توسط سیال بسیار مشکل می باشد. تشکیل کلاتریت (Clathrate) در هیچیک از انواع L و G دیده نشد که خود دلیل عدم حضور  $CO_2$  و یا مقادیر غیر قابل اندازه گیری آن در سیستم می باشد. سیالات نوع  $L_1$  با  $T_e$  از  $14.2$  تا  $23.1$  درجه متغیر می باشد که نشان دهنده وجود مقادیری کم از Ca در سیستم علاوه بر  $(NaCl \pm KCl)$  می باشد. حرارت های ( $T_{mice}$ ) برای این ادخال ها از  $0.9$  تا  $11.7$  درجه متغیر می باشد، که مطابق با شوری از  $1.7$  تا  $8.1$  درصد وزنی NaCl، به ترتیب، می باشد. برای محاسبه شوری از معادلات (Sterner et al., 1988) استفاده شد. تعداد کمی از ادخال های L مربوط به زون های بالا، دارای ( $T_e$ ) بسیار پایین ( $23$  تا  $29$  درجه سانتیگراد) می باشند، که نشان دهنده مقادیر متوسطی از ( $CaCl_2$ - $FeCl_2$ - $MgCl_2$ ) بعلاوه ( $NaCl \pm KCl$ ) می باشد. این مقادیر به علت تعداد کم گزارش نشده اند و احتمالاً علت بروز آنها مخلوط شدگی شدید بین آب های هیدروترمالی و سیالات جوی (که احتمالاً از ترکیبات  $CaCl_2$ - $FeCl_2$ - $MgCl_2$  نسبتاً غنی بوده اند، می باشد. در بیشتر این سیالات، انحلال هیدروهالیت (Hydrohalite) در حرارت های بین  $26.1$  تا  $22.0$  درجه سانتیگراد تغییر نموده و ذوب یخ در آنها بین  $17.2$  تا  $15.1$  درجه اندازه گرفته شد. در بعضی از موارد یخ در حرارت های  $18.9$  و  $18.1$  درجه سانتیگراد محو شده و در دنبال آن هیدروهالیت در حرارت های  $9.3$  تا  $10.0$  درجه سانتیگراد انحلال یافت. اگر ترکیب شیمیائی در محدوده سیستم  $H_2O - NaCl - CaCl_2$  باشد، وجود  $3$  تا  $7$  درصد وزنی NaCl و بین  $10$  تا  $17$  درصد  $CaCl_2$  با نسبت Ca/Na نسبت اتمی متوسط  $2.1$  خواهد بود. میزان شوری برای این ادخالها بین  $14.1$  تا  $19.2$  درصد وزنی  $NaCl + CaCl_2$  می باشد. نوع  $L_1$  در حرارت های  $250$  و  $300$  (و گاهی تا  $350$ ) درجه سانتیگراد به مایع همگن می شوند.

حرارت یوتکتیک  $L_2$  بین  $21.1$  تا  $16.0$  درجه سانتیگراد می باشد که نشان دهنده وجود یون های اصلی Na، K، و Cl در سیستم می باشد. حرارت ذوب نهائی یخ ( $T_{mice}$ ) برای این ادخالها از  $17.7$  تا  $1.4$  درجه سانتیگراد می

باشد که شوری  $20.1$  تا  $2.1$  درصد وزنی NaCl را نشان می دهند. نوع ادخال های  $L_2$  در حرارت های  $241.1$  تا  $450$  درجه سانتیگراد به مایع همگن می شوند.

سیالات درگیر نوع  $L_3$  دارای  $T_e$  بین  $22$  تا  $15$  و ( $T_{mice}$ ) بین  $1.8$  و  $3.1$  درجه سانتیگراد که موید شوری های بین  $2.8$  و  $5.6$  درصد وزنی NaCl می باشد. سیالات نوع  $L_3$  نیز در حرارت های  $110$  تا  $250$  با میانگین های  $190$  تا  $210$  درجه سانتیگراد به مایع همگن می شوند.

حرارت یوتکتیک ادخال های نوع G بین  $18.1$  تا  $48.2$  درجه سانتیگراد با میانگین  $33$  می باشد که نشان دهنده وجود کاتیونهای اصلی Na و K در سیستم می باشد. درجه حرارت ذوب یخ بین  $0.5$  تا  $14.4$  درجه سانتیگراد می باشد که موید شوری بین  $0.3$  تا  $15$  درصد وزنی NaCl می باشد. ادخالهای نوع G در حرارت های  $300$  تا  $600$  درجه سانتیگراد به گاز همگن شده اند که با توجه به محدودیت حرارتی دستگاه بعضی از آنها اصلاً همگن نشدند. حرارت  $T_{mice}$  در این سیالات، در گروه های I و II بین  $31$  تا  $45$  درجه سانتیگراد تغییر می کند که خود نشان دهنده تشکیل این سیالات بر اثر قطع شدگی (Necking Down) سیالات نوع LGHS می باشد.

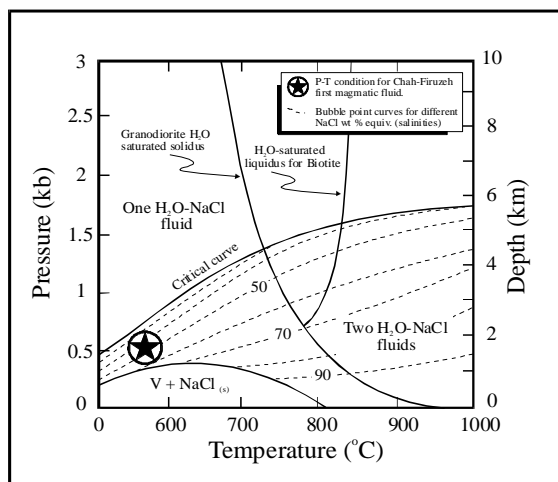
به علت کوچکی زیاد ادخال های S اندازه گیری ( $T_e$ ) در آنها از دقت چندانی برخوردار نیست. همچنین فقط یک مورد هایدروهالیت در نمونه ها اندازه گیری شد که به تنهائی قابل استفاده در نتیجه گیری نخواهد بود. تغییرات ( $T_e$ ) در این نوع از ادخال ها از  $3.3$  تا  $6.3$  درجه سانتیگراد می باشد، که خود نشان دهنده میزان بالای کاتیون های آهن، منیزیم و کلسیم بعلاوه سدیم و پتاسیم می باشد. بر اساس مطالعات (Chou, 1987)، مقدار ( $T_e$ ) برای سیستم های  $CaCl_2-H_2O$ ،  $NaCl-CaCl_2-H_2O$  و  $FeCl_3-H_2O$  به ترتیب برابر  $52$  و  $55$  درجه سانتیگراد میباشد، که خود شاهدهی بر وجود اجزاء ذکر شده در پیش است. در اینجا جهت تأیید این اجزاء روش آنالیز SEM-EDAX پیشنهاد میگردد.

ادخال های نوع  $S_2$  در حرارت های  $280$  تا بیش از  $500$  درجه سانتیگراد به مایع همگن می شوند. بعضی از سیالات درگیر نوع  $S_2$  تا حرارت های  $600$  درجه سانتیگراد نیز همگن نمی شوند. حرارت انحلال هالییت در نوع های  $S_2$  از  $220$  تا  $490$  درجه سانتیگراد (با متوسط  $450$  درجه سانتیگراد) که نشان دهنده شوری های از  $32$  تا  $60$  درصد وزنی NaCl می باشد تغییر می کند.

در ادخالهای نوع  $S_1$  اولین کانی که در حرارت های بین  $25$  تا  $40$  درجه سانتیگراد انحلال می یابد میرابیلیت می باشد، که خود در حین سرد نمودن سیال درگیر ایجاد می گردد (در اینجا جهت تأیید این اجزاء روش آنالیز SEM-EDAX پیشنهاد میگردد). حرارت انحلال سیلویت بین  $95$  تا  $210$  درجه سانتیگراد می باشد. اریتروسیدریت (Erythrosiderite) در حرارت های  $90$  تا  $175$  درجه سانتیگراد انحلال میابد در حالی که انیدریت و کالکوپریت هیچگاه انحلال نمی یابند. علت این امر فرار پروتون هیدروژن از طریق شبکه بلورین کانی میزبان، یعنی کوارتز، به مرور زمان و تغییرات pH سیستم می باشد. حباب گاز در حرارت های از  $230$  تا  $430$  درجه سانتیگراد انحلال می یابد. همگن شدن نهائی ادخال های نوع  $S_1$  با انحلال هالییت و در حرارت های  $290$  تا بیش از  $500$  درجه سانتیگراد صورت می گیرد. شوری ادخالهای  $S_1$  نیز بر اساس انحلال هالییت و بعد از آن سیلویت و بر طبق معادله (Strener



(با توجه به منحنی نقاط گاز). از سوی دیگر هم حضوری سیالات نوع LGHS با شرایط  $T_{d_{Halite}} > Th_{L-G}$ ، (بیشتر سیالات نوع LGHS<sub>2</sub>) نشانه افزایش بسیار فشار در مقاطع خاصی از زمان است، که خود مقدمات بروز انفجار های عمقی و ایجاد رگه های استوک ورک را تامین می کرده است. در حقیقت این فشار گاهی تا ۱۵۰۰ بار قابل محاسبه است. به طور خلاصه می توان پیشنهاد نمود که متوسط فشار در هنگام گرفتاری تراکم I حدود ۵۰۰ بار و متوسط حرارت حدود ۴۵۰ درجه سانتیگراد بوده است. تراکم II که توسط هم حضوری سیالات نوع LGHS<sub>3</sub> و GL مشخص می شود، دارای شباهت زیادی از نظر همگن شدن فاز مایع-گاز (liquid-vapor homogenization temperatures) هستند. در گروه های رگه ای I و II سیالات نوع LGHS بعد از انحلال هالیت، با حذف حباب گاز در حرارت متوسط ۳۵۰ درجه سانتیگراد همگن می شوند. بر اساس بررسی های انجام شده توسط دیگر افراد مانند (Sourirajan and Kennedy, 1962) و (Chou, 1987) برای این سیستم (NaCl-H<sub>2</sub>O)، فشار سیال مرتبط به این سیستم معادل ۲۰۰ بار تعیین شده است. سیالات نوع GL که با حذف شدن مایع در حرارت های ۳۸۰ تا بیش از ۵۰۰ درجه همگن می شوند، حرارت هائی بالاتر از سیالات LGHS<sub>3</sub> را نشان می دهند، که این مورد در ارتباط با درگیری غیر متجانس (Heterogeneous entrapment) مایع-گاز در هنگام جوش می باشد. در رگه های گروه III سیالات نوع LGHS<sub>3</sub> در حرارت های بیش از ۳۰۰ درجه سانتیگراد با، هم حذف گاز و هم انحلال هالیت، همگن می شوند. بنابر این تراکم II در حرارت هائی کمتر از سیالات تراکم I تشکیل شده اند و در اثر کاهش حرارت و فشار بر اثر شکستگی سیستم که توسط گروه III رگه ها مشخص است، ایجاد شده اند. حرارت هیدرواستاتیک در حین تشکیل این تراکم بین ۱۵۰ تا ۲۰۰ بار تعیین گردید.



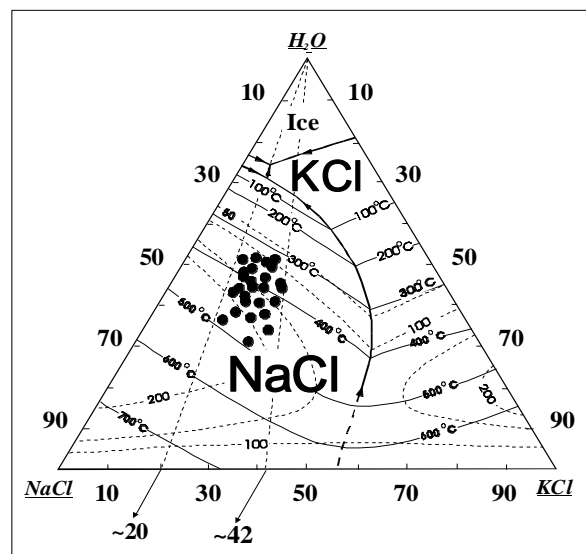
شکل ۶ موقعیت سیالات کانه ساز اولیه چاه فیروزه در حرارت ۵۵۰ درجه سانتیگراد و بالاتر بر اساس مطالعات سیالات درگیر چاه شماره ۶. محدوده ستاره در منحنی گاز، با شوری های ۵۰ درصد NaCl و بالاتر، نشان دهنده ی محلول هائی زایا در سیستم می باشد.

(et al., 1988) صورت گرفت که به این ترتیب شوری های متوسط از ۴۲ تا حدود ۶۰ درصد وزنی NaCl تعیین گردید. اختلاف حرارتی بین حرارت انحلال هالیت و گاز از ۱ تا ۲۲۰ درجه سانتیگراد (با مدهای ۳۷ تا ۹۴ درجه سانتیگراد) متفاوت می باشد.

### نسبت K/Na در سیستم چاه فیروزه

مقدار NaCl و KCl در نوع S بر اساس حرارت انحلال هالیت و سیلویت و اطلاعات موجود از سیستم KCl - NaCl - CaCl<sub>2</sub> (شکل ۵) محاسبه شد. مقدار NaCl بین ۳۵ تا ۴۹ درصد وزنی و مقدار KCl بین ۱۹ تا ۲۷ درصد وزنی و نسبت اتمی بین K/Na بین ۰.۲۰ تا ۰.۴۲ با متوسط ۰.۳۰ تعیین گردید. ترکیب شیمیائی کلی این ادخالها در انواع S<sub>1</sub> و S<sub>2</sub> نشان دهنده ی مقدار بالائی از پتاسیم در سیستم است که عامل اصلی بروز اریتروسیدریت (Erythrosiderite) در آنهاست. نسبت K/Na در ادخالهای نوع S<sub>2</sub> کمتر از آن در نوع S<sub>1</sub> می باشد. این امر نشان دهنده ی اثر سیالات نوع S<sub>1</sub> در بروز دگرسانی پتاسیک می باشد.

حداکثر فشار حاکم بر سیستم، هنگام تزریق توده مولد را می توان با توجه به بار روئی و از طریق تعیین ستون استراتیگرافی با توجه به بررسی سیالات درگیر، فشار لیتواستاتیک برای مغزه مطالعه شده (شماره ۶)، (شکل ۶) تقریباً ۵۰۰ بار تعیین گردید.



شکل ۵. نمودار فازی (KCl-NaCl-H<sub>2</sub>O)، که در آن ترکیب شیمیائی سیالات درگیر شده نوع (S) که دارای سیلویت علاوه بر هالیت بوده اند رادر چاه فیروزه نشان داده شده است. دیاگرام پس از (Roeder, 1984).

### بحث

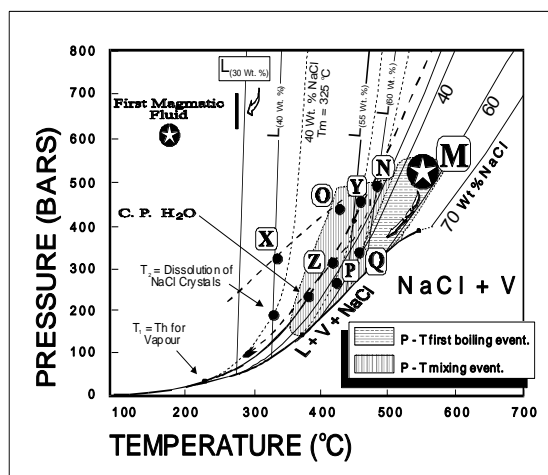
سیالات درگیر نوع LGHS همراه با نوع GL در رگه های گروه I و در بیشتر افق های پتاسیک دیده می شوند. این مجموعه به همراه سیالات نوع LGHS<sub>2</sub> موید تراکم I معرفی می شوند. حرارت همگن شدن سیالات نوع S<sub>1</sub> (غالباً به صورت  $(Th_{L-G} > Td_{Halite})$ ) از ۳۳۰ تا بیش از ۵۰۰ درجه سانتیگراد، و برای سیالات همراه با آنها (بیشتر GL) بین ۴۰۰ تا ۵۲۰ درجه سانتیگراد می باشد. سیالات نوع S<sub>2</sub> (در شرایط  $Th_{L-G} < Td_{Halite}$ ) دارای حرارت های همگنی ۲۸۰ تا بیش از ۵۰۰ درجه سانتیگراد می باشند. در این حرارت ها، بیشترین فشار برای هم حضوری دو نوع از سیالات، معادل ۵۰۰ بار خواهد بود

مسلم است که حرارت انجماد این توده و نیز فشار حاکم در آن زمان بالاتر از منحنی نقطه بحرانی یک سیال با شوری بالا از یک سیستم (NaCl-H<sub>2</sub>O) بوده است (شکل ۵). این مجموعه خیلی سریع نسبت به هالیت اشباع شده است. ادخال های S<sub>2</sub> در حقیقت می تواند مولد ادخال های S<sub>1</sub> و G که به ترتیب دارای چگالی های بالا و پائین هستند باشد. این طرح به دو دلیل ذیل قابل اثبات است: الف) تقریباً تمامی ادخال های S<sub>1</sub> با ناپدید شدن گاز همگن می شوند، ب) غالباً همراه با ادخال های G هستند. در اولین مرحله جوشیدن سیالات در سیستم چاه فیروزه، تشکیل مستقیم S<sub>1</sub> و G در شرایط هایدرواستاتیک از S<sub>2</sub> باعث اشباع شدن این سیالات از مس می شده که بعداً مقدمات جداسدن آن را از محلول ها به علت افزایش پتانسیل شیمیایی مس و جایگزینی آن در سنگ ایجاد می کرده است. همچنین با توجه به حرارت همگن شدن بالای ادخال های S<sub>2</sub> و G که معرف سیالات تراکم II می باشند، می توان نتیجه گرفت که این ها نیز منشاء ارتو ماگمایی داشته و مخلوط شدن سیالات تراکم I با آب های جوی باعث ایجاد آن ها می شده است. همچنین وجود یک کاهش تدریجی از نظر حرارت همگن شدن و شوری در گذر از ادخال های S<sub>2</sub> به L نیز تائیدی دیگر بر این مسئله است (شکل ۷).

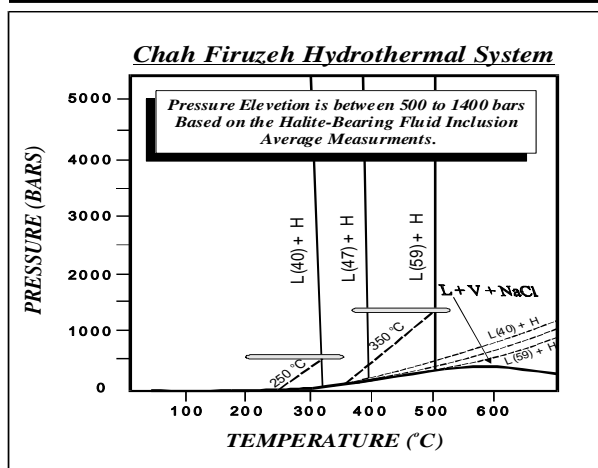
سیالات تراکم III (که معرف آن ها ادخال های L می باشند)، در تمامی سیستم به صورت یک پدیده کاملاً تاخیری گردش نموده است. به همین علت در تمامی گروه رگه ها و همیشه با شکل کاملاً ثانویه دیده میشوند. منشاء این ادخال ها را می توان در به دام افتادن سیالات جوی دانست که بسیار کم با سیالات ماگمایی مخلوط شده اند. سیالات تراکم I و II نیز در نمونه های عمیقتر (با توجه به دگرسانی موجود در سنگ نمونه) بیشتر از بخش های سطحی است. حرکت سیالات با خلصت جوی بسیار بالا که به صورت نقطه (X) در شکل ۵ نشان داده شده و تحول آن در جریان تدریجی افزایش حرارت سیستم به علت در گیر شدن با سیالات ماگمایی داغ، که در شکل مذکور با نقطه (M) مشخص شده است باعث تغییرات ترمودینامیکی مجموعه و در نتیجه شرایط ایده آل برای نهشت مس شده است. در نقطه (Y) سیال به بیشترین عمق قابل نفوذ خود میرسد و سپس در امتداد منحنی (Y-Z) بصورت آدیباتیک صعود میکند. در این حالت با توجه به اینکه سیال اولیه واجد مس بوده است (تایید شده توسط سیالات درگیر عمیق) شرایط ایده آل را برای شستشوی بخش های زیرین و تمرکز مس در بخش های بالاتر را فراهم کرده است.

به طور اجمال می توان ارتباط بین وقوع این سیالات و هم ارزهای دگرسانی آنها را بدین صورت بیان نمود: اولین سیال با شوری بسیار بالا که در توده چرخش کرده است دارای منشاء ماگمایی بوده و مستقیماً از بلورین شدن مذاب ایجاد شده است. این سیال بر اثر کاهش حرارت ماگما تا ۳۵۰ درجه سانتیگراد که شرایط درگیری برای آن ایجاد می شده است، تشکیل شده اند. این سیال مسبب ایجاد دگرسانی پتاسیک در بخش بالای توده است. اگر چه شوری بیش از ۵۰ درصد وزنی NaCl در آن اندازه گیری شده است، اما در واقع ترکیب آن بسیار پیچیده بوده و چنانچه شرایط آنالیز محصولات متلاشی شدن کامل ایجاد گردد، این ویژگی به طور دقیق تر قابل نمایش خواهد بود. تداوم سرد شدن محلول های ارتوماگمایی در سیستم باعث ایجاد و شروع فلدسپاتهای پتاسیک در سیستم، و متعاقباً باعث ایجاد دگرسانی پتاسیک در بخش مرکزی

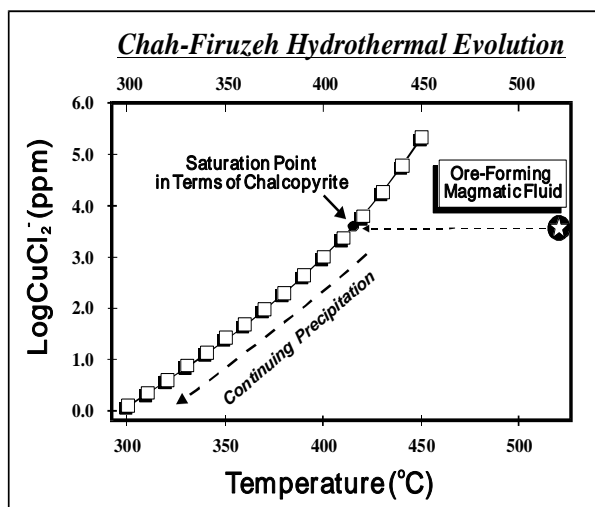
سیالات درگیر نوع LG مربوط به تراکم III در حقیقت سیالی بسیار تاخیری محسوب می شود که در مراحل آخر در سیستم گشته است. حرارت همگن شدن این سیالات به مایع بین ۲۳۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی گراد تعیین گردید. به نظر می رسد که سیالات درگیر نوع LG وقتی به دام افتاده اند که سیستم به شدت شکستگی پیدا کرده و فشار غالب هیدرواستاتیک بوده است. این نوع سیالات در تمامی سیستم های زبای پورفیری شناخته شده هستند و توسط محققین دیگر نیز گزارش شده اند (Hezarkhani 2006b, 2006c, Hezarkhani and Williams-Jones, 1998, Quan et al., 1987, Wilson et al., 1980, Ahmad and Rose, 1980, Eastoe, 1978, Ford, 1978). توجه به حرارت همگن شدن و نیز شوری بالای ادخال های S<sub>1</sub> و S<sub>2</sub> میتوان نتیجه گرفت که این مجموعه مشخص کننده سیالات ارتوماگمایی می باشد که از یک ماگمای دیوریت/گرانودیوریتی میتوانسته به صورت یک فاز با چگالی بسیار بالا جدا شده باشند (Hezarkhani, 2006a, 2006b, 2006c, 2006d).



شکل ۷. همانگونه که در متن نیز ذکر شد، ادخال های نوع (S) در چاه فیروزه، احتمالاً حاصل پدیده جوشش سیالات ماگمایی می باشند که در حرارت های بالا تر از ۵۰۰ درجه سانتیگراد و در فشارهای ۵۰۰ بار و بیشتر (نقطه M) ایجاد شده اند. نشان دهنده مسیری است که در آن چگونگی تشکیل ادخال های (S<sub>2</sub>) و (S<sub>3</sub>) که با انحلال هالیت همگن می شوند نشان داده شده است. سیالاتی که بین نقاط (N) و (O) در گیر شده اند با هالیت های خطوط انحلالی در تعادل کامل قرار دارند. برای تشکیل ادخال های (S<sub>3</sub>) در سیستم چاه فیروزه (مغزه شماره ۶) که با همگن شدن گاز در اثر افزایش حرارت مشخص می شوند، کاهش ناگهانی فشار در امتداد (N-P) یا (N-Q)، که در واقع یک کاهش فشار ایزوترمال است، تا جایی که سیال با گاز در تعادل قرار گیرد ضروری می باشد. نقطه (X) شرایط اولیه از نظر فشار و حرارت را برای سیالات جوی نشان می دهد. این سیالات به داخل سیستم وارد شده و با سیالات ماگمایی مخلوط شده اند، و در نتیجه فشار و حرارت آن ها بطور متناسب افزایش یافته است. در نقطه (Y) این سیال به حداکثر عمق ممکنه خود می رسد و سپس در امتداد منحنی کاهش حرارتی آدیباتیک (Y-Z) پائین می رود. در نتیجه این عمل، ادخال های (L و G) در سیستم گرمایی چاه فیروزه تشکیل شده اند. حروف اختصار بکار رفته در بالا: (C.P.H<sub>2</sub>O) = نقطه بحرانی آب. (L) = مایع. (G) = گاز. (NaCl) = هالیت. دیاگرام تغییر یافته بعد از (Chou, 1987) و منحنی لیکیدوس از (Bodnar, 1992).



شکل ۸. نمودار فشار - حرارت برای بخشی از سیستم (NaCl-H<sub>2</sub>O)، که در آن منحنی های مایع - گاز و هالیت (L + G + NaCl) و منحنی های مایع - گاز (L + G) و مایع - هالیت (L + H) برای شوری های ۴۰، ۴۷ و ۵۹ درصد وزنی NaCl در محلول محاسبه و ترسیم شده است. این شوری برای ادخال های نوع S با کمترین و بیشترین حد محاسبه شده NaCl، در چاه فیروزه تعیین گردیده است. خطوط منقطع نشان دهنده حرارت همگن شدن ثابت در حرارت های ۲۵۰ و ۳۵۰ درجه سانتیگراد است که به ترتیب ایزوکور های L(40) + H و L(59) + H را قطع کرده و مشخص کننده فشار در گیر شدن سیالات مولد کانه زائی ماگمایی نوع (S) در چاه فیروزه از فشار های ۵۰۰ تا ۱۴۰۰ بار است، می باشند.



شکل ۹. مراحل اشباع مس در محلول های گرمایی سیستم پورفیری چاه فیروزه. کاهش حرارت باعث خروج تدریجی مس از محلول و نهشت آن در سنگ ها شده است، به طوری که در حرارت های بالا (۵۵۰ درجه سانتیگراد و بیشتر) مقدار مس محلول به ۱۰۰۰۰ ppm می رسیده است اما در حرارت های پائین (به طور تدریجی) این مقدار به کمتر از ۱ ppm رسیده است. در حقیقت مس در دو زون فیلیک و پتاسیک جایگذاری شده. محاسبه نمودار پس از (Hezarkhani, 1997) می باشد.

توده شده است. در حرارت های بالا، سدیم و پتاسیم در محلول به صورت جفتهای یونی و به شکل NaCl و KCl بوده و می توان فعالیت ترمودینامیکی (aNaCl / aKCl) را برابر با نسبت تمرکز ملکولی آنها در سیستم یعنی حدود ۲ تخمین زد. وجود کالکوپیریت به صورت کانی های دختر (Daughter minerals) در ادخال های نوع S<sub>1</sub> و همراهی آنها با سیالات بشدت شور همراه با رگه های کانیزائی شده، مشخص نمود که شورابه های اولیه همچنین مسئول حمل مس، آهن و گوگرد بوده و در پی آمد آنها رسوب کالکوپیریت، بورنیت و پیریت صورت گرفته است. محلول های نمکی اشباع از این کانی ها، حرارتهای کمی (کمتر از ۴۰۰ درجه سانتیگراد) دارند. ویژگیها و ترکیب فاز سیال اولیه مسبب دگرسانی ها در چاه فیروزه مشابه سایر سیستمهای زایای پورفیری در دیگر نقاط جهان می باشد بنابر این تمرکز مس در زون پتاسیک این منطقه (متوسط ۰/۸۵ درصد) بسیار مناسب برای زون هیپوژن یک نهشت اقتصادی مس پورفیری می باشد (Tittle and Beane, 1981). به نظر میرسد که دلیل اصلی این رخداد در چاه فیروزه عمق مناسب تزریق، بالا بودن آب در ماگمای مولد (دانسیته بالای رگه های گروه I، II و III) و افزایش شرایط اسیدی در سیستم در مراحل نهائی است. این فاکتور ها نشان می دهند که ماگما در مراحل نهائی انجماد از آب اشباع شده و بیشتر مس، که احتمالاً به درون سیالات ماگمایی پخش شده است، توسط این سیالات به بالا انتقال یافته و بر اثر کاهش هر دو پارامتر فشار و حرارت در حد اقتصادی نهشته شده است (شکل های ۸ و ۹). همچنین، جایگذاری کم عمق توده (حدود ۲۰۰۰ متری از سطح فرسایش قدیمی) و افزایش اسیدیته سیستم به طور تدریجی، باعث افزایش سرعت جدایش مس، به علت افزایش ضریب جدایش Cl بین مذاب و فاز آبی شده و بدین ترتیب مس زیادی نهشته شده است. در نهایت، به نظر می رسد که زمان جدایش فاز گازی در اولین مرحله تکوین سیستم صورت گرفته است و علت آن سرعت بسیار بالای توده کم عمق در سرد شدن، آزاد شدن سیال مولد کانیزائی، افزایش به موقع فشار هیدروستاتیکی و در نتیجه بروز سیستم شکستگی استوک ورک وسیع و شروع یک مجموعه ی گرمایی زایا بوده است (Hezarkhani, 2006c).



۱۰۰ سیالات جوی حرارت پائین (که دارای شوری حد متوسطی می باشند) که ادخال های نوع  $L_1$  را ایجاد نموده اند، در محیط اطراف استوک گشته و دگرسانی پروپیلیتیک را ایجاد نموده اند. گرمای بالای مرکز استوک از نفوذ این سیال ها به درون توده به شدت جلوگیری می کرده است. سیالات با شوری پائین تا متوسط، که به عنوان ادخال های نوع  $L_2$  در رگه های گروه III ثبت شده اند، از سیالات بسیار شور ماگمایی تاخیری تر بوده و در بخش مرکزی استوک چاه فیروزه و در محدوده حرارتی تا ۳۹۰ درجه سانتیگراد ایجاد شده اند. این سیالات معرف محلولی رقیق، با منشأ آبهای تشکیلاتی و جوی سرد که به سمت مرکز توده در مرحله میانی تکوین سیستم گرمایی و از طریق درزهای حاصل از بازشدگی شکستگی های مولد رگه های گروه II صورت گرفته است می باشند. اختلاط این سیال با سیالات بسیار شور ماگمایی باعث تنوع شوری ادخالهای حاصل از آنها (۱ تا ۲۲ درصد وزنی NaCl) شده است. جریان سیالات جوی گرم تر به سمت مرکز استوک باعث نابودی فلدسپاتهای پتاسیکی شده است که در جریان دگرسانی پتاسیک تشکیل شده بودند. مجموعه ای از فرایندها مانند افزایش حرارت و کاهش نسبت K/Na این سیالات نسبت به شورابه اولیه به علت تشکیل آلبیت های نو ظهور صورت گرفته است.

تحول سیستم گرمایی توسط سیالاتی اسیدی، پر اکسیژن، سطحی و سرد صورت گرفته که باعث ایجاد دگرسانی های قهقرائی در سطوح بالاتر توده و در نهایت منجر به ایجاد سریسیت و کاتولینیت شده است. افزایش اکسیژن سیستم به علت تفوق آبهای جوی در سیستم باعث ناپایداری کالکوپیریت می شده است. پس از شستشوی شدید مس در بخش مرکزی و بالای کمپلکس، نهشت کالکوپیریت و بورنیت در بعضی از مناطق سطحی و در زون فیلیک صورت گرفته است. این رخداد کانیزائی تاخیری که توسط ادخال های نوع  $S_2$  و  $G$  ثبت شده است، توانست باعث نهشت اقتصادی مس در چاه فیروزه گردد. تمرکز تاخیری مس بعد از پدیده شستشو، در بسیاری از معادن مس پورفیری، که خود با دگرسانی آرزلیکی پیشرفته ای همراه است، بزرگترین عامل اقتصادی شدن آنها محسوب می شود (مانند: بیوت در مونتانا، گسپه در کانادا و سرچشمه در ایران).

### نتیجه گیری

میزان تمرکز مس در زون پتاسیک چاه فیروزه حتی بالاتر از آن است که در بخش هیپوزن سیستم های مس پورفیری اقتصادی در دنیا دیده می شود. عمق کم تزریق، ترکیب دپوریت/گرانودپوریتی ماگما و میزان سیال فراوان تولید شده در حین انجماد از عوامل اصلی وقوع این

پدیده می باشند. همچنین ایجاد سیالات واجد کلر بالا که برای تشکیل کمپلکس های مس و متحرک کردن آنها به سمت بالای سیستم ضروری است در مراحل بسیار ابتدائی انجام شده است. بنابراین به علت تولید کامل سیالات مناسب در سیستم، به جای آنکه مس به داخل فاز جامد پخش گردد، برعکس در حین تشکیل فاز های سیال و غنی از کلرین به داخل این مجموعه ها انتقال یافته و به طور مناسب حمل شده اند. عمق کم نفوذ (حد اکثر ۲ کیلومتر) نیز باعث آزادی فاز گاز و تغییرات شدید حرارتی و جرمی (جوشش) را در مرحله حاد کانیزائی نموده است. این تحولات دلیل تمرکز سیالات کانیزا و نیز دانسیته بالای شکستگی ها و برشی شدنهای مکرر در چاه فیروزه شده و شرایط لازم برای ایجاد نهشتی اقتصادی از مس را تامین کرده است. این مسئله همچنین با عدم حضور وسیع بلور های کالکوپیریت در سیالات در گیر قابل توجه است، چرا که شرایط مناسب برای خروج مس و تثبیت آن در سنگ، به طور کامل برقرار بوده است. در چاه فیروزه اولین مرحله کانیزائی در ارتباط با دگرسانی پتاسیک است که خود حاصل از محلول های ماگمایی در حین کاهش حرارت تا کمتر از ۴۰۰ درجه سانتیگراد، و در شکل رگه های نوع I و II صورت گرفته، برعکس، تحول محلول های گرمایی تاخیری بیشتر بر اثر حمله سیالات جوی رقیق انجام شده است. این محلولها که باعث افزایش نسبت یونی K/Na در سیستم بوده اند، مسبب ایجاد دگرسانی فیلیک شده اند. تداوم جریان این سیالات به سیستم همراه با سرد شدن مداوم مجموعه، باعث اسیدی و بیشتر اکسیدان شدن محیط شده است. در نتیجه این تحولات سنگ میزبان دچار هجوم نفوذی (Pervasive) هیدرولیکی شده و دگرسانی فیلیک باز هم بیشتر گسترش یافته است. بروز جوشش همچنین رسوب مس را افزایش داده است. شستشوی مس در چاه فیروزه مانند بسیاری از معادن مس پورفیری جهان پس از نهشت مستقیم مس در مرحله هیپوزن صورت گرفته است. همچنین گردش سیالات گرمایی مرحله نهائی به واسطه وجود شکستگی های بسیار فراخ و فراوان در سنگ، به سهولت صورت گرفته که خود مسبب افزایش تنش در سیستم و نهشت کالکوپیریت در سطح اقتصادی شده است. با توجه به مرز ناگهانی داشتن کانه زائی و دگرسانی در نقطه مطالعه شده این سیستم، به طور بارزی می توان ادعان نمود که کانه زائی و دگرسانی مسبب آن بشدت در کنترل غسل های منطقه ای که حتی قبل از تزریق توده نفوذی نیز وجود داشته اند، قرار دارد. مجموعه غسل ها که احتمالاً بعد از تزریق و ایجاد فشار های فرا تحمل سنگ های در برگیرنده نیز شروع و گسترش بیشتر یافته اند، به عنوان سد هائی فیزیکی عمل کرده اند که باعث جهت یابی هائی مشخص و محدود که حاصل آن کانه زائی در افق ها و روندهای خاصی بوده است را ایجاد نموده اند.

## منابع

- Ahmad, S. N., and Rose, A. W., 1980, Fluid inclusion in porphyry and skarn ore at Santa Rita, New Mexico: *Economic Geology*, v. 75, p. 229-250.
- Bodnar, R. J., 1992, Experimental determination of the liquidus and isochores of a 40 wt % NaCl-H<sub>2</sub>O solution using synthetic fluid inclusions [abs]: Pan-American Conf. Research Fluid Inclusions (PACROFI IV), Lake Arrowhead, CA, May 22-25, 1992 Program abstracts, V. 4, P. 14.
- Chou, I. M., 1987, Phase relations in the system NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O. III: solubilities of halite in vapor-saturated liquids above 445 oC and redetermination of phase equilibrium properties in the system NaCl-H<sub>2</sub>O to 1000 oC and 1500 bars, *Geochimica et Cosmochimica Acta*. V. 51, P. 1965-1975.
- Eastoe, C. G., 1978, A fluid inclusion study of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea: *Economic Geology*, v. 73, p. 721-748.
- Ford, J. H., 1978, A chemical study of alteration at the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea: *Economic Geology*, v. 73, p. 703-720.
- Haynes, F. M., 1984, Vein densities in drill core, Sierrita porphyry copper deposit, Pima County, Arizona: *Economic Geology*, v. 79, p. 755-758.
- Hezarkhani, A., 1997, Physicochemical controls on alteration and copper mineralization in the Sungun porphyry copper system, Iran. Unpublished Ph.D thesis, Canada, University of McGill, 281 p.
- Hezarkhani, A., and Williams-Jones, A. E., (1998), Controls of alteration and mineralization in the Sungun Porphyry Copper Deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions and stable isotopes. *Association of American Economic Geologist. USA*. V. 93, P. 651-670.
- Hezarkhani, A., (2006)a, Fluid Inclusion Investigations of the Raigan Porphyry Copper System Kerman-Bam, Iran: *Journal of IGR, California, USA*. V. 48, P. 255-270.
- Hezarkhani, A., (2006)b, Hydrothermal Evolutions at the Sar-Cheshmeh Porphyry Cu-Mo Deposit, Iran: Evidence from Fluid Inclusions. *Journal of Asian Earth Sciences, England*. V. 28,. P. 408-422.
- Hezarkhani, A., (2006)c, Alteration/Mineralization and Controls of Chalcopyrite Dissolution/Deposition in the Raigan Porphyry System, Bam-Kerman, Iran, *Journal of IGR, California, USA* . V. 48, P. 561-572.
- Hezarkhani, A., (2006)d, Petrology of Intrusive rocks within the Sungun Porphyry Copper Deposit, Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences, England*. V. 73, P. 326-340.
- Hezarkhani, A, (2007), Hydrothermal Evolution in Miduk Porphyry Copper System (Kerman, Iran): Based on the Fluid Inclusion Investigation. *Journal of IGR, California, USA* . (in press).
- Quan, R. A., Cloke, P. L., and Kesler, S. E., 1987, Chemical analyses of halite trend inclusions from the Granisle porphyry copper deposit, British Columbia: *Economic Geology*, v. 82, p. 1912-1930.
- Roedder, E., 1984, Fluid inclusions. In: Ribbe, P. H. (ed.) *Reviews in Mineralogy* 12, 644p.

- Sourirajan, S., and Kennedy, G.C., 1962, The system H<sub>2</sub>O-NaCl at elevated temperatures and pressures: American Journal of Science, v. 260, p. 115-141.
- Sterner, S. M., Hall, D. L., and Bodnar, R. J., 1988, Synthetic fluid inclusions. V. Solubility of the system NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O under vapor-saturated conditions. Geochimica et Cosmochimica Acta, V. 52, P. 989-1005.
- Titley, S.R., and Beane, R.E., 1981, Porphyry copper deposits, Pt. 1. Geologic settings, petrology, and tectonogenesis. Pt. 2. Hydrothermal alteration and mineralization: Economic Geology 75th Anniversary Volume, p.214-269.
- Werre, Jr., R. W., Bodnar, R. J., Bethke, P. M., and Barton, P. B., 1979, A novel gas-flow fluid inclusion heating-freezing stage (abstr): Geological Society of America. Abstract Programs, 11, p. 539.
- Wilson, J. W. J., Kesler, S. E., Cloke, P. L., and Kelly, W. C., 1980, Fluid inclusion geochemistry of the Granisle and Bell porphyry copper deposits, British Columbia: Economic Geology, v. 75, p. 45-61.