

مدل کانسار مس پورفیری

گزارش تحقیق علمی سازمان زمین شناسی امریکا

به سرپرستی

مارشیا کی. مکانات

ترجمه‌ی ساسان ملکی

Porphyry Copper Deposit Model

Scientific Investigations Report 2010-5070-B

U.S. Geological Survey

Marcia K. McNutt, Director



انتشارات تکرنگ

مدل کانسار مس پورفیری (گزارش تحقیق علمی 2010-5070-B)

سازمان زمین‌شناسی آمریکا، به سرپرستی مارشیا کی. مک‌نات

ترجمه‌ی ساسان ملکی

ویرایش علمی و هنری انتشارات تکرنگ

انتشارات تکرنگ، تهران

شابک: ۳-۱۱-۶۰۸۱-۶۰۰-۹۷۸

چاپ اول ۱۳۹۱

تعداد ۵۰۰ نسخه

قیمت: ۳۵۰۰۰ تومان

چاپ دیجیتال و صحافی: ارس

حق چاپ برای انتشارات تکرنگ محفوظ است

| | |
|---------------------|---|
| سرشناسه | : |
| عنوان و نام پدیدآور | |
| مشخصات نشر | |
| مشخصات ظاهری | |
| شابک | |
| وضعیت فهرست‌نویسی | |
| یادداشت | |
| موضوع | |
| موضوع | |
| شناسه افزوده | |
| شناسه افزوده | |
| رده‌بندی کنگره | |
| شماره کتابشناسی ملی | |

نشانی: خیابان دکتر بهشتی، اندیشه، اندیشه ۶ شرقی، شماره ۲۲، تلفن ۸۸۴۰۵۶۳۸، ۰۹۱۲۱۹۹۲۳۷۱

فهرست

| | | | |
|--|----|--|----|
| خلاصه | ۷ | توصیف کلی..... | ۲۲ |
| مدل کانسار مس پورفیری | ۷ | انواع کانسارهای همراه و انتقالی..... | ۲۵ |
| انواع کانسارها و محصولات همراه با کانسارهای مس پورفیری..... | ۷ | محصولات اصلی..... | ۲۵ |
| محیط تشکیل ناحیه‌ای | ۷ | محصولات فرعی..... | ۲۵ |
| توصیف فیزیکی کانسارها..... | ۸ | اجزاء نادر | ۲۵ |
| خصوصیات ژئوفیزیکی..... | ۹ | کانسارهای نمونه | ۲۵ |
| خصوصیات کانسنگ هیپوژن..... | ۱۰ | C. تاریخچه کانسارهای مس پورفیری | ۲۵ |
| خصوصیات کانسنگ سوپرژن..... | ۱۰ | D. محیط ناحیه‌ای..... | ۲۷ |
| خصوصیات باطله مناطق سوپرژن و هیپوژن..... | ۱۱ | محیط ژئوتکتونیک..... | ۲۷ |
| دگرسانی گرمابی | ۱۲ | روابط زمانی | ۳۰ |
| خصوصیات ژئوشیمیایی | ۱۴ | تغییرات طی زمان زمین‌شناسی..... | ۳۰ |
| سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین همراه..... | ۱۶ | تغییرات در درون دوره‌های ماگمایی..... | ۳۰ |
| تئوری منشأ کانسار..... | ۱۷ | استمرار سیستم‌های گرمابی - ماگمایی که کانسارهای مس پورفیری را تشکیل می‌دهند..... | ۳۰ |
| منابع سیال | ۱۸ | روابط با ساختارها..... | ۳۳ |
| کنترل‌کننده‌های نفوذپذیری و جریان سیال | ۱۸ | موقعیت و کنترل‌های ساختاری | ۳۳ |
| انتقال شیمیایی و فرایندهای انتقال | ۱۸ | موقعیت تکتونیکی | ۳۳ |
| فرایندهای انتقال حرارت | ۱۹ | کنترل ساختاری جایگزینی ماگما | ۳۳ |
| شیب‌های فشار | ۱۹ | منشأ رگه‌ها..... | ۳۳ |
| واکنش سنگ - دیواره و فرایندهای رسوب کانه - کانی .. | ۱۹ | حفظ‌شدگی و قطع‌شدگی پورفیری‌ها | ۳۵ |
| رابطه بین دگرسانی، باطله و رگه‌ها | ۲۰ | ارتباط با سنگ‌های آذرین..... | ۳۷ |
| سیماهای زیست‌محیطی..... | ۲۰ | روابط با سنگ‌های رسوبی | ۳۷ |
| اهداف اکتشاف کانسارهای مس پورفیری و راهنماهای ارزیابی منبع | ۲۰ | روابط با سنگ‌های دگرگونی | ۳۷ |
| مفاهیم گسترده‌تر، ارتباط جمعی و شکاف‌های علمی مربوط به کانسارهای مس پورفیری..... | ۲۱ | E. توصیف فیزیکی کانسارها..... | ۳۸ |
| A. پیشگفتار مؤلف | ۲۲ | ابعاد در نمای دوبعدی..... | ۳۸ |
| B. نوع کانسار و محصولات همراه | ۲۲ | گسترش عمودی..... | ۳۸ |
| | | ترکیب/ شکل..... | ۴۱ |

| | | | |
|--|----|---|----|
| کانی‌شناسی..... | ۶۹ | اندازه سیستم‌های گرمایی نسبت به گسترش سنگ دارای کانه‌زایی | ۴۱ |
| مجموعه‌های کانی..... | ۶۹ | اقتصادی..... | ۴۱ |
| پاراژنز و منطقه‌بندی..... | ۷۰ | سنگ‌های میزبان..... | ۴۲ |
| اشکال و بافت‌ها..... | ۷۰ | موقعیت ساختاری و کنترل‌کننده‌ها..... | ۴۲ |
| H and K. خصوصیات هیپوژن، سوپرژن و باطله..... | ۷۴ | F. خصوصیات ژئوفیزیکی..... | ۴۲ |
| کانی‌شناسی..... | ۷۴ | مقدمه..... | ۴۲ |
| مجموعه‌های کانی و پاراژنز..... | ۷۵ | ژئوفیزیک در مقیاس ناحیه‌ای..... | ۴۵ |
| منطقه‌بندی..... | ۷۵ | ژئوفیزیک در مقیاس کانسار..... | ۴۶ |
| بافت‌ها و اندازه دانه‌های باطله هیپوژن..... | ۷۶ | ناهنجاری‌های مغناطیسی..... | ۴۶ |
| بافت‌ها و اندازه دانه‌های باطله سوپرژن..... | ۷۶ | روش‌های الکتریکی و الکترومغناطیسی..... | ۴۸ |
| اهمیت باطله..... | ۷۷ | روش‌های الکتریکی..... | ۵۱ |
| I. دگرسانی گرمایی..... | ۷۷ | روش‌های الکترومغناطیس..... | ۵۲ |
| کانی‌شناسی..... | ۷۸ | مثال‌های بررسی‌های الکتریکی و الکترومگنتیکی در اکتشاف | ۵۳ |
| کانی‌شناسی مجموعه‌ها و رگه‌های همراه آنها..... | ۷۸ | مس پورفیری..... | ۵۳ |
| ابعاد جانبی و عمودی..... | ۸۲ | سایر روش‌های ژئوفیزیکی..... | ۵۴ |
| حواشی..... | ۸۲ | جاذبه زمین..... | ۵۴ |
| دگرسانی زمینه سنگ..... | ۸۴ | انعکاس لرزه‌ای..... | ۵۴ |
| شدت..... | ۸۴ | محدودیت‌ها..... | ۵۴ |
| الگوهای منطقه‌بندی..... | ۸۵ | سنجش از دور کانسارهای مس پورفیری به روش‌های VINR- | ۵۵ |
| J. خصوصیات کانسنگ سوپرژن..... | ۸۸ | SWIR و TIR..... | ۵۵ |
| ابعاد، تناژها و عیارها..... | ۸۹ | مقدمه..... | ۵۵ |
| تشکیل و توزیع..... | ۸۹ | کانسارهای مس پورفیری و خصوصیات طیفی آنها..... | ۵۵ |
| کانی‌شناسی..... | ۸۹ | سیستم‌های تصویربرداری چندطیفی و ابرطیفی و نقشه‌برداری | ۵۶ |
| مجموعه‌ها و اجتماعات کانی..... | ۹۰ | کانسارهای مس پورفیری..... | ۵۶ |
| بافت‌ها و اندازه دانه‌ها..... | ۹۰ | مطالعه موردی - نقشه برداری سنگ‌های دگرسان شده در | ۶۰ |
| L. فرایندهای هوازدگی / سوپرژن..... | ۹۰ | ناحیه سرچشمه ایران با استفاده از داده‌های ASTER..... | ۶۰ |
| مقدمه..... | ۹۰ | داده‌ها و استانداردسازی - روش‌های نقشه‌برداری - تصویر | ۶۴ |
| کانی‌شناسی..... | ۹۲ | ترکیب رنگی کاذب ASTER..... | ۶۴ |
| نرخ‌ها..... | ۹۲ | توصیف و تفسیر تصویر ASTER468 و نقشه کانی‌های | ۶۶ |
| تأثیرات آب و هوای خرد و کلان..... | ۹۲ | دگرسانی ASTER..... | ۶۶ |
| تأثیرات محیط آب‌شناسی..... | ۹۳ | نتایج..... | ۶۸ |
| M. خصوصیات ژئوشیمیایی..... | ۹۳ | G. خصوصیات کانسنگ هیپوژن..... | ۶۸ |
| سنگ شیمی..... | ۹۳ | عیار..... | ۶۹ |

منطقه‌بندی سیالات درگیر و شیب‌های حرارتی ۱۵۱

خصوصیات کانی ۱۵۱

فراوانی، کانی‌شناسی و پاراژنز رگه ۱۵۴

توزیع کانی‌های سولفید ۱۵۴

ژئوشیمی عناصر جزئی ۱۵۴

تصویربرداری طیفی ۱۵۴

کانسارهای مس پورفیری اکسید شده و غنی‌شده بوسیله فرایند سوپرژن ۱۵۵

غنی‌شدگی سوپرژن و خصوصیات کلاهدک شسته شده ۱۵۵

کانی‌های اکسید مس ۱۵۶

تشخیص توالی امیدبخش برای اکتشاف و ارزیابی مس پور فیری ۱۵۶

پوشش بعد از کانی‌زایی و نزدیکی به کانسارهای مس پورفیری ۱۵۶

ساختار ناحیه‌ای و جایگیری توده نفوذی ۱۵۶

توالی‌های امید بخش در مقیاس قاره‌ای ۱۵۷

محدودیت‌های عمق ۱۵۷

S. خصوصیات زمین - زیست‌محیطی ۱۵۷

فرایندهای هوازدگی ۱۵۷

علائم خط مبنای قبل از معدنکاری در خاک، رسوب و آب ۱۵۹

روش‌های معدنکاری گذشته و امروزی و فرآوری کانسنگ ۱۶۰

حجم زباله و باطله‌های معدن ۱۶۰

خصوصیات باطله معدن ۱۶۰

محاسبه اسید/باز ۱۶۰

تحرک فلز مربوط به معدنکاری در آب‌های زیرزمینی و آب سطحی ۱۶۰

دریاچه‌های گودالی ۱۶۱

مقولات زیست‌بوم ۱۶۱

موضوعات سلامتی انسان ۱۶۱

تأثیرات آب و هوایی بر روی آثار زمین زیست‌محیطی ۱۶۲

T. کاستی‌های دانش و مسیرهای تحقیق آنها در آینده ۱۶۲

L. مفاهیم وسیع‌تر و ارتباط جمعی سامانه‌های مس پورفیری .. ۱۶۳

References Cited ۱۶۹

الگوهای منطقه‌بندی عناصر جزئی ۹۶

ترکیبات کانی ۹۸

ترکیبات شیمیایی سیالات ۱۰۹

ترکیبات ایزوتوپ پایدار سیالات ۱۱۳

ایزوتوپ‌های پایدار غیرمعمول - مس و مولیبدن ۱۱۵

N. پترولوژی سنگ‌های آذرین همراه ۱۱۶

اسامی سنگ‌ها ۱۱۶

اشکال سنگ‌های آذرین و مجموعه‌های سنگ ۱۱۶

کانی‌شناسی ۱۱۶

بافت‌ها و ساختارها ۱۱۶

اندازه دانه ۱۱۹

سنگ شیمی ۱۱۹

ژئوشیمی عناصر نادر ۱۲۶

ژئوشیمی ایزوتوپی ۱۲۸

ایزوتوپ‌های رادیوژنیک کانه ۱۳۶

عمق جایگزینی ۱۳۸

O. سنگ‌شناسی سنگ‌های رسوبی همراه ۱۳۸

P. سنگ‌شناسی سنگ‌های دگرگونی همراه ۱۳۸

Q. تئوری تشکیل کانسار ۱۳۸

وابسته‌های سامانه کانسار ۱۳۸

کنترل‌کننده‌های تراوایی و جریان سیال ۱۴۰

منابع سیالات و فلزات ۱۴۲

انتقال شیمیایی و فرایندهای حامل ۱۴۴

انتقال حرارت و فرایندهای حامل ۱۴۵

مقیاس زمانی ۱۴۶

شیب‌های فشار در مدت تشکیل سامانه مس پورفیری ۱۴۷

واکنش سنگ دیواره و فرایندهای ته‌نشست کانسنگ - کانی ۱۴۸

ارتباط بین دگرسانی، باطله و کانی‌زایی رگه ۱۴۹

R. رهیافت‌های اکتشاف مس پورفیری و ارزیابی منبع ۱۴۹

خصوصیات هیپوژن کانسارهای مس پورفیری و شیب‌های درون سامانه‌های مس پورفیری ۱۵۰

نقشه برداری انواع سنگ‌ها، ساختار، کانی‌های گرمابی و منطقه‌بندی ۱۵۰

خلاصه

زیادی برجای می‌گذارند. کانسارهای مس پورفیری جزو اولین معادنی بودند که در اوایل قرن بیستم با روش‌های بزرگ مقیاس گودال-رو باز معدنکاری شدند، از آن به بعد یک روش کم هزینه معدنکاری برای سایر ذخایر تناژ بالا-عیار پایین ایجاد شد (مانند معادن طلا و نقره).

انواع کانسارها و محصولات همراه با کانسارهای مس پورفیری

کانسارهای مس پورفیری بطور اساسی برای مس استخراج می‌شوند، هر چند مولیبدن و طلا در برخی کانسارها بصورت فرعی استخراج می‌شوند. رنیوم، تلوریوم، عناصر گروه پلاتین، آرسنیک و روی نیز از برخی کانسارها بازیافت می‌شود.

با افزایش نسبت مولیبدن/مس کانسارهای مس پورفیری در مرحله گذار به کانسارهای مولیبدن پورفیری (نوع کوارتز مونوزونیتی) قرار داشته و با افزایش نسبت طلا / مس کانسارهای مس پورفیری در مرحله گذار به کانسارهای طلای پورفیری قرار دارند.

انواع کانسارهایی که ممکن است از لحاظ ژنری با کانسارهای مس پورفیری همراه باشند عبارتند از:

جایگزینی‌های چندفلزی (نقره، سرب، روی، مس و طلا).

رگه‌های چند فلزی (طلا، نقره، مس، سری، روی، منگنز، آرسنیک).

کانسارهای طلا-نقره پراکنده و فاصله‌دار از توده‌های نفوذی.

رگه‌های گرمابی (انواع طلا-نقره‌دار با میزان سولفید متوسط تا پایین).

کانسارهای گرمابی با سولفید بالا (طلا، نقره، مس و آرسنیک).

محیط تشکیل ناحیه‌ای

محیط‌های کانسارهای مس پورفیری در مقیاس‌های ناحیه‌ای، معدنی و محلی متنوع بوده و با وجود بررسی‌های زیاد علمی از لحاظ ارتباط با کنترل‌کننده‌های تشکیل کانه شناخت کمی در مورد آنها وجود دارد. سامانه‌های مس پورفیری گسترده بوده (شکل AI) ولی از لحاظ زمانی-مکانی محدود هستند و به تکامل قوس‌های ماگمایی در طول مرزهای صفحات همگرا، جایی‌که فرورانش پوسته اقیانوسی و ماگماتیسم نوع قوسی توده‌های گرانیتوئیدی

این نوشتار حاوی یک مدل توصیفی اصلاح شده کانسارهای مس پورفیری، بزرگترین منبع دنیا (در حدود ۶۰ درصد) و ذخیره (در حدود ۶۵ درصد) مس و یک منبع مولیبدن طلا و نقره است. علیرغم عیار پایین (بطور میانگین ۰/۴۴ درصد مس در سال ۲۰۰۸) کانسارهای مس پورفیری به دلیل اندازه بزرگ (بطور معمول صدها میلیون تا میلیارد تن)، مدت طولانی عمر معدن (چندین دهه) و نرخ‌های بالای تولید (میلیاردها کیلوگرم مس در سال) دارای تأثیرات عمده اقتصادی و اجتماعی می‌باشند. مدل اصلاح شده موقعیت زمین دینامیکی کانسارهای مس پورفیری را توصیف می‌کند و توصیفات گسترده در مقیاس ناحیه‌ای تا معدنی و توضیحاتی در مورد خصوصیات ژئوشیمیایی، زمین‌شناسی، ژئوفیزیکی و زمین-زیست‌محیطی را ارائه کرده است. فرضیه‌های امروزی در مورد منشأ مورد بازنگری و ارزیابی قرار گرفته، کمبودهای دانش شناسایی شده و انواع راهنماهای اکتشاف و ارزیابی ارائه شده است.

مدل کانسار مس پورفیری

کانسارهای مس پورفیری شامل کانی‌های مس بصورت پراکنده و انواع موجود در رگه‌ها و برش‌ها هستند که بطور یکنواخت در مقادیر حجیم سنگی توزیع شده‌اند و تناژهای بالایی را تشکیل داده (بیش از ۱۰۰ میلیون تن) و دارای عیارهای متوسط تا بالا می‌باشند (۰/۳ تا ۲ درصد مس). سنگ‌های میزبان در این کانسارها متحمل دگرسانی شده و از لحاظ منشأ شامل نفوذی‌های پورفیری گرانیتوئیدی و سنگ‌های دیواره مجاور آنها می‌باشند. کانسارهای مس پورفیری مهم‌ترین منبع جهانی مس هستند و بیش از ۶۰ درصد تولید جهانی و در حدود ۶۵ درصد منابع شناخته شده مس دنیا را تشکیل می‌دهند. کانسارهای مس پورفیری منبع مهمی برای سایر فلزات محسوب می‌شوند، به‌ویژه برای مولیبدن، طلا و نقره. این کانسارها علیرغم داشتن عیارهای پایین به دلیل ابعاد بزرگ (معمولاً از صدها میلیون تا میلیارد مترمکعب)، دوره طولانی عمر معدن و مقیاس عملیات معدنکاری تأثیرات اقتصادی و اجتماعی

می‌گردد. جایی که اختلاف دانسیته در پوسته بالایی کاهش پیدا کند نیروی شناوری کاهش پیدا می‌کند، بطوریکه ماگما بصورت باتولیت یا پلوتون در می‌آید. سیالات آبدار در زمان سرد شدن، تبلور و انجماد ماگما ایجاد شده و موجب خروج مواد فرار می‌گردند.

نفوذی‌های پورفیری ممکن است شکل لوله‌مانندی داشته و درون هر دو نوع شکستگی‌های شعاعی با شیب زیاد و شکستگی‌های هم‌مرکز با شیب ملایم جایگزین باشند، و این منعکس‌کننده شرایط تنش غالب ماگماست، در جایی که دو تنش افقی اصلی تقریباً یکسان هستند. بنابراین مجموعه شکستگی‌های شعاعی و هم‌مرکز به ندرت در کانسارهای مس پورفیری ثبت شده‌اند. نفوذی‌های پورفیری با شیب زیاد، لایه‌ای، رگه‌های موازی و دایک مانند بیشتر یافت می‌شوند و منعکس‌کننده شرایطی هستند که دو تنش افقی اصلی تا حد زیادی متفاوت بوده و ظاهراً منعکس‌کننده رژیم تنش دور از میدان (far-field) هستند.

توصیف فیزیکی کانسارها

ابعاد و هندسه کانسارهای مس پورفیری تغییرات زیادی دارند، این تغییرات می‌تواند تا حدی به دلیل موارد زیر باشد: نفوذی‌های بعد از کانه‌زایی، انواع مختلف سنگ‌های میزبان که ریخت‌شناسی کانسار را تحت تأثیر قرار می‌دهد و حجم‌های نسبی کانه سوپرژن و هیپوژن که هر کدام از آنها دارای پیکربندی متفاوتی است، همچنین فرسایش و دگرشکلی‌های بعد از کانه‌زایی شامل موارد گسل‌خوردگی و کج‌شدگی‌ها. برای برخی از کانسارها به دلیل عدم وجود رخنمون یا فعالیت‌های اکتشافی کافی، توده‌های نفوذی و دگرشکلی‌های بعد از کانه‌زایی که از تعیین دقیق هندسه و ابعاد کانسار اصلی جلوگیری می‌کند ابهامات بزرگی ایجاد می‌گردد.

کانسارهای مس پورفیری اغلب اطراف توده‌های نفوذی استوانه‌ای یا دسته دایک‌هایی متمرکز می‌گردند که خود در برخی موارد گندهای نفوذی یا باتولیت‌های زیرین می‌باشند (به شکل E4 مراجعه شود). مناطق سطحی نفوذی‌های مربوط به کانه‌زایی بطور معمول بین ۰/۲ تا ۰/۵ کیلومتر مربع وسعت دارند. کانسارهایی که دچار بهم ریختگی نشده‌اند در نمای سطحی معمولاً دارای اشکال بیضوی یا دایره‌ای بوده و قطرهایی بین ۰/۱ تا ۱ کیلومتر دارند

اکسیدان و آبدار پوسته بالایی را که از لحاظ ژنزی با کانسارها در ارتباط هستند، بوجود می‌آورند. در بیشتر موارد پوسته قوس تا حدی ضخیم بوده و در آن شواهد تکتونیکی هم‌زمان فشاری یا فشاری-تراگذار وسیع وجود دارد. برخی از محققین معتقدند که تعدادی از کانسارهای مس پورفیری طی دوره‌های غیرمعمول فرورانش شامل فرورانش مسطح (Flat subduction) ایجاد شده‌اند، فرورانش مسطح مربوطه از طریق فرورانش ساختارهای اقیانوسی مانند ستیغ‌ها، پهنه‌های اقیانوسی، رشته کوه‌های زیردریایی یا طی دوره‌های تشکیل مجدد صفحات ایجاد شده‌اند. درون این محیط شدت فشاری، مرحله گذار فشارش بصورت گسل‌های امتداد لغزش با جابه‌جایی عمده معکوس تظاهر دارد و اعتقاد بر این است که آزادسازی فشار (استرس) و رسیدن به مراحل گذار کششی و تا حدی کششی با جایگزینی توده‌های نفوذی پورفیری همراه است.

برخی کانسارهای مس پورفیری در موقعیت‌های ماگمایی بعد از فرورانش در هر دو محیط‌های فشاری و کششی تشکیل می‌گردند. ماگماهای تشکیل شده در مناطق بعد از فرورانش کم‌حجم و از لحاظ فضایی مجزا بوده، ترکیب آنها از کمی قلیایی (انواع کالک آلکالن با مقادیر بالای K+/-Na) تا شدت قلیایی متغیر است، هر چند که تشکیل برخی از بزرگترین کانسارهای مس (طلا) پورفیری به این موقعیت‌های تکتونیکی نسبت داده شده است (برای مثال گرسبرگ در اندونزی).

کانسارهای مس پورفیری در بیشتر دوره‌های تاریخی تشکیل شده‌اند، ولی چون بطور معمول در بالای پوسته (اعماق کمتر از ۱۰ - ۵ کیلومتری) مناطق ناپایدار تکتونیکی مرزهای صفحات همگرا تشکیل شده و در مقابل فرسایش آسیب‌پذیر هستند، بیش از ۹۰ درصد کانسارهای شناخته شده از لحاظ سنی مربوط به سنوزویک و مزوزویک می‌باشند (به شکل D5 مراجعه شود). گسل‌های بعد از کانه‌زایی علاوه بر نقش عمده‌ای که در حفظ کانسارهای مس پورفیری دارند در اکتشاف و ارزیابی نیز اهمیت زیادی دارند.

سیستم‌های رگه، درزه و برش‌ها نتایج اجتناب‌ناپذیر ماگماتیزم پورفیری هستند. بالآمدن ماگماهای آبدار سیلیسی تا حد واسط به درون پوسته بالایی از منابع عمیق‌تر بواسطه شناوری این ماگماها که نسبت به سنگ‌های اطراف خود چگالی کمتری دارند، ایجاد

می‌کنند، در حالیکه روش‌های مغناطیس‌هوایی در مقیاس معدنی، مغناطیس‌زمینی و مطالعات الکترومغناطیسی به تعیین خصوصیات کانه‌زایی بطور سه بعدی کمک می‌کنند.

ماهیت واقعی تکامل سیستم مس پورفیری کانی‌هایی با خصوصیات ژئوفیزیکی متنوع را نزدیک به سطح توپوگرافی متمرکز می‌سازد. در مرحله اول دگرسانی همراه با نهشت مس پورفیری در مناطقی اتفاق می‌افتد که الگوهای مکانی قابل پیش‌بینی خصوصیات مغناطیسی را بوجود می‌آورد. بررسی‌های مغناطیسی زمینی و هوایی با قدرت تفکیک بالا قادر به تهیه نقشه این مناطق بوده و وسایل اکتشافی را در مقیاس معدنی فراهم می‌کنند. سولفیدهای آهن و مس (پیریت، کالکوپیریت، کالکوسیت و بورنیت) در بیشتر مناطق کانسار و دگرسانی توزیع شده‌اند. این کانی‌ها معمولاً مقاومت الکتریکی پایینی دارند که بوسیله روش‌های الکتریکی و الکترومغناطیسی قابل تشخیص می‌باشد. ماهیت پراکنده کانی‌های سولفیدی در سیستم‌های پورفیری بطور ویژه برای روش‌های پلاریزاسیون القایی که قابلیت شارژ الکتریکی مواد پوسته را اندازه‌گیری می‌کنند، مناسب است. روش‌های معکوس متداول بکار رفته برای داده‌های الکتریکی و الکترومغناطیسی می‌تواند چارچوب سه‌بعدی کانسارهای مس پورفیری را تعیین کند. روش‌های انعکاس لرزه‌ای و پرتونگاری مقطعی لرزه‌ای تصاویر سه‌بعدی سرعت لرزه‌ای تهیه می‌کند که گاهی در شناسایی واحدهای سنگ‌شناسی در اطراف و بالای کانسارهای مس پورفیری مفید می‌باشند. بسته به اختلاف چگالی بین توده نفوذی و سنگ میزبان آنومالی‌های ثقل‌سنجی می‌توانند در تعیین محل و خصوصیات توده‌های نفوذی که از لحاظ منشأ با سیستم‌های مس پورفیری در ارتباط هستند مورد استفاده قرار گیرند. تفسیرهای ژئوفیزیکی بطور ذاتی منحصر بفرد نبوده و زمین‌شناسی همیشه دارای پیچیدگی می‌باشد. تفسیرها باید براساس داده‌های زمین‌شناسی مستقل مانند نقشه‌برداری زمین‌شناسی، مجموعه داده‌های ژئوفیزیکی چندگانه و اطلاعات کانی‌شناسی-سنگ‌شناسی زیرسطحی باشد.

در مناطق دارای رخنمون مناسب و پوشش گیاهی محدود سنجش از دور بوسیله سیستم‌های تصویربرداری هوایی و فضایی

و گستردگی عمودی آنها مشابه وسعت افقی آنهاست. در مقطع عرضی تغییرات مناطق کانه‌دار از پوسته‌های استوانه‌ای با بخش‌های دگرسان ولی کم عیار داخلی که به مناطق عقیم معروفند (barren) به ترتیب سمت پیااله‌های وارونه اطراف هسته‌های عقیم، گنبد‌های چندتایی یا پیااله‌های وارونه و اشکال کشیده و بیضوی عمودی متغیر است.

گستردگی عمودی کانه مس هیپوژن در کانسارهای مس پورفیری برابر یا کمتر از ۱ تا ۱/۵ کیلومتر است. چون سنگ دارای کانه‌زایی مس می‌تواند تا چندین کیلومتر عمیق‌تر ادامه داشته باشد مرز قاعده کانسنگ به عواملی مانند عیار مس، قیمت مس، هزینه‌های معدنکاری و طراحی معدن بستگی دارد. در بعضی از کانسارها قاعده کانسنگ نشان دهنده محدودیت در حفاری است. وسعت عمودی کانه مس غنی شده تحت تأثیر برخی فاکتورها بطور قابل توجهی متغیر است اما به ندرت از ۲۰۰ متر بیشتر است (به شکل J1 مراجعه شود).

حجم کل سنگی که بوسیله جریان حرارت یا سیال مربوط به سیستم مس پورفیری تحت تأثیر قرار گرفته است از مناطق کانه یا مناطق مشاهده شده سنگ دگرسان بسیار وسیع‌تر است. حجم‌های سنگ دگرسان شده ممکن است از مرکز کانه‌زایی مس پورفیری تا فاصله ۱۰ کیلومتر یا بیشتر و اعماق بیش از ۱۰ کیلومتر گسترش داشته باشد (به شکل E4 مراجعه شود). آثار دور کانسارهای مس پورفیری شامل تأثیرات حرارتی در سنگ‌های دیواره بوسیله مواردی شامل آثار شکافت هسته‌ای (fission tracks)، شاخص‌های دگرسانی رنگی کونودونت، انعکاس بیتومن، پراکندگی عناصر ردیاب (مانند آرسنیک، جیوه و آنتیمون) در طول شکستگی‌ها و رگه‌ها و همینطور فقیرشدگی δO^{18} قابل تشخیص است.

خصوصیات ژئوفیزیکی

روش‌های جدید ژئوفیزیکی بطور وسیعی در اکتشاف و تعیین خصوصیات کانسارهای مس پورفیری استفاده می‌شوند (به اشکال RIA, B مراجعه شود). روش‌های ناحیه‌ای مغناطیس‌هوایی، لرزه‌ای، ثقل‌سنجی و سنجش از دور دانسته‌هایی در مورد ساختار گسترده پوسته‌ای و چارچوب ماگمایی میزبان کانه‌زایی فراهم

کانسنگ‌های دارای عیار پایین‌تر سوپرژن و هیپوژن به دلیل افزایش قیمت مس، افزایش کارایی معدنکاری و افزایش معدنکاری کانسنگ‌های عیار پایینتر مس اکسیدی می‌باشد که در آنها با روش اسیدشویی (Leaching) مس با هزینه نسبتاً کمتری بازیافت می‌گردد. بنابراین یک عیار متوسط هیپوژن برای کانسارهای مس پورفیری با استفاده از آمارهای تولید موجود قابل تعیین نمی‌باشد.

عیارهای مولیبدن از ۰/۰۰۱ تا ۰/۱ درصد متغیر است، می‌توان عیار متوسط مولیبدن در سال ۲۰۰۲ را که ۰/۰۱۸ درصد است بعنوان عیار هیپوژن مولیبدن در نظر گرفت، زیرا مولیبدن بوسیله فرایند غنی‌شدگی سوپرژن تغییر قابل ملاحظه‌ای پیدا نمی‌کند. متوسط عیار طلا و نقره در سال ۲۰۰۲ از کانسارهایی که طلا و نقره از آنها بازیافت شده به ترتیب ۰/۱۶ و ۲/۶۷ گرم در تن بوده و دامنه تغییرات عیار ۰ تا ۰/۶۵ گرم در تن برای طلا و ۰ تا ۱۰ گرم در تن برای نقره بوده است. داده‌های منتشر شده‌ای که طلا و نقره هیپوژن را از انواع سوپرژن تفکیک کرده باشد، وجود ندارد.

خصوصیات کانسنگ سوپرژن

کانسنگ سوپرژن شامل کانی‌های قابل استخراج مس و تعداد زیادی از سایر کانی‌ها می‌باشد که بوسیله موارد زیر تشکیل شده‌اند: آب‌های فرورو، آب‌های زیرزمینی با pH پایین که کانی‌های مس هیپوژن را در خود حل کرده‌اند و مس را در کانی‌های پایدار محیط‌های اکسیدان و دما پایین بازنهشت ساخته‌اند. چرخه‌های انحلال-رسوب منجر به تمرکز مس در کانسارهای مجاور وسیعی می‌شود که تحت عناوین کانسارهای اکسید سوپرژن، پتوهای سوپرژن کالکوسیت، مناطق سولفید مس غنی‌شده و به ندرت در تجمعات دور از مراکز ماگمایی بعنوان کانسارهای اکسید خارجی (Exotic) از آنها نام برده می‌شود (به شکل JI مراجعه شود). سنگ‌های متخلخل بالایی که کانی‌های هیپوژن مس و سایر کانی‌ها طی غنی‌شدگی از این بخش‌ها خارج شده‌اند، پوشش شسته‌شده (Leached capping) نام دارند. فاکتورهایی که هوازگی و غنی‌شدگی کانسارهای مس پورفیری را کنترل می‌کنند عبارتند از: نفوذپذیری ایجاد شده بوسیله گسل‌ها، شکستگی‌ها، رگه‌های استوک ورک، آرایش و کانی‌شناسی مناطق دگرسانی هیپوژن به‌ویژه نسبت پیریت/سولفید مس و ظرفیت

چندطیفی می‌تواند برای نقشه‌برداری مجموعه‌های کانی دگرسانی و روابط مکانی آنها در سیستم‌های مس پورفیری مورد استفاده قرار گیرند. کانی‌های دگرسانی مشخصه دگرسانی سرسیتی، آرژیلیک متوسط و پیشرفته، دگرسانی پروپیلیتیک، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و سیلیس از فاصله دور بواسطه خصوصیات جذبی ویژه خود در طیف مرئی تا موج کوتاه مادون قرمز و طول موج‌های حرارتی مادون قرمز قابل نقشه‌برداری می‌باشند.

خصوصیات کانسنگ هیپوژن

کانه در کانسارهای مس پورفیری شامل سنگی است که در آن عیار، ارزش، موقعیت و بازیافت مس و مولیبدن و در برخی کانسارها طلا اجازه معدنکاری را تحت شرایط اقتصادی از پیش تعیین شده می‌دهد. عمده کانه‌های مس در کانسنگ هیپوژن عبارتند از: کالکوپیریت و پیریت که تقریباً در تمامی کانسارها یافت می‌شوند و بورنیت که بطور تقریبی در ۷۵ درصد کانسارها یافت می‌گردد. مولیبدنیت تنها کانی مهم مولیبدن در حدود ۷۰ درصد از کانسارها وجود دارد. طلا و نقره تقریباً در ۳۰ درصد از کانسارها بصورت محصول همراه یا فرعی وجود داشته و تصور می‌شود در کانی‌های بورنیت و کالکوپیریت وجود دارند، رنیوم نیز بصورت محصول فرعی از مولیبدنیت بدست می‌آید. سایر کانی‌های هیپوژن که با کانی‌های مس و مولیبدن وجود دارند عبارتند از: کوارتز، پیریت، سرسیت (موسکویت، میکای پتاسیم‌دار)، کلریت، اپیدون، بیوتیت، فلدسپات پتاسیم‌دار، مگنتیت و اندریت. در برخی از کانسارهای مس پورفیری کانی‌های هیپوژن شامل کانی‌های مس، تنانتیت/انارژیت و کولیت می‌باشند که با کانی‌های کوارتز، پیریت، سرسیت، کائولینیت، آلونیت، پیروفیلیت در مناطق دگرسانی سرسیتی و آرژیلیک پیشرفته همراه می‌باشند.

عیارهای مس از چند ده درصد تا بیش از ۱ درصد وزنی متغیر است، در سال ۲۰۰۸ عیار میانگین ۰/۴۴ درصد بود. در بررسی تولید مقادیر مس سوپرژن و هیپوژن از هم تفکیک نمی‌گردند. بطور معمول بدلیل غنی‌شدگی عیارهای سوپرژن از عیارهای هیپوژن بالاتر است. کاهش در عیار متوسط مس از ۰/۴۹ درصد در سال ۲۰۰۲ به ۰/۴۴ درصد در سال ۲۰۰۹ به نظر منعکس‌کننده تنازهای معدنکاری شده کمتر کانسنگ سوپرژن، معدنکاری

(کالکوپیریت و پیریت) در کانسنگ هیپوژنی که بوسیله کالکوسیت بصورت کامل و یا بخشی جانشین شده‌اند (حاشیه‌ها، شکستگی‌های داخلی) مطابقت دارد. فری مولیدیت کانی معمول مولیدن در کانسنگ‌های مس‌اکسیدی و کلاهای شسته شده است، اشکال (و غنی شدگی) طلا و نقره در کانسارهای مس پورفیری گزارش نشده است.

خصوصیات باطله مناطق سوپرژن و هیپوژن

کانسارهای مس پورفیری بطور عمده (بیش از ۹۸ درصد) از کانی‌های بی‌ارزش یا باطله تشکیل شده‌اند که طی فرایند بازیافت مس، مولیدن، طلا و نقره دور انداخته می‌شوند. کانی‌های باطله شامل کانی‌های اولیه سنگ میزبان، کانی‌های گرمابی هیپوژن و کانی‌های سوپرژنی هستند که حاوی مس یا مولیدن قابل بازیافت نمی‌باشند. سنگی که حاوی مس یا مولیدن نبوده (۱۰۰ درصد از کانی‌های باطله تشکیل شده) یا مس و مولیدن آن برای بازیافت بیش از حد پایین باشد باطله نام دارد. برخی از کانی‌های باطله که بوسیله فرایندهای هیپوژن و سوپرژن بوجود می‌آیند دارای چگالی‌های پایین‌تری نسبت به کانی‌های اولیه سنگ‌ساز و کانی‌های گرمابی هیپوژنی هستند که جانشین آنها می‌شوند. چگالی پایین‌تر کانی‌های باطله به همراه فضاهای خالی ایجاد شده بوسیله انحلال کانی‌ها ثبات فیزیکی کانسنگ و باطله را کاهش داده و طراحی معدن را تحت تأثیر قرار می‌دهد.

گانگ هیپوژن شامل کانی‌های سنگ‌ساز اولیه و کانی‌های گرمابی شامل: فلدسپات پتاسیم‌دار، میکاها، کلریت، اپیدوت، آمفیبول‌ها، پروکسن‌ها، کلسیت، گارنت، کانی‌های سولفات آلومینیم-سیلیکات (کائولینیت، ایلیت، دیکیت، آلونیت، آندالوزیت و پیروفیلیت) و همینطور کانی‌های فرعی (اکسیدهای آهن و تیتانیوم، آپاتیت و زیرکون) می‌باشند. تعداد زیادی از سایر کانی‌های گرمابی سیلیکات، اکسید، سولفات، فسفات و کانی‌های کربناته بطور محلی تشکیل کانی‌های باطله هیپوژن را می‌دهند. توزیع کانی‌های باطله سنگ‌ساز اولیه از الگوی توزیع انواع سنگ‌های سازنده کانسارهای مس پورفیری پیروی می‌کند، در حالیکه کانی‌های باطله گرمابی هیپوژن الگوهای منطقه‌بندی مس،

خنثی‌سازی اسید، نرخ اکسیداسیون و فرسایش (آب و هوا)، تکنونیک، توپوگرافی و زمان.

مناطق کانسنگ مس اکسیدی ده‌ها تا صدها متر ضخامت داشته، شامل ده‌ها تا چند صد هزار تن مس با عیارهای بین ۰/۳ تا بیش از ۱ درصد می‌باشند. مناطق کانسنگ اکسید خارجی ده‌ها تا چند صد متر ضخامت داشته و عیار آنها نیز بین ۰/۳ تا بیش از ۱ درصد متغیر است. مناطق کانسنگ سولفید مس غنی‌شده با ضخامت ده‌ها تا صدها متر شامل ده‌ها هزار تا ۱/۵ میلیارد تن با عیارهای بین ۰/۴ تا ۱/۷ درصد است. کانسنگ‌های مس سولفید غنی‌شده بطور ثابت عیارهای بالاتری نسبت به کانسنگ هیپوژن زیرین یا سنگ دارای کانه‌زایی مس دارند، در حالیکه عیارهای مناطق کانسنگ مس‌اکسید می‌تواند هم بالاتر و هم پایین‌تر از بخش‌های هیپوژن باشد. بازیافت نسبتاً کم‌هزینه مس از کانی‌های اکسیدی بوسیله انحلال اسیدی و رسوب مس از محلول بدست آمده کار برروی کانسارهای مس اکسیدی عیار پایین را ممکن ساخته است. ضخامت کلاهای شسته شده از ۰ تا چند صد متر در بیشتر کانسارهای مس پورفیری متغیر است.

کانی‌های معمول مس در کانسنگ‌های اکسیدان عبارتند از: مالاکیت، آزوریت، کوپریت، کریزوکولا، مس خالص، توده‌های مس (copper wad) و آتاکامیت، همچنین انواع کانی‌های کربنات، اکسید، سیلیکات و سولفید در مقادیر کم وجود دارند. این کانی‌ها می‌توانند به اشکال مختلف یافت شوند، شامل: مجموعه‌های بلورین و بلورهایی که شکستگی‌ها و فضاهای خالی را در کلاهای شسته شده پر کرده‌اند، مجموعه‌های میکرومتر تا میلیمتری که بصورت جانیشینی درون کانی‌های اولیه و حاصل دگرسانی کانسنگ مس سولفید غنی شده و به ندرت درون کانی‌های کانسنگ هیپوژن وجود دارند. روابط پیچیده پاراژنزی و مجموعه‌های کانی فاقد تعادل که در مناطق کانسنگ مس‌اکسید معمول هستند منعکس‌کننده شرایط شیمیایی در حال تغییر در طول دوره‌های هوازدگی می‌باشند.

مس در کانسنگ سولفید غنی‌شده اغلب بصورت کالکوسیت دوده‌ای (sooty) تا دانه ریز وجود داشته و مقدار کمتری مس از کووولیت و کانی‌های $SyCu_x$ بدست می‌آید. اشکال و توزیع کالکوسیت تا حد زیادی با اشکال و توزیع کانی‌های هیپوژن

تعیین‌کننده مواردی همچون تجهیزات معدنکاری مورد نیاز، نسبت‌های حمل‌نواوری کانسنگ/باطله (تحت تأثیر شیب پیت معدن)، دانسیته چال‌های انفجار، ظرفیت خردکردن، تعداد تعویض تاپرهای کامیون و طراحی سنگ شکن را تحت تأثیر قرار می‌دهند. کانی‌های باطله (پیریت) که با معرف‌های فراوری واکنش می‌دهند تولید اسید کرده و نیازمند کنترل گوگرد می‌باشند (شامل تمام کانی‌های سولفیدی) که خود بر روی روش‌های بازیافت مس و طراحی آسیاب تأثیر می‌گذارند. خصوصیات باطله تا حد زیادی هزینه‌های معدنکاری و فراوری را کنترل کرده، هزینه‌های سرمایه‌گذاری و نرخ‌های تولید را تحت تأثیر قرار داده و در نهایت مقرون به صرفه بودن تولید مس، مولیدن، طلا و نقره را از کانسارهای مس پورفیری تعیین می‌کنند.

ترکیبات و بافت‌های کانی‌های اکسید آهن (عمدتاً لیمونیت) که اجزاء معمول باطله هستند در اکتشاف و ارزیابی کانسارهای مس پورفیری مفید بوده و کاربرد زیادی دارند، زیرا کانی‌شناسی سولفید اولیه کلاهدک شسته شده (پیریت، کالوپیریت، کالکوسیت، انارژیت) را می‌توان با استفاده از کانی‌شناسی (گوئیت، همتایت، جاروسیت) رنگ، بافت و منشأ لیمونیت باقی‌مانده تعیین کرد.

دگرسانی گرمابی

دگرسانی گرمابی به فرایندهای متاسوماتیکی اشاره دارد که ترکیب، کانی‌شناسی و بافت سنگ‌های تشکیل‌دهنده یک سیستم مس پورفیری را تغییر می‌دهند. در محیط‌های پورفیری دگرسانی سنگ دیواره از لحاظ مکانی نزدیک به رگه‌های باریک بوده معمولاً بین ۱/۰ تا ۱ سانتی‌متر ضخامت دارد و بطور مشخص کمتر از ۱ تا ۵ درصد حجم کانسنگ را تشکیل می‌دهد، ولی غیر از اطراف رگه‌ها در سایر مناطق دگرسانی نیز حضور دارد. دگرسانی گرمابی بوسیله متاسوماتیزم یونی مشخص می‌گردد که شامل موارد زیر است: متاسوماتیزم آلکالن و واکنش‌های هیدرولیتیکی (یا اسیدی)، واکنش‌های اکسیداسیون-احیاء (شامل سولفیداسیون)، واکنش‌های ته‌نشست ناشی از قابلیت انحلال مانند رسوب سیلیس و واکنش‌های هیدراسیون-کربناته‌شدن که اضافه شدن آب و کربنات در آنها صورت می‌گیرد.

مولیدن و کانی‌های دگرسانی را دنبال می‌کنند. هرچند بافت و اندازه دانه کانی‌های باطله هیپوژن تا حد زیادی از سنگ‌های میزبان به ارث می‌رسد بافت‌های سنگ میزبان اولیه اغلب بوسیله فرایندهای دگرسانی به مجموعه‌های کانی دانه ریزتر با چگالی کمتر تبدیل می‌شوند.

باطله سوپرژن شامل کانی‌های اولیه سنگ‌ساز، کانی‌های گرمابی، کانی‌های تشکیل شده بوسیله هوازدگی حاوی فازهای سیلیس (کالسدونی و اوپال)، کائولینیت، ایلیت، مونت موریلونیت، آلونیت، لیمونیت (گوئیت، همتایت و جاروسیت) و اکسیدهای منگنز می‌باشد. به استثناء گوئیت، جاروسیت، و بیشتر کانی‌های اکسید منگنز کانی‌های باطله معمول سوپرژن و هیپوژن گونه‌های مشابهی هستند، هرچند که کانی‌های ایلیت، کائولینیت و کانی‌های سیلیس معمولاً به این مجموعه اضافه شده و بطور محلی جانشین کانی‌های هیپوژن می‌گردند. با استفاده از موقعیت، بافت، چگالی، کانی‌های همراه و خصوصیات کانی‌ها (درجه تبلور، ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی) می‌توان کانی‌های باطله را براساس منشأ از هم تفکیک نمود. بافت‌ها و اندازه دانه‌های باطله سوپرژن معمولاً منعکس‌کننده چرخه‌های هوازدگی و غنی‌شدگی می‌باشند. در کانسنگ‌های اکسید مس نزدیک سطح باطله سوپرژن شامل مجموعه‌های دانه‌ریز تا بسیار دانه‌ریز؛ متخلخل و دارای چگالی پایین از بخش‌های باقی‌مانده و حاصل از اجزاء سنگ است که بطور عمده از سیلیس، کائولینیت و لیمونیت تشکیل شده است. چنین کانسنگی بطور اساسی یک کلاهدک شسته شده کانه‌دار می‌باشد. در کانسنگ سولفید مس سوپرژن غنی‌شده باطله شامل کانی‌های سوپرژنی است که از قبل تشکیل شده و به همراه کانی‌های سنگ‌ساز اولیه و بافت باطله تا حد زیادی از بافت سنگ میزبان گرفته شده است.

کانسنگ در کانسارهای مس پورفیری بطور عمده از کانی‌های هیپوژن و کانی‌های باطله سوپرژن تشکیل شده و خصوصیات فیزیکی-شیمیایی کانی‌های باطله به همراه عیارهای مس، مولیدن، طلا مقرون بصره بودن معدنکاری کانسارهای مس پورفیری را تعیین می‌کنند. خصوصیات فیزیکی شامل سختی، چگالی شکستگی و رگه، توزیع اندازه ذرات بعد از انفجار و خردشدگی

مناطق حاشیه دگرسانی سرسیتی بوسیله جانشینی همه کانی‌های سنگ بوسیله میکای پتاسیم‌دار سفید و دانه‌ریز (سرسیت)، به همراه کوارتز و مقادیر کمی پیریت و هماتیت صفحه‌ای مشخص می‌شود. دگرسانی آرژیلیک پیشرفته به دگرسانی هیدرولیک شدید و شسته شدن کاتیون دارای بنیان قلیایی که کانی‌های آلومینو-سیلیکات آبدار فاقد عناصر قلیایی را بوجود می‌آورد (پروپیلیت، دیکیت و کائولینیت به ترتیب افزایش پایدار حرارتی) می‌پردازد. همچنین وجود آندالوزیت بطور محلی در مناطق دمابالا، آلونیت و انواع کانی‌های آلومینیم، فلورین و سیلیس‌دار مانند توپاز، دیاسپور، زونیت، کوردوم، دومورتیریت و پیریت در این دگرسانی یافت می‌شوند. مناطق غنی از سیلیس که در آنها همه آلومینیم شسته شده (مناطق سیلیس برجای مانده) در مناطق نزدیک به سطح که در حال گذار به محیط‌های گرمایی هستند، معمولند. سولفیدهای هیپوزن بطور عمده شامل پیریت، کانی‌های مس مانند انارژیت، کووولیت، دیژنیت و مقادیر کمی تتراهدريت/تانانیت می‌باشند.

دگرسانی آرژیلیک حدواسط اشاره دارد به مجموعه‌های رس‌دار که بوسیله دگرسانی هیدرولیتیک تشکیل می‌شوند. این مجموعه بطور معمول در دماهای پایین‌تری نسبت به دگرسانی سرسیتی تشکیل شده و شرایط pH آن نسبتاً پایین است که در دماهای مشابه نسبت به pH دگرسانی آرژیلیک پیشرفته بالاتر است. در این دگرسانی کانی‌های رس اسمکتیت یا کائولینیت جانشین پلاژیوکلاز شده، فلدسپات پتاسیم آذرین پایدار مانده و کانی‌های آهن و منیزیم بوسیله کلریت و پیریت جانشین می‌شوند.

دگرسانی پروپیلیتیک اشاره دارد به دگرسانی سنگ‌های آذرین بوسیله هیدراسیون، کربناتی‌شدن، اکسیداسیون و واکنش‌های محلی سولفیداسیون که تشکیل مجموعه‌های غنی از کانی‌های آبدار با مقادیر کمی کربنات، سولفید و (یا) هماتیت را بوجود می‌آورد. مجموعه‌های شاخص این دگرسانی حاوی اپیدوت، کلریت و یا اکتینولیت و در برخی موارد در دماهای بالا پیریت، کلریت، ایلیت-سرسیت و سرسیت بوده و گاهی در دماهای پایین‌تر پیریت بصورت جانشینی پلاژیوکلازهای کلسیک و کانی‌های آهن و منیزیم‌دار می‌باشد. کانی‌های مس هیپوزن معمولاً در مناطق دگرسانی پروپیلیتیک وجود ندارند.

چند نوع دگرسانی سنگ دیواره مشخصه مناطق کانسنگ مس پورفیری می‌باشند (به شکل E4 مراجعه شود). این دگرسانی‌ها چندین کیلومتر از مراکز کانسار به سمت بالا و خارج گسترش داشته و دارای منطقه‌بندی مکانی-زمانی می‌باشند. انواع عمده دگرسانی معمول در کانسارهای مس پورفیری عبارتند از: (۱) پتاسیک، (۲) سرسیتی، (۳) آرژیلیک پیشرفته، (۴) آرژیلیک حد واسط، (۵) پروپیلیتیک، (۶) سدیک-کلسیک و سدیک، (۷) گریزن، و (۸) اسکارن.

دگرسانی پتاسیک شامل فازهای پتاسیم‌دار بصورت رگه و جانشینی، فلدسپات پتاسیم و بیوتیت است، فلدسپات پتاسیم کانی عمده این دگرسانی در سنگ‌های دیواره گرانیتی و سیلیسی می‌باشد، در حالیکه بیوتیت کانی عمده پتاسیم‌دار در سنگ‌های دیواره با ترکیب حد واسط یا مافیک است. کانی‌های سولفیدی در این دگرسانی شامل بورنیت، کالکوپیریت، به همراه پیریت یا بدون آن می‌باشند. مگنتیت، مولیبدنیت، انیدریت و گاهی کلسیت نیز در این دگرسانی وجود دارند. دگرسانی پتاسیک بطور مستقیمی با رگه‌های استوک ورک غنی از کوارتز شامل رگه‌های تیپ A (کوارتز-بورنیت-کالکوپیریت-/+ مگنتیت-/- انیدریت-/+ کلسیت) رگه‌های تیپ B (کوارتز-/+ مس- آهن- سولفیدها-/+ مولیبدنیت) و رگه‌های حد واسط AB می‌باشد، هرچند رگه‌هایی که عمدتاً شامل بیوتیت، مگنتیت و سولفیدهای مس- آهن باشند نیز در این دگرسانی وجود دارند.

دگرسانی سرسیتی بطور مشخص با عرض چند میلیمتر حواشی اطراف رگه‌های تیپ D را تشکیل می‌دهد که در گسل‌ها و شکستگی‌ها تشکیل شده‌اند. جایی که این رگه‌ها بهم نزدیک هستند دگرسانی سرسیتی در حجم‌های بالای یک متر مکعب حفظ می‌گردد. رگه‌های D بیشتر از سولفیدها با مقادیر بالا یا پایین کوارتز تشکیل شده است. سولفیدها معمولاً بشدت منطقه‌بندی داشته از رگه‌های غنی از کالکوپیریت در مرکز که به سمت بالا و خارج دگرسانی پتاسیک را قطع می‌کنند به رگه‌های پیریت-کالکوپیریت و در نهایت رگه‌هایی که بیشتر از پیریت تشکیل شده‌اند تغییر می‌کنند. رگه‌های تاخیری غنی از پیریت بوده و ممکن است در تمام سطوح حتی زیر منطقه کانسنگ یافت شوند.

پورفیری همراه با کانی‌زایی سولفیدی بوده و نسبت به همدیگر از لحاظ زمانی، مکانی و حرارتی منطقه‌بندی دارند. دگرسانی پتاسیک در مقایسه با دگرسانی سرسیتی دارای مرکزیت بیشتری نسبت به توده نفوذی بوده، عمیق‌تر و دمابالاتر بوده و زودتر تشکیل می‌شود. دگرسانی سرسیتی و آرزلیک پیشرفته بطور معمول اطراف کانال‌های جریان سیال دارای نظم منطقه‌ای هستند، اما مجموعه‌های دگرسانی آرزلیک پیشرفته و حد واسط ممکن است در محیط گرمابی کوارتز-آلونیت بالای برخی سیستم‌های پورفیری در مجاورت همدیگر قرار داشته باشند. دگرسانی آرزلیک پیشرفته معمولاً در بالای دگرسانی‌های پتاسیک و سرسیتی قرار دارد. گریزن مجموعه رگه‌های صفحه‌ای را تشکیل می‌دهد که در مناطق عمیق ریشه برخی سیستم‌های پورفیری مس حاصل از گرانت‌های سیلیسی فقیر از هورنبلند بوجود آمده‌اند. دگرسانی سدیک-کلسیک و سدیک در سطوح عمیق و در امتداد کناره‌های برخی کانسارهای مس پورفیری تشکیل می‌گردند. دگرسانی پروپیلیتیک در سیستم‌های مس پورفیری بطور معمول در اعماق متوسط تا کم در مجاورت مناطق مرکزی آرزلیک پیشرفته، سرسیتی و پتاسیک بوجود می‌آید، مناطق پروپیلیتیک ممکن است به سمت پایین به بخش‌های عمیق‌تر دگرسانی‌های سدیک-کلسیک و سدیک تبدیل گردد.

خصوصیات ژئوشیمیایی

خصوصیات ژئوشیمیایی کانسارهای مس پورفیری حاصل تعداد زیادی فرایندهای فیزیکی و شیمیایی است که شامل موارد زیر می‌باشند: تولید ماگما، تفریق، جایگیری و گاززدایی (Degassing)، واکنش‌های دمابالا بین سیالات حاصل از گاززدایی با نفوذی‌های متبلور شده، سنگ‌های دیواره، آب‌های جوی و سایر آب‌های غیر ماگمایی، و واکنش‌های نزدیک به سطح بین آب‌های جوی دمابالین با آب‌های دمابالایی که زودتر تشکیل شده‌اند. توصیف مشخصات ژئوشیمیایی را می‌توان با نوع ماده آزمایش شده و نحوه انجام آزمایش طبقه‌بندی کرد، مشخصات شامل سنگ شیمی سنگ‌های میزبان، الگوهای ناحیه‌ای عناصر فرعی، ترکیبات کانی و ترکیبات سیال می‌باشد.

دگرسانی سدیک و سدیک-کلسیک مربوط است به دگرسانی شدید قلیایی که در آن کانی‌های سدیم و کلسیم‌دار (بطور معمول) اضافه شده و کانی‌های پتاسیم و آهن‌دار (معمولاً) از بین می‌روند. واکنش‌های مشخص دگرسانی عبارتند از: جانشینی پلاژیوکلاز غنی از سدیم به جای فلدسپات پتاسیم‌دار و جانشینی کانی Ca-Fe-Mg به جای میکای پتاسیم‌دار. پلاژیوکلاز سدیم‌دار، اکتینولایت، اپیدوت، کلریت و تیتانیت کانی‌هایی هستند که بطور معمول اضافه می‌شوند. پیروکسن کلسیم‌دار، پلاژیوکلاز کلسیم‌دار و گارنت Ca-Al-Fe بطور محلی ممکن است در دماهای بالا (بالاتر از ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد) در این دگرسانی تشکیل شوند.

گریزن اشاره دارد به زوج‌های رگه-حاشیه با موسکویت گرمابی بلورین در مقیاس ماکروسکوپی. این دگرسانی از رگه‌های حاوی موسکویت، کوارتز، مقادیر کم سولفید (بیشتر پیریت تا کالکوپیریت) با حواشی موسکویت-فلدسپات پتاسیم‌دار تشکیل شده است.

اسکارن شامل کانی‌های سیلیکات Ca-Fe-Mg می‌باشد که کربنات و دیگر سنگ‌های دیواره را جانشین کرده‌اند. کانی‌های سیلیکات منیزیم در سنگ‌های اولیه دولومیتی و سیلیکات‌های کلسیم-آهن‌دار در سنگ‌های اولیه آهکی غالب بوده و میزبان غالب کانسارهای مس پورفیری می‌باشند. اسکارن اولیه بدون آب بطور مشخص شامل کانی‌های کربناته می‌باشد که بوسیله گارنت و پیروکسن غنی از کلسیم جایگزین شده است. اکتینولایت تأخیری مشخصه مجموعه‌های اسکارن است که بصورت همپوشانی بر روی اسکارن بی‌آب قرار گرفته و معمولاً با کالکوپیریت-پیریت، مگنتیت و تشکیل کانه همراه است.

کانی‌ها و مجموعه‌های دگرسانی گرمابی دارای منطقه‌بندی مکانی و زمانی هستند (به شکل E4) مراجعه شود. مناطق دگرسانی گرمابی دارای گسترش جانبی و عمودی در مقیاس کیلومتری بوده و تغییرات عمده‌ای از لحاظ هندسی از خود نشان می‌دهند. این تغییرات بویژه نتیجه عملکرد ترکیب سنگ، عمق و جهت‌یابی مناطق دارای تراوایی بیشتر مانند سنگ‌های دارای شکستگی‌های هیدرولیکی و دایک‌های پورفیری می‌باشد. بطور قابل توجهی دگرسانی‌های سرسیتی و پتاسیک همیشه در کانسارهای مس

بکار رفته‌اند. این فرایندها شامل دما، فشار، ترکیبات سیالات کانه و دگرسانی، تفکیک فلزات و اجزاء محلول بین فازهای سیال به‌ویژه بین سیال آبدار یا شور با بخار آب (بعلاوه مقادیر مهم ولسی متغیر CH_4 , SO_2 , CO_2 , H_2 , H_2S) می‌باشند.

تعیین کمی اجزاء اصلی، سن‌های نسبی و تعیین تکامل سیالات تشکیل‌دهنده کانسارهای مس پورفیری که خود شامل شناسایی کانی‌های دختر و برخی گازها، پاراژنز جمعیت‌های سیال درگیر و شناسایی نسبت‌های فاز متغیر یا ثابت درون جمعیت‌هاست تنها با بررسی پتروگرافی سیالات درگیر درون کانی‌های آذرین و گرمابی امکان‌پذیر است. ترکیبات کمی عناصر فرعی سیالات تشکیل‌دهنده کانسارهای مس پورفیری بطور کامل از آنالیز سیالات درگیر که نیازمند تجهیزات نسبتاً پیشرفته است امکان‌پذیر می‌باشند. این بررسی‌های عناصر فرعی نشان داده است که (۱) سیالات ماگمایی اولیه حاوی مقادیر بالایی Cu , Fe , Zn , Pb , Mn می‌باشند (۲) اگرچه جدایش فازی طی خروج مواد فرار از ماگما یا بعد از آن می‌تواند موجب تمرکز مس، آرسنیک و گوگرد به درون بخار دارای چگالی پایین گردد. انتقال فلز بوسیله سیال آبدار یا شور نیز در تمرکز مس کانسارها مؤثر است.

ترکیبات ایزوتوپ پایدار آب‌هایی که تشکیل کانسارهای مس پورفیری را می‌دهند بطور مستقیم از سیالات استخراج شده بوسیله خرد کردن یا حرارت دادن کانی‌های میزبان در خلأ (هیدروژن بصورت δD در هزار گزارش شده است) و از خود کانی‌های میزبان (هیدروژن و اکسیژن، بصورت $\delta^{18}\text{O}$ در هزار گزارش شده، برای تفکیک دما اصلاح شده است) بدست آمده است. ترکیبات ایزوتوپ پایدار بر وجود منابع آب چندگانه به علاوه تغییرات زمان-مکان در ترکیب آب دلالت دارند. بطور کلی دگرسانی پتاسیک اولیه و برخی دگرسانی‌های سرسیتی (موسکویت، میکای پتاسیم‌دار) بوسیله ترکیبات ایزوتوپی مشابه با آب ماگمایی مشخص می‌گردند. آب‌های سایر دگرسانی‌های سرسیتی، آرژلیک، آرژلیک پیشرفته (کائولینیت، دیکیت، آلونیت، پیروفیلیت) دارای مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و δD می‌باشند که به خط آب‌های جوی نزدیک‌تر بوده و یا مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ پایین‌تری دارند که نشان دهنده مخلوط آب‌های ماگمایی و جوی درگیر در فرایندهای دگرسانی می‌باشند.

ترکیبات عناصر فرعی و اکسیدهای اصلی سنگ‌های کانه‌زایی شده با انواع مربوط به قبل و بعد از کانی‌زایی عمدتاً بوسیله شرکت‌های معدنی برای کاربردهای اکتشاف و معدنکاری جمع‌آوری می‌شوند. کاربردها شامل تفکیک سنگ‌های دگرسان از انواع دگرسان نشده بوسیله تعادل‌های جرمی و افت‌ها و همینطور تمایز بین توده‌های کانه‌زا از انواع فاقد کانه‌زایی می‌شود (به شکل M1 مراجعه شود).

توزیع مکانی مس، مولیبدن، نقره و طلا بطور عادی در معادن پورفیری مس +/- مولیبدنیوم +/- طلا برای کنترل عیار و برنامه‌ریزی معدن تعیین می‌گردد. فراوانی این عناصر و سایر عناصر فرعی در سنگ‌ها، خاک‌ها و رسوبات بطور عادی در اکتشاف کانسارهای مس پورفیری استفاده شده است (به شکل M3B مراجعه شود). اخیراً آزمایش‌های عناصر فرعی و ایزوتوپ آب (انواع سطحی و زیرسطحی)، گازها و گیاهان تبدیل به بخش‌های معمول برنامه‌های اکتشاف ژئوشیمیایی شده است.

ترکیبات شیمیایی و ایزوتوپی کانی‌های آبدار آذرین و گرمابی در کانسارهای مس پورفیری شامل بیوتیت، کلریت، اپیدوت، فلدسپار، آمفیبول، میکای پتاسیم‌دار و کانی‌های سولفیدی برای تفکیک بین توده‌های کانه‌زایی شده از انواع فاقد کانه‌زایی، تعیین مقادیر کمی متغیرهای ماگما (دما، حالت اکسیداسیون، فوگاسیته H_2O , HCl , HF , H_2) و برای تعیین گرادیان‌های مناطق مرکزی دگرسانی پتاسیک بسمت خارج مورد ارزیابی قرار گرفته‌اند، هرچند بجز بیوتیت برای سایر کانی‌ها داده‌های کمی منتشر شده است.

تعیین خصوصیات فیزیکی و ترکیبات شیمیایی سیالات گرمابی که کانسارهای مس پورفیری را تشکیل داده‌اند بطور مستقیم بوسیله پتروگرافی، میکروترموتری، و آنالیز سیالات درگیر و بصورت غیرمستقیم با مدل‌سازی ترمودینامیک واکنش‌های تعادل بین سیالات آبدار و همینطور کانی‌های آذرین و گرمابی که کانسارهای مس پورفیری را تشکیل می‌دهند قابل انجام است.

مجموعه‌های سیالات درگیر یا گروه‌های سیالی که همزاد بوده و بدون تغییر باقی مانده‌اند همراه با مجموعه‌های دگرسانی برای تفسیر فرایندهایی که کانسارهای مس پورفیری را تشکیل داده‌اند

سنگ‌های آذرین در کانسارهای مس پورفیری از سنگ‌های آتشفشانی درون نفوذی‌های عمیق شامل دایک‌های پورفیری، برش‌ها و استوک‌های کوچک تا باتولیت‌ها و نفوذی‌های دانه درشت متغیر است. توده‌های نفوذی و باتولیت‌های میزبان کانه در بیشتر مناطق از سیستم تشکیل‌دهنده کانه قدیمی‌تر بوده و با آن ارتباطی ندارند، اما ممکن است بخشی از توالی‌های ماگمایی دارای عمر طولانی (از میلیون‌ها تا بیشتر از ۱۰ میلیون سال) باشند. در سایر مناطق نفوذی‌ها و باتولیت‌ها فقط تا حد کمی از کانه‌زایی قدیمی‌تر بوده (صدها هزار سال) و از چندین استوک بزرگ تا باتولیت‌های مخلوط متغیر می‌باشند. بخش‌های بالایی توده‌های نفوذی از لحاظ شکل از استوانه‌ای تا گنبد پهن متغیر هستند. فراوانی دایک‌ها از چند دایک منفرد که کمتر از ۱ درصد سنگ‌های رخنمون پیدا کرده در سطح را تشکیل می‌دهند، تا دسته دایک‌هایی که میزبان بخش عمده کانه هستند، متغیر است. مجموعه‌های چندتایی دایک‌های پورفیری بطور معمول در سیستم‌های پورفیری وجود داشته و ممکن است همزمان با کانه‌زایی بوده و یا مربوط به قبل و بعد از کانه‌زایی باشند. در سیستم‌هایی که دچار کج‌شدگی شده‌اند و سیستم‌های رو به بالا که رخنمون خوبی دارند نسل‌های متوالی دایک‌های پورفیری از بخش‌های عمیق‌تر توده‌های زیرین انشعاب پیدا کرده‌اند.

بافت سنگ‌های آذرین در کانسارهای مس پورفیری از پورفیری-دانه‌ریز تا دانه‌درشت همسان دانه تغییر می‌کند. تقریباً همه کانسارها دارای رخنمون‌های پورفیری هستند که از یک سنگ نفوذی عمیق بشدت پورفیری با زمینه مشخص کوارتز-فلدسپات اپلیتی (اندازه بلورها بین ۰/۰۲ تا ۰/۳ میلی‌متر) تشکیل شده است. زمینه اپلیتی به عنوان یک بافت سریع سرد شده حاصل بالا آمدن سریع ماگما و افت مواد فرار آن می‌باشد. نفوذی‌های پورفیری بطور معمول بین ۳۵ تا ۵۵ درصد فنوکریست با اندازه ریز تا متوسط دارند. اندازه دانه زمینه با افزایش عمق تمایل به درشت شدن داشته و به انواع ترتیبی (seriate) تا دانه‌ای-هیپیدئومورفیک و نهایتاً گرانیتی تبدیل می‌گردد.

انواع برش‌های توده نفوذی، نفوذکننده (intrusive) و تکتونیک در بیشتر سیستم‌های مس پورفیری وجود دارد. از لحاظ

ترکیبات ایزوتوپ گوگرد سیالاتی که کانی‌های سولفید و سولفاتی در سیستم‌های مس پورفیری نهشته می‌سازند شامل یک محدوده وسیع است که دلیل آن می‌تواند به علت این باشد که ترکیب ایزوتوپ کلی گوگرد ماگماهای پورفیری در نتیجه منابع متنوع گوگرد، عدم امتزاج بخار-آب شور و افت گوگرد در حین بالا آمدن ماگما بطور قابل توجهی تغییر می‌کند (۲ تغییرات $\delta^{34}S$ به دلیل حالت اکسیداسیون سیال که خود تا حد زیادی بوسیله نسبت H_2S / SO_4^{2-} و دما تعیین می‌گردد (۳) جدایش بین کانی‌های سولفید و سولفاتی که بطور همزمان در حال رسوب می‌باشند که در دماهای کانسارهای مس پورفیری می‌تواند به بیش از ۲۰ در هزار برسد. آنالیز جفت کانی‌های پیریت-انیدریت و پیریت-آلونیت از چندین کانسار مس پورفیری نشان می‌دهد که ته نشست از سیالات نسبتاً اکسیدان با مقادیر H_2S / SO_4^{2-} کمتر از ۰/۵ تا ۱ و مقادیر $\delta^{34}S$ متغیر (در حدود ۱+ تا ۱۰+ در هزار) صورت گرفته است.

سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین همراه

سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین همراه کانسارهای مس پورفیری در کمپلکس‌های دارای عمق کم جایگزینی مانند استوک‌ها، دایک‌ها، و پایپ‌های برشی تمرکز دارند. برخی کانسارها در دسته دایک‌های پورفیری تمرکز دارند که ممکن است از نفوذی‌ها و باتولیت‌های بزرگتر انشعاب پیدا کرده باشند (به شکل E4 مراجعه شود). این کانسارها در اعماق کم (بطور غالب کمتر از ۶ کیلومتر) بوسیله سیالاتی بوجود می‌آیند که یا از ماگماهای جایگزین شده در اعماق بیش از ۳ تا ۱۰ کیلومتری پوسته بالایی خارج شده‌اند و یا حاصل گرم شدن آب‌های غیرماگمایی توسط ماگما هستند. تعداد زیادی از کانسارهای شناخته شده از لحاظ منشأ به ماگماهای کلک-آلکان فلسیک در قوس‌های آتشفشانی-نفوذی مربوط هستند که بر روی مناطق فرورانش فعال تشکیل شده‌اند. این کمپلکس‌های ساب و لکانیک کم‌عمق بطور معمول شامل نفوذی‌های دارای ترکیب متغیر می‌باشند. کانه‌زایی مس پورفیری معمولاً نزدیک به اواخر چرخه‌های ماگمایی تشکیل شده و سنگ‌های دیواره آتشفشانی کانه‌زایی شده ممکن است تا حد زیادی از سن سنگ‌های نفوذی و کانه قدیمی‌تر باشند.

خاکی (REE) هستند و بطور معمول نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و ایتريوم و نسبت به توده‌های عقیم، فقیر شدگی دارند. توده‌های کانه‌زایی شده معمولاً دارای نسبت‌های بالای لانتان / ایتريوم (۶۰-۴۰)، نسبت بالای استرونیوم / ایتريوم (اغلب مقادیر بالای ۲۰) بوده و الگوهای عناصر نادر خاکی دار آنها دارای آنومالی‌های کوچک مثبت و منفی یورونیوم می‌باشند. برخی از سیماهای ترکیبی عناصر نادر خاکی و فرعی مشابه انواع موجود در آداکیت‌ها می‌باشند.

ترکیبات ایزوتوپ رادیوژنیک (Pb, Nd, Sr, Hf, Os) سنگ‌های تشکیل‌دهنده سیستم‌های مس پورفیری دارای تغییرات وسیعی هستند. پیوستگی بین تعدادی از ماگماهای مس پورفیری با ترکیبات شیمیایی و ایزوتوپی مشابه آداکیت وجود دارد و یک همراهی استنباط شده تعدادی از این ماگماها با فرایندهای فرورانش ستیغ وجود دارد. یک محدوده وسیع منابع سنگ‌شناسی قادر به توضیح سیماهای ترکیبی مشاهده می‌باشند که شامل بازالت‌های ستیغ میان اقیانوسی، بازالت‌های پوسته اقیانوسی، پوسته پایینی، پوسته لایه‌لایه‌دار شده، پریدوتیت‌های جبهه متاسوماتیز شده، سنگ کره متاسوماتیز شده و همین‌طور تعداد زیادی محیط‌های استنباط شده تکتونیکی هستند. داده‌های ایزوتوپ رادیوژنیک نشان‌دهنده یک محدوده وسیع از مشارکت‌ها شامل جبهه نرمال و غنی شده، پوسته اقیانوسی و پوسته در متالوژنی‌های مس پورفیری هستند.

تئوری منشأ کانسار

شواهد زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که سیستم‌های مس پورفیری بطور غالب بوسیله سیالات گرمابی تشکیل می‌گردند که طی جایگزینی کم‌عمق استوک‌های گرانیتهی پورفیری آزاد می‌شوند. تشکیل کانسارهای مس پورفیری شامل یک سری پیچیده از فرایندها شامل تولید ماگما، تفریق، جایگیری، تبلور و گاززدایی، واکنش‌های دمابالا بین سیالات حاصل از گاززدایی، توده‌های متبلور شده، سنگ‌های دیواره، سیالات جوی و آب‌های غیرماگمایی، و واکنش‌های نزدیک به سطح بین آب‌های جوی دما پایین و کانی‌های دمابالا می‌باشند که بیشتر تشکیل شده‌اند.

ترکیب، شکل و اندازه، قطعات و زمینه برش‌ها دارای محدوده تغییرات وسیعی هستند که خود منعکس‌کننده منشأهای گوناگون آنهاست. برخی برش‌ها بوسیله کانی‌های گرمابی سیمانی شده‌اند که حاوی کانی‌های مس بوده و می‌توانند کانسنگ عیار بالایی را تشکیل دهند، در حالیکه تعداد زیادی از برش‌های آذرین عقیم بوده و ممکن است موجب کاهش عیار کانسنگ هیپوژن شوند، مگر اینکه حاوی قطعات کانه‌زایی شده قدیمی‌تر باشند.

دامنه وسیعی از سنگ‌های آذرین با ترکیبات مختلف بطور مکانی با کانسارهای مس پورفیری همراه بوده و میزبان آنها هستند. کوارتز مونزونیت، دیوریت، گرانودیوریت، داسیت، آندزیت، کوارتز دیوریت و مونزونیت معمول‌ترین انواع سنگ‌های گزارش شده‌اند. نفوذی‌های پورفیری همراه با بیشتر کانسارهای مس پورفیری حاوی فنوکریستهای پلاژیوکلاز هستند، هورنبلند و بیوتیت در توده‌های دارای ترکیب حد واسط معمول هستند، کلینوپیروکسن +/- اورتوپیروکسن در برخی نفوذی‌های دارای ترکیب مافیک‌تر و توده‌های آکالان وجود داشته و در نهایت بیوتیت، فلدسپات پتاسیم‌دار و کوارتز معمولاً در توده‌های دارای ترکیب سیلیسی‌تر یافت می‌گردند. کانی‌های فرعی عبارتند از مگنتیت، ایلمنیت و / یا تیتانیت، آپاتیت و زیرکون. در برخی کانسارها انیدریت ماگمایی گزارش شده است.

آنالیز شیمیایی سنگ‌های کمتر دگرسان شده در کانسارهای مس پورفیری نشان‌دهنده یک محدوده وسیع ترکیبات سنگی است. کانسارهای مس پورفیری با سنگ‌های گرانیتهی کم‌عمق چندتابی نسبتاً تفریق یافته (همان‌طور که بوسیله محتوای متوسط سیلیس و نسبت‌های بالای K/Rb و Rb/Sr مشخص شده است) همراه می‌باشند. استوک‌های کانه‌زایی شده اکسیدی بوده (مقادیر Fe_2O_3/FeO کل سنگ بالاست) جزو سنگ‌های سری مگنتیتی هستند. بیشتر آنها حاوی مگنتیت و تیتانیت می‌باشند. کانسارهای مس پورفیری مربوط به ماگماهای کلک آکالان بوده و غنی از عناصر بزرگ یونی لیتوفیل (LIL) و عناصر سیال-متحرک (برای مثال Sr, Pb, K, U, Ba, Rb, Cs) هستند و بطور نسبی در مقایسه با جبهه اولیه از عناصر P, Ti, Nb فقیر شده‌اند. توده‌های کانه‌زایی شده دارای الگوهای شدت تفریق یافته از عناصر نادر

منابع سیال

پرشیب و شکستگی‌های متمرکز وجود دارند. این شکستگی‌ها مجموعه رگه‌های به اصطلاح صفحه‌ای موازی و جهت‌یافتگی‌های دایک پورفیری نیمه موازی بیشتر کانسارهای مس پورفیری را ایجاد می‌کنند. جایی که این شکستگی‌های صفحه‌ای غالب هستند می‌توانند در فواصل زیاد (بیش از ۵ کیلومتر) از بالای توده نفوذی بطور افق و عمودی گسترش پیدا کنند. این شکستگی‌ها ممکن است میزبان دایک‌های پورفیری بوده، بطور گرمایی دگرسان شده و مسیرهای ورود سیال را برای سیالات خارجی غیرماگمایی به درون بخش‌های بالاتر سیستم گرمایی فراهم می‌کنند که خود موجب دگرسانی سدیک-کلسیک می‌گردد.

تراوایی در ستون سنگ از راس توده تا سطح می‌تواند حفظ گردد، البته اگر شیب‌های دما/فشار موجب شود سیالات ماگمایی-گرمایی از رأس توده صعود پیدا کنند. زمانیکه جریان این سیالات کاهش پیدا می‌کند تراوایی شکستگی با رسوب کانی‌ها به‌ویژه کوارتز در شکستگی‌ها برای تشکیل رگه کاهش پیدا می‌کند. رگه‌های کوارتز تیپ A, B از سیالات گرمایی‌ای رسوب کرده‌اند که در دماهای بین ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد سرد شده و افت فشار پیدا کرده‌اند، اما حلالیت پسروده کوارتز در محدوده دمایی بین ۳۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد بطور معمول منجر به چرخه‌های محلی انحلال و رسوب محلی می‌شوند، طوری که این شکستگی‌ها در دماهای بین ۵۰۰ و ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد دچار پرشدگی نمی‌شوند.

انتقال شیمیایی و فرایندهای انتقال

جدایش سیال از ماگماهای مس پورفیری موجب جدایش آب، فلزات، گوگرد و سایر مواد فرار از ماگمای در حال تبلور می‌شود. در تعدادی از نفوذی‌های پورفیری کم‌عمق (کمتر از ۵ کیلومتر) سیالات غنی از بخار و آب شور ممکن است از ماگما جدا شوند. در بیشتر موارد سیالات حاصل از ماگما در فشارهای بیش از ۱/۴ کیلوپار (اعماق بیش از ۵ کیلومتر) از یک فاز فوق بحرانی منفرد تشکیل شده و دارای شوری‌های متوسط تا پایین (در حدود ۳ تا ۵ درصد وزنی) می‌باشند. با افت فشار، سیالات تک‌فاز به شوراب‌های دارای شوری بالا و فازهای بخار دارای شوری پایین‌تر تفکیک می‌شوند. شوراب‌های آبدار براساس فراوانی در سیالات

بررسی‌های زمین‌شناسی به مدت طولانی یک رابطه نزدیک بین توده‌های نفوذی و مجموعه‌های کانی دگرسانی و رگه دمابالا و دارای ناحیه‌بندی را در توده نفوذی و سنگ‌های دیواره مجاور تعیین کرده است و نشان‌دهنده منابع ماگمایی اجزاء ورودی کانسارهای مس پورفیری (فلزات، آب، گوگرد، کلر) می‌باشد. بطور مشابه بررسی‌های ایزوتوپی، سیالات درگیر، و بررسی‌های مذاب درگیر نشان‌دهنده یک منشأ غالب ماگمایی برای سیالات دمابالایی هستند که طی تبلور رو به داخل نفوذی‌های دارای عمق کم جایگیری (جوشش ثانویه) آزاد شده‌اند. تشکیل برخی از کانسارهای مس پورفیری شامل مخلوط‌هایی از سیالات ماگمایی و سیالات خارجی غیرماگمایی می‌باشد، هرچند که انواع غیرماگمایی بیشتر در مراحل تأخیری گرمایی فعالیت دارند. آب‌های خارجی شور (شوراب‌های رسوبی) در مراحل اولیه تکامل برخی از سیستم‌های مس پورفیری منجر به دگرسانی‌های سدیک و سدیک-کلسیک می‌گردند.

کنترل‌کننده‌های نفوذپذیری و جریان سیال

۱۰ کیلومتر بالایی پوسته قاره‌ای بطور معمول تحت شرایط هیدروستاتیک حاوی آب‌های زیرزمینی است. برخلاف توده‌های ماگما که در فشارهای لیتوستاتیک تأمین‌کننده سیالات ماگمایی-گرمایی برای سیستم‌های مس پورفیری هستند در این محیط تزریق ماگمای مافیک، شناوری سیالات ماگمایی-گرمایی در قاعده ماگمای در حال تبلور، یا تنش تکنونیک دور از میدان (far-field) ممکن است نرخ‌های استرین بالایی تولید کند که موجب می‌گردد بخش بالایی شکل‌پذیر حجره ماگمایی بشدت دچار شکستگی گردد. شکستگی‌های ایجاد شده بوسیله سیال ماگمایی-گرمایی نشان می‌دهد که تقریباً تمام سیالات ماگمایی-گرمایی در شرایط از فشار لیتوستاتیک تا نزدیک به هیدروستاتیک جریان پیدا می‌کند، بجز شرایطی که در آن شکستگی‌ها بوسیله کانی‌های رگه‌ای پر می‌شود. سیالات غیرماگمایی بطور هیدروستاتیک فشرده شده‌اند. شکستگی‌ها بطور معمول بوسیله یک جهت امتداد منفرد با شیب عمودی در جایی که میدان‌های تنش تکنونیک فراگیر غالب هستند مشخص می‌گردند، اما در برخی موارد شکستگی‌های شعاعی

شیب‌های فشار

طی تشکیل سیستم‌های پورفیری فشارها تا حد زیادی در سنگ‌های میزبان و سیالات کانه‌ساز تغییر پیدا می‌کند. فشارها طی تشکیل سیستم‌های مس پورفیری بوسیله اثر متقابل بین این عوامل تعیین می‌گردد: (۱) شیب‌های لیتوستاتیکی که منعکس‌کننده وزن سنگ‌های رویی می‌باشد، (۲) شیب‌های هیدروستاتیک در سیستم‌های هیدرولوژیک که به سطح راه دارند. (۳) مشارکت‌های دینامیک مربوط به جایگزینی ماگما، آزاد شدن سیال، تکامل تراوایی و ساختار حرارتی. فشارهای سیال در مجاورت حجره‌های ماگمایی نزدیک به مقادیر لیتوستاتیک بوده و در بخش‌های بالایی و جانبی محل ماگماتیسیم نزدیک به مقادیر هیدروستاتیک در مناطق دما پایین می‌باشند. جدایش مواد فرار ماگمایی (جوشش ثانویه) به دلیل افزایش در حجم کل سیستم مقادیر قابل توجهی انرژی مکانیکی آزاد می‌کند. این آزاد شدن انرژی فشارهای بالایی تولید می‌کند که معمولاً منجر به آب شکست (hydrofracturing) سنگ‌های دیواره و در نرخ‌های بالای تغییر شکل در خود ماگما می‌گردد.

واکنش سنگ - دیواره و فرایندهای رسوب کانه - کانی

نهشت کانی سولفید تا حد زیادی بوسیله دما، در دسترس بودن گوگرد و pH کنترل می‌گردد. واکنش می‌تواند برای درک توزیع سولفیدهای آهن بکار روند. در ابتدا شرایط pH پایین (اسیدی) تمایل به حفظ مس در محلول را دارد. در سیالات دارای pH پایین که دگرسانی‌های سرسیتی و آرزلیک پیشرفته را بوجود می‌آورد دماهایی که در آن کالکوپیریت و سایر کانی‌های سولفید آهن و مس رسوب پیدا کرده و در مقایسه با محیط خنثی‌تر دگرسانی پتاسیک کاهش پیدا کرده است. در مرحله دوم تجزیه کانی‌های آهن و منیزوم‌دار سنگ دیواره بوسیله سیالات مانند جایگزینی گرمایی بیوتیت بجای هورنبلند آذرین در دگرسانی پتاسیک باعث افزایش pH و تأمین Fe^{+} برای سیال شده و موجب ته‌نشست کالکوپیریت می‌گردد. در مرحله سوم سیالات گرمایی - ماگمایی اکسیدان در دماهای بالا دارای مقادیر SO_2 بالاتر از مقادیر H_2S می‌باشند. زمانی که سیالات گرمایی - ماگمایی تا زیر ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد افت دما پیدا کردند، SO_2 بوسیله واکنش با آب تولید

گرمایی، محتوای بالای فلز و ظرفیت انتقال به عنوان عامل اصلی انتقال فلز در کانسارهای مس پورفیری در نظر گرفته می‌شوند. بررسی‌های اخیر ترکیب سیالات درگیر نشان داده که سیالات گرمایی دارای چگالی پایین عملکرد مهمی در انتقال مس، طلا و گوگرد دارند، ولی طبق این بررسی‌ها جرم فرعی شورا ب نیز نقش مهمی در انتقال این اجزاء به همراه Fe، قلیایی‌ها، Ag، Pb، W دارد. اهمیت نسبی این دو سیال همزاد در انتقال و رسوب اجزاء کانه یک موضوع مداوم تحقیق و بررسی است. در برخی موارد جایی که شواهد برای بخار و شورا ب کم است سیالات ماگمایی دارای چگالی پایین کانسارهای مس پورفیری را تشکیل داده‌اند (شامل کانسار عظیم بیوت در مونتانا).

از آنجا که تشکیل کانسارهای پورفیری شامل مقادیر قابل توجهی سیال است، بنابراین یک مکانسیم تمرکز مورد نیاز است. بیشتر محققین نتیجه‌گیری کرده‌اند که تمرکز جریان سیال در رأس حجره‌های ماگمایی است، اگرچه جایی که این ساختارها حضور دارند رأس توده‌ها به ندرت با ساختارهای آتشفشانی مرکزی مطابقت دارند.

فرایندهای انتقال حرارت

در سیستم‌های مس پورفیری هر دو فرایند رسانش و انتقال موجب توزیع دوباره حرارت ایجاد شده بوسیله ماگما می‌شوند. بیشتر افت حرارت ایجاد شده بوسیله انتقال موجب دگرگونی مجاورتی گسترده و به نسبت یکنواخت می‌گردد. گرمای ماگمایی بوسیله سیالات آبدار خارج شده از حجره ماگمایی و در صورت کافی بودن تراوایی توسط سیالات خارجی که بواسطه همرفتی به درون هاله‌های حرارتی ماگما چرخش پیدا می‌کنند بصورت رسانش انتقال می‌یابد. حجم گرمایی که بوسیله سیالات توزیع مجدد پیدا کرده بطور معمول نسبت به انتقال حرارت بوسیله رسانش بی‌اهمیت و جزئی است. توزیع مجدد رسانایی حرارت تنها در مناطق دارای شار ثابت و بالای سیال به‌ویژه در مناطق دارای فراچاهندگی در راس و لبه‌های توده‌های نفوذی یا در مناطق دارای تراوایی بالا غالب است. شواهد اصلی انتقال حرارت از حجم‌های بالای مجموعه‌های دگرسانی گرمایی دما بالا درون توده‌ها و اطراف آنها و همچنین بوسیله وجود رگه‌ها بدست می‌آید.

مهمی بوده و ظاهراً در تعیین اینکه چه کانسارهایی در آینده به معدن تبدیل شوند یک فاکتور تعیین کننده می باشد. مهم ترین سیماهای زیست محیطی کانسارهای مس پورفیری شامل اندازه قابل توجه آنها، پتانسیل آنها برای تولید مقادیر پایین تا متوسط اسید، به دلیل وجود پیریت، مجموعه های عناصر نادر شامل مس، روی، سرب و بطور محلی آرسنیک، می باشند. توانایی خثی سازی اسید در این کانه ها و باطله های همراه با آنها بوسیله وجود فلدسپات و مقادیر نادر کانی های کربناته تأمین می گردد. وجود خاصیت اسیدی و غلظت های بالای انواع عناصر بویژه Cu , Pb , Zn , Mo , As در خاک، رسوبات، آب های زیرزمینی و آب های سطحی قبل از معدنکاری بر لزوم تعیین خصوصیات دقیق حد مبنا تأکید دارد که برای معدن های پیشنهاد شده یک نقش اساسی را برای تعیین اهداف خاتمه کار ایفا می کند. زهکشی در مناطق معدنی نشان دهنده یک ارتباط قوی با زمین شناسی زیرسطحی کانسارهای مس پورفیری می باشد. با بالا رفتن مقدار کل جامدات حل شده به مقدار ۶ گرم در لیتر pH زهکشی تا مقدار ۲ پایین می آید. سولفات مهم ترین گونه آنیون بوده در حالیکه آهن و آلومینیم مهم ترین کاتیون ها می باشند. مس و روی مهم ترین فلزات نادر هستند. خاصیت سمی بودن عناصر آزاد شده برای حیات آبی به فاکتورهای متنوعی بستگی دارد از جمله: pH، خاصیت قلیایی بودن، ترکیب عناصر اصلی و فرعی و همینطور غلظت کربن آلی حل شده در آب. فازهای ثانویه ممکن است حلالیت هایی داشته باشند که بیشتر یا کمتر از حلالیت کانی های سولفیدی ماقبل آنهاست که این خود تعیین کننده تأثیرات پتانسیل آنها بر روی زیست بوم های آبی است. مهم ترین کانال مخاطرات برای سلامت انسان آلودگی آب زیرزمینی است. هرچند از طریق درست پرداختن به مسایل زیست محیطی هم مخاطرات مربوط به سلامت انسان و هم مخاطرات مربوط به زیست سامانه قابل جلوگیری می باشد.

اهداف اکتشاف کانسارهای مس پورفیری و راهنماهای

ارزیابی منبع

ارزیابی ها و اکتشاف منابع معدنی دارای یک تمرکز اولیه مشترک هستند - شناسایی منابع معدنی یا وجود احتمالی منابع

اسید سولفوریک و H_2S کرده و H_2S با گونه های فلزی آبدار ترکیب شده و کانی های سولفید آهن - مس تشکیل می دهد. به نظر می رسد که طلا بوسیله کمپلکس های بی سولفید و یا سایر کمپلکس های گوگردی طی نشست پیریت و سولفید مس - آهن از سیال گرمابی برداشته می شود، همچنین طلا بصورت محلول جامد در بورنیت یا کالکوپیریت نیز رسوب پیدا می کند. مولبدن بیشتر بصورت کمپلکس هیدروکسید مولبدن در دمای بالا منتقل می گردد. غلظت های بالای H_2S و pH پایین سیال موجب ناپایداری هیدروکسیدها شده و باعث ته نشست مولبدنیت (MoS_2) می گردد.

رابطه بین دگرسانی، باطله و رگه ها

کوارتز، اندریت و کلسیت کانی های عمده در رگه های گرمابی بوده و ته نشست آنها بوسیله روابط حلالیت و واکنش های سنگ دیواره تحریک می گردد. حلالیت سیلیس بجز در مناطق قهقرایی با افت دما و فشار کاهش پیدا کرده و تشکیل رگه های A و AB را می دهد. سیلیس اضافی بوسیله واکنش های هیدرولیز تبدیل فلدسپات به دگرسانی سرسیتی آزاد شده و به ظاهر منبع بیشتر کوارتز موجود در رگه هایی D مناطق دگرسانی سرسیتی و آرژیلیک پیشرفته می باشند. اندریت و کلسیت کانی های عمده موجود در دگرسانی پتاسیک و سایر انواع دگرسانی ها می باشند. سیالات ماگمایی - گرمابی اسیده ها، کربنات و سولفات را تأمین کرده و کلسیم بوسیله واکنش های هیدرولیتیک سیلیکات های آهن و منیزیم حاوی کلسیم را تجزیه می کنند. به علاوه جزء آنورتیت پلاژیوکلاز تأمین می گردد. حلالیت های آنورتیت در دماهای نزدیک به ۴۰۰ درجه سانتی گراد به حداقل رسیده و در ته نشست محلی آن درون رگه های D منعکس می گردد، معمولاً کل اندریت در دماهای تا حدی بالاتر با رگه های دگرسانی پتاسیک همراه است. کلسیت محدوده دمایی بالاتری داشته و در رگه های دگرسانی پتاسیک، در بخش های دور از رگه های D با حاشیه دگرسانی سرسیتی و در برخی مناطق پروپلیتیک وجود دارد.

سیماهای زیست محیطی

خصوصیات زیست محیطی کانسارهای مس پورفیری در زمان ارزیابی به صرفه بودن اقتصادی کانسارهای کشف نشده عوامل

بهم‌ریختگی عمده در سطح زمین است و واکنش‌های متفاوتی را از طرف جوامعی که به واسطه وجود و تولید آنها تحت تأثیر قرار گرفته‌اند، بر می‌انگیزند، درک خصوصیات کانسارها و توزیع آنها تأثیر عمده‌ای بر روی سایر جنبه‌های فعالیت‌های بشر دارد.

سامانه‌های مس پورفیری زیادی وجود داشته که مسیرهای تکاملی و سرنوشت آنها با هم تفاوت دارد. بیشتر آنها فرسایش پیدا کرده و پراکنده شده‌اند، بسیاری نیز دچار بهم‌ریختگی و تفکیک شده‌اند و در بخش‌های عمیق‌تر توالی‌های زمین‌شناسی حفظ شده‌اند. معدنکاری کانسارهای مس پورفیری چندین کیلومتر از سنگ‌های پوسته بالایی زمین را جابه‌جا می‌کند، حجمی که با آتشفشانی مناطق قوسی قابل مقایسه است (به شکل UI مراجعه شود). سامانه‌های گرمایی-ماگمایی مربوط به پورفیری شامل حدود ۵ تا ۱۰ درصد پوسته بالایی مناطق قوسی در مجاورت مراکز ماگمایی شده و دگرسانی گرمایی همراه با سنگ‌های آتشفشانی فراگیر است. حجم سنگ‌های کانه‌زایی شده از لحاظ اقتصادی شامل بخش کوچکی از پوسته هستند که بوسیله سامانه‌های گرمایی-ماگمایی پورفیری تحت تأثیر قرار گرفته‌اند. این حجم‌های بالاتر خود شامل مناطق دارای ناهنجاری ژئوشیمیایی مشخص هستند با خطوط مینا و خصوصیات محیطی مناطق وسیعی را درون توالی‌های قوسی تحت تأثیر قرار می‌دهند.

علیرغم بیش از ۱۰۰ سال بررسی و تولید بسیاری از سامانه‌های مس پورفیری ناشناخته، باقی مانده و بسیاری از موضوعات مربوط به منشأ آنها و منشأ محیط‌های بوجودآورنده آنها بصورت معما باقی مانده‌اند. مستندسازی کامل چهاربعدی (همه‌جانبه) سامانه‌های مس پورفیری وجود ندارد که دلیل آن می‌تواند ابعاد بزرگ، عدم وجود انگیزه برای حفاری کل سامانه و در صورت وجود حفاری تمرکز بیشتر بر روی مقولات مربوط به تولید به جای موضوعات زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی باشد. داده‌های موجود بطور معمول بصورت اختصاصی بررسی می‌گردد. بنابراین داده‌های پایه در مورد توزیع عیار، محتوای فلزات و نسبت آنها بعلاوه سایر عناصری که از لحاظ اقتصادی، علمی و یا زیست‌محیطی جذابیت دارند بطور معمول در دسترس نیستند.

سایر مجموعه چالش‌های ارزیابی از فقدان درک پتانسیل منابع

معدنی - ولی برای رسیدن به آن اهداف رهیافت‌های مختلفی وجود دارد. اهداف ارزیابی منابع معدنی بوسیله دولت‌ها عبارتند از: کمک به توسعه منابع معدنی، تعیین موهبت منابع معدنی برای اهداف استراتژیک مانند وابستگی به منابع معدنی خارجی، کمک به برنامه‌ریزی استفاده از زمین که در نهایت در دسترس بودن منابع معدنی را تعیین می‌کند. هدف از اکتشاف ذخیره معدنی کشف یک کانسار اقتصادی می‌باشد.

داده‌های زمین‌شناسی که در ارزیابی و اکتشاف کانسارهای مس پورفیری مورد سنجش قرار گرفته‌اند متنوع و متعدد می‌باشند (به شکل R1 مراجعه شود). این داده‌ها عبارتند از: داده‌های دارای مقیاس ناحیه‌ای مانند نوع سنگ، ساختار، نوع و سن توده نفوذی، پوشش بعد از کانه‌زایی، خصوصیات ژئوفیزیکی، تصویربرداری طیفی، توزیع کانسارهای مس پورفیری و سایر کانسارها و در نهایت اعماق مورد انتظار کانسارهای مس پورفیری شناسایی نشده. همچنین اکتشاف شامل داده‌های دارای مقیاس محلی می‌باشند که علاوه بر سنگ‌شناسی و ساختار می‌تواند شامل توزیع کانی‌های گرمایی، فراوانی رگه، کانی‌شناسی و پاراژنز، ژئوشیمی سنگ کل و عناصر جزئی، منطقه‌بندی سیالات درگیر و شیب‌های حرارتی، ترکیب ایزوتوپی و شیمیایی کانی‌ها، خصوصیات ژئوفیزیکی و طیفی و در نهایت توزیع کانی‌های سولفیدی باشد. درون سامانه‌های شناخته شده کلاهک‌های شسته شده و کانی‌شناسی اکسید مس - آهن خصوصیات سولفید غنی شده و کانی‌زایی هیپوزن زیرین را تعیین می‌کند. بیشتر داده‌های اکتشافی بوسیله نقشه‌برداری و پتروگرافی بدست می‌آیند. مجموعه داده‌های طیفی، ژئوشیمیایی و ژئوفیزیکی، ترکیبات کانی و داده‌های کمی سیالات درگیر نیازمند تجهیزات پیشرفته است. در نهایت تنها راه تعیین وجود موهبت کانه در یک توالی اکتشاف آن است.

مفاهیم گسترده‌تر، ارتباط جمعی و شکاف‌های علمی مربوط به کانسارهای مس پورفیری

سامانه‌های مس پورفیری برای جامعه دارای مفاهیم وسیعی است. فراتر از اهمیت آنها به عنوان منبع اصلی مس و منبع عمده مولیبدن، طلا و نقره، تولید کانسارهای مس پورفیری شامل یک

مثال سیدورف و دیگران ۲۰۰۵، سینکلر ۲۰۰۷، برگر و دیگران ۲۰۰۸). این تلاش تازه مدل‌سازی بوسیله سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده صورت گرفته است و به منظور ارائه این مدل‌های بوسیله جامع‌تر در یک قالب کلی برای استفاده در منابع معدنی و ارزیابی‌های معدنی - زیست محیطی می‌باشد.

مدل جدید کانسارهای مس پورفیری حاوی خلاصه‌ای از خصوصیات کانسارهای شناخته شده شامل زمین‌شناسی، ژئوشیمی، ژئوفیزیک و مقولات زیست‌محیطی این کانسارها می‌باشد. مدل‌های مربوط به ژنز این کانسارها مورد بحث قرار گرفته و مناطقی را که نیاز به تحقیق بیشتر برای درک ژنز کانسارهای مس پورفیری دارد، مورد شناسایی قرار داده است. در نهایت کاربرد مقولات ژنتیکی و توصیفی مدل برای اکتشاف کانسارها و ارزیابی کانسارهای کشف نشده مورد بررسی قرار گرفته است. جان پروف و لیو گوستافسون نسخه اولیه این مدل را بررسی کرده و پیشنهادات و نظرات مفیدی ارائه کردند که بطور قابل توجهی موجب پیشرفت این مدل شده است.

B. نوع کانسار و محصولات همراه

توصیف کلی

کانسارهای مس پورفیری دارای ابعاد بزرگ (بیش از ۱۰۰ میلیون تن)، عیارهای پایین تا متوسط (۰/۳ تا ۲ درصد مس) بصورت پراکنده، برشی و دارای میزبان رگه‌ای در توده‌های نفوذی و سنگ‌های دیواره آنها هستند که دگرسان شده و از لحاظ ژنتیکی تغییر پیدا کرده‌اند و محصولات هوازگی آنها را نیز شامل می‌شوند. کانسارهای مس پورفیری همراه با توده‌ها و دایک‌های دارای عمق جایگزینی کم (کمتر از ۱۰ کیلومتر)، توده‌ها و باتولیت‌های زیر آنها و بطور معمول آتشفشانی همزمان می‌باشند که از لحاظ ناحیه‌ای وسعت زیادی دارند. بیشتر کانسارهای مس پورفیری در حاشیه مرزهای همگرا که از آرکن تا کواترنری سن آنها متغیر است تشکیل می‌شوند. بیشتر کانسارهای شناخته شده مربوط به سنوزوئیک یا مزوزوئیک می‌باشند. سنگ‌های نفوذی متقارن با آنها بافت پورفیری با زمینه اپلیتی از خود نشان می‌دهند و ترکیب آنها از ساب آلکان تا آلکان و از متآلومینوس تا به نسبت

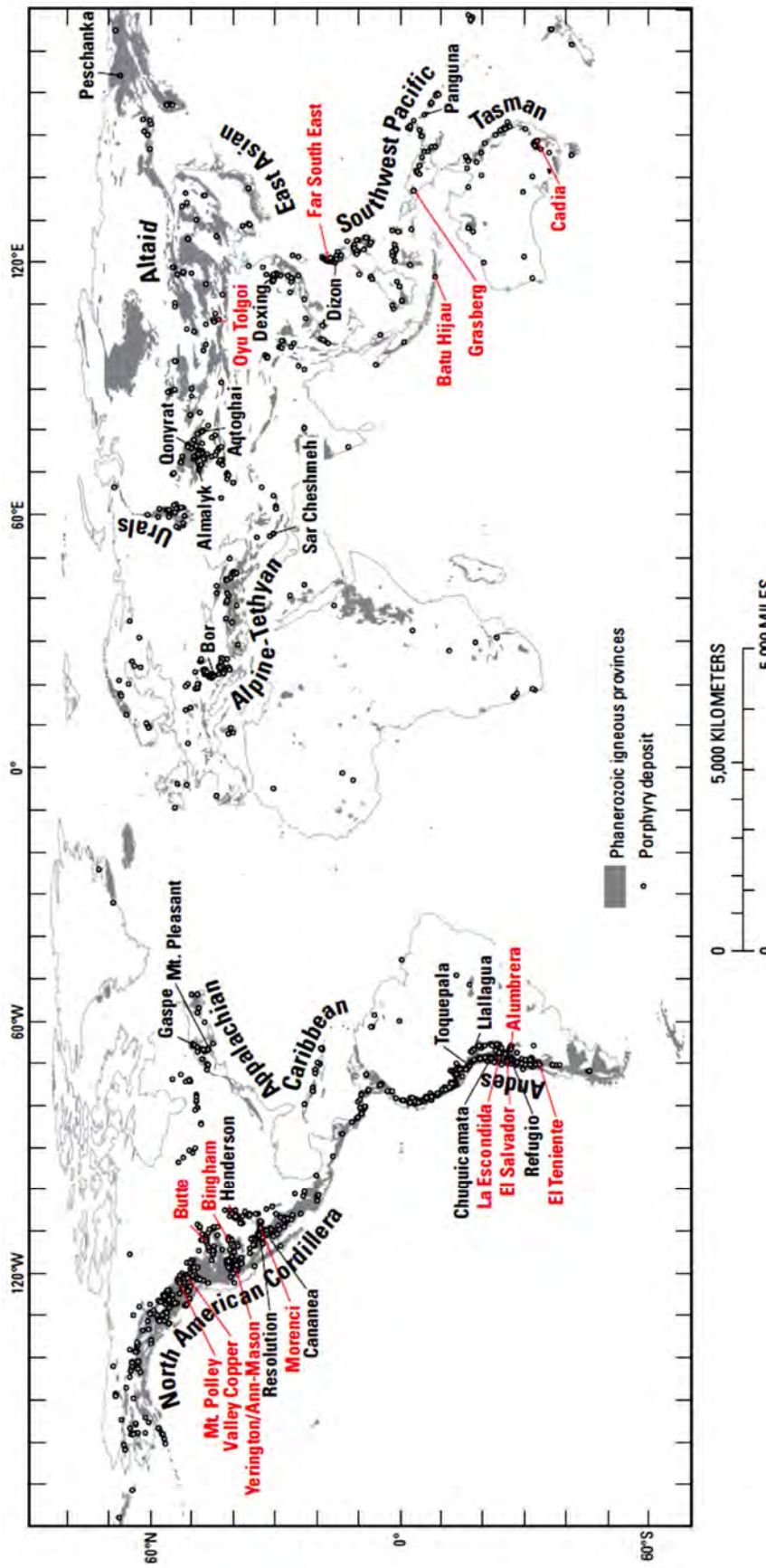
معدنی در سطوح ناحیه‌ای ناشی می‌گردد. پرسش‌های اساسی در مورد ماهیت ساختار پوسته، ارتباط آن با سامانه‌های کانه‌زا و نتایج حوادث پس از کانه‌زایی بصورت حل‌نشده باقی مانده است.

A. پیشگفتار مؤلف

کانسارهای مس پورفیری شامل کانی‌های مس بصورت پراکنده و بصورت رگه‌ای یا برشی می‌باشند که در حجم‌های نسبتاً بالای سنگ بصورت یکنواخت توزیع شده و کانسنگ با تناژ بالا (بیش از ۱۰۰ میلیون تن) و عیار پایین (۰/۳ تا ۲ درصد مس) را بوجود می‌آورند. سنگ میزبان در این کانسارها شامل سنگ‌های نفوذی گرانیتوئیدی و سنگ‌های دیواره آنها بوده که دگرسان شده و از لحاظ ژنتیکی تغییر پیدا کرده‌اند. کانسارهای مس پورفیری مهم‌ترین منبع مس دنیا بوده و بیش از ۶۰ درصد تولید مس را در دنیا و بیش از ۶۵ درصد منابع شناخته شده مس را به خود اختصاص می‌دهند (سینکلر ۲۰۰۷، سینگر ۲۰۰۷). کانسارهای مس پورفیری منبع مهمی برای سایر عناصر به‌ویژه مولیبدن، طلا و نقره می‌باشند. علیرغم عیارهای به نسبت پایین کانسارهای مس پورفیری تأثیرات اقتصادی، اجتماعی عمده‌ای به دلیل اندازه بزرگ کانسار (بطور معمول صدها هزار تن)، عمر طولانی معدن و مقیاس فعالیت‌های معدنی - ایجاد می‌کنند. همچنین کانسارهای مس پورفیری اولین نوع کانسارهای فلزی بودند که به روش‌های معدنکاری روباز در اوایل قرن بیستم استخراج شدند. روش روباز یک روش کم‌هزینه است که از آن زمان به بعد برای کانسارهای دارای تناژ بالا و عیار پایین (برای مثال کانسارهای طلا و نقره) مورد استفاده قرار گرفتند. این مدل کانسارهای مس پورفیری بخشی از یک تلاش هدفمند بوسیله برنامه منابع معدنی سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده برای به روز کردن مدل‌های موجود و توسعه یک مدل توصیفی جدید است که برای ارزیابی منابع معدنی آتی مورد نیاز است.

(http://minerals.cr.usgs.gov/projects/nat_assess_plannin/g/index.html.)

مدل‌هایی که اخیراً برای کانسارهای پورفیری بطور کلی و بطور ویژه برای کانسارهای مس پورفیری منتشر شده است بطور قابل توجهی دانش ما را در مورد این سامانه‌ها افزایش داده است (برای



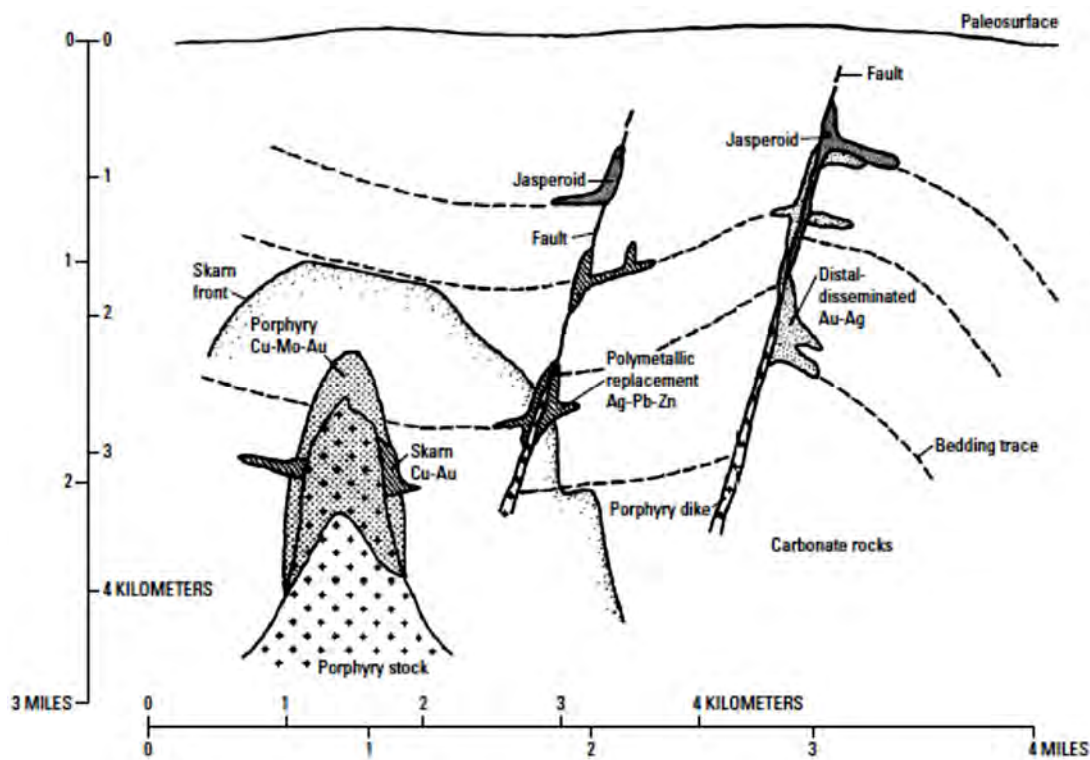
شکل A1. کمربند پورفیبری فانروزوئیک، کانسارهای پورفیبری و کانسارهای نماینده که در زمینه شماره ۲ خلاصه شده است (حروف قرمز). اصلاح شده بعد از سیدورف و سایرین (۲۰۰۵، شکل شماره ۱).

طی جایگزینی یک یا چندین توده نفوذی پورفیری آزاد می‌شوند. در سنگ‌های میزبان فلدسپاتی رگچه‌های کوارتز دارای گسترش وسیعی می‌باشند و دگرسانی گرمابی از مجموعه‌های کانی آلکالن و دمابالا (دگرسانی پتاسیک) تا مجموعه‌های کانی غنی از پیریت، دورتر و حاوی سیلیکات‌های صفحه‌ای (برای مثال سرسیتی، آرژیلیک حد واسط و آرژیلیک پیشرفته) متغیر است. فلزات (مس، مولیبدن، طلا، روی، سرب و نقره) توزیع و منطقه‌بندی متغیر را از خود نشان می‌دهند که بطور وسیعی با جریان‌ات جهت سیال (شیب‌های فشار)، واکنش‌پذیری سنگ‌های دیواره و شیب‌های دما و گونه‌های گوگرد احیایی در سیالاتی گرمابی مطابقت دارد. در برخی سیستم‌ها دگرسانی‌های دیگری تشکیل می‌گردند، برای مثال درون سنگ‌های دیواره خاص (اسکارن در سنگ‌ها کربناته) یا دگرسانی‌های حاصل از سیالات خارجی بخصوص (دگرسانی سدیک-کلسیک).

توزیع انواع دگرسانی و ناهنجاری‌های ژئوشیمیایی و به همراه آنها علائم ژئوشیمیایی و ژئوفیزیکی که اکتشاف مژثر و ارزیابی کانسارهای مس پورفیری را امکان‌پذیر می‌سازند، تأیید می‌کنند.

پروآلمینوس متغیر بوده، و از لحاظ سنگ‌شناسی از دیوریت تا گرانیت تغییر پیدا می‌کند. کانی‌های مس شامل کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کولیت، تنوریت، کریزوکولا، مالاکیت، آزوریت و مس خالص است. دگرسانی‌ها عبارتند از: مجموعه‌های قلیایی (پتاسیک، سدیک، سدیک-کلسیک)، مجموعه‌های اسیدی (آرژیلیک پیشرفته و سرسیتی) و در نهایت دگرسانی پروپیلیتیک می‌باشند. منطقه‌بندی دگرسانی می‌تواند بشدت متغیر باشد، اما دگرسانی اسیدی بطور مشخص دور و کم‌عمق بوده و جایی که در مرکز کانسار یافت می‌گردد نسبت به مجموعه‌های دگرسانی آلکالن تأخیری می‌باشد. کانسارهای مس پورفیری سیماهای هوازدگی مختلفی از خود نشان می‌دهند که شامل انواع کانسارهای بیگانه (Exotic) انتقال یافته از کانسنگ اولیه هیپوژن، کلاهک‌های شسته شده، پتوهای غنی شدگی سوپرژن و کانسنگ‌های اکسید مسی هستند که بطور درجا تشکیل می‌گردند.

شواهد زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی دلالت بر این دارند که کانه‌زایی مس پورفیری و دگرسانی همزاد و وسیع از سیالاتی منشأ می‌گیرند که بطور غالب دارای منشأ ماگمایی بوده و بطور معمول



شکل B1: جایگیری کلی مس پورفیری و کانسارهای همراه با آن (بعد از سیلیتو و بونهام ۱۹۹۰).

مس پورفیری یک منبع عمده رنیوم است. تلوریوم بیشتر از میله‌های آند که طی تصفیه الکترولیتی مس جمع‌آوری می‌گردد بدست می‌آیند. مقادیر جزئی عناصر گروه پلاتین از ذوب کانسار مس بینگهام در یوتا بدست می‌آیند.

کانسارهای نمونه

سینگر و دیگران (۲۰۰۸) داده‌های مربوط به عیار و تناژ ۴۲۲ کانسار را در سراسر جهان که بخوبی اکتشاف شده بودند در مدل‌های عیار و تناژ مس پورفیری خود گزارش کردند. علاوه بر عیارهای مس گردآوری آنها در مواردی که در دسترس بودند شامل عیارهای مولیبدن، طلا و نقره موجود نیز بود. گردآوری سینگر و دیگران شامل بیش از ۲۵۰ کانسار اضافی نیز بود که فاقد داده‌های مربوط به عیار و تناژ بودند. در ضمیمه خلاصه ۱۵ کانسار نمونه که خصوصیات متنوع و موقعیت‌های کانسارهای مس پورفیری را پررنگ‌تر کرده‌اند آورده شده است.

C. تاریخچه کانسارهای مس پورفیری

تصور بر این است که معدنکاری‌های اولیه سیستم‌های مس پورفیری در ایالات متحد در قرن هفدهم بوسیله کاشفان اسپانیایی انجام گرفته است (پارسونز ۱۹۳۳). معدنکاری ثبت شده این سیستم‌ها در ۱۸۶۴ با تولید کانسارهای طلا و نقره‌دار بینگهام در یوتا و معدنکاری پلاسرا طلا در بیوت مونتانا انجام گرفت (میر و سایرین ۱۹۶۸). معدنکاری کانسنگ‌های مس اکسیدشده در مورنسی (Morenci) آریزونا در سال ۱۸۷۰ انجام گرفت (پارسونز ۱۹۳۳). کانسنگ‌های مس اکسیدشده پر عیار اولیه اغلب با قاطر بسمت ساحل غربی حمل می‌شد، و به مقصد کوره‌های سوانسا (Swansea) در والز با کشتی حمل می‌شد (میر و دیگران ۱۹۶۸). این تلاش‌های اولیه بسرعت بسمت معدنکاری زیرزمینی انتخابی و ذوب محلی رگه‌های حاوی سولفید-اکسید مس پرعیار و کانسارهای جایگزینی کربناته پیش رفت.

حادثه دگرگون‌ساز در تاریخچه کانسارهای مس پورفیری گزارش جکلینگ و گمل در سپتامبر ۱۸۹۹ بود، که توسعه یک معدن جدید به کمک روش‌های حفره روباز را در شرکت مس یوتا در بینگهام یوتا پیشنهاد دادند (پارسونز ۱۹۳۳). استخراج

انواع کانسارهای همراه و انتقالی

انواع مختلفی از کانسارها ممکن است از لحاظ ژنتیکی با کانسارهای مس پورفیری همراه باشند. انواع معمول‌تر کانسارها با فلزات اصلی بازیافت شده از آنها در پراوتزهای لیست زیر و در یک مقطع شماتیک، جایی که بیشترین فراوانی را دارند، نشان داده شده‌اند (شکل B1).

اسکارن (شامل مس، آهن، طلا و روی).

جایگزینی چندفلزی (نقره، سرب، روی، مس، طلا).

رگه‌های چندفلزی (طلا، نقره، مس، روی، سرب، منگنز، آرسنیک).

نقره و طلای پراکنده دور از منبع (طلا و نقره).

رگه طلا و نقره اپی‌ترمال (حدواسط / سولفید پایین) (شامل طلا، نقره، سرب و روی).

اپی‌ترمال سولفید بالا (طلا، نقره، مس، آرسنیک).

وجود هرکدام از این کانسارها نمی‌تواند نشان‌دهنده وجود

کانسار مس پورفیری باشد و به همین ترتیب عدم وجود آنها به معنی عدم امکان وجود یک کانسار مس پورفیری نیست.

با افزایش نسبت مس / مولیبدن کانسارهای مس پورفیری در حال گذار به کانسارهای مولیبدن پورفیری فلوتور پایین (نوع کوارتز مونزونیت) بوده و با افزایش نسبت طلا / مس در حال گذار به کانسارهای طلای پورفیری می‌باشند (سیدورف و دیگران ۲۰۰۵).

محصولات اصلی

در تمام کانسارهای مس پورفیری مس محصول اصلی است، هرچند در برخی کانسارها مولیبدن و طلا محصولات همراه مس هستند.

محصولات فرعی

مولیبدن، طلا و نقره محصولات فرعی اصلی هستند که از کانسارهای مس پورفیری بازیافت می‌گردند.

اجزاء نادر

رنیوم، تلوریوم، عناصر گروه پلاتین (PGE) آرسنیک و روی معمولاً در غلظت‌های بالا در کانسارهای مس پورفیری وجود دارند و از برخی کانسارها بازیافت می‌گردند. مولیبدنیت در کانسارهای

۱۹۷۶ دنبال شد. علاوه بر کارهای صحرایی انجام شده توسط سازمان زمین‌شناسی ایالات متحد در اوایل قرن بیستم یک چارچوب زمین‌شناسی برای درک زمین‌شناسی کانسارهای مس پورفیری ایجاد شد. این سازمان تحقیقات آزمایشگاهی زمینه‌سازی را بر روی عملکرد فرایندهای شیمیایی فعال در این کانسارها مورد حمایت قرار داد (برای مثال هملی و جونز ۱۹۶۴). مطالب منتشر شده که تا حد زیادی بر روی مدل‌های ژنزی و ژنز هیپوژن تمرکز داشت همگی در گردآوری‌های مهم سیدورف و دیگران (سیدورف ۲۰۰۵) و سیلیتو (سیلیتو ۲۰۰۵) خلاصه شده است، هرچند مطالعات فرایندهای سوپرژن تا حدی به تأخیر افتاد. در سال ۲۰۰۹ هنوز یک توصیف مختصر و کوتاه از کانسارهای مس پورفیری که از طرف عموم پذیرفته شده باشد وجود نداشت.

اکتشاف برای کانسارهای مس پورفیری بعد از جنگ دوم جهانی، زمانی که برنامه‌های اکتشاف سازمان یافته بوسیله برخی شرکت‌های بزرگ معدنی ایجاد شد بسرعت گسترش پیدا کرد. اکتشافات در کانادا و ایالات متحد در اوایل دهه ۱۹۷۰ سرعت زیادی پیدا کرد. در آن زمان قانون هوای تمیز (Clean Air Act) در ایالات متحد (سال ۱۹۷۵) تصویب شد. سرمایه‌گذاری‌های عمده توسط شرکت‌های معدنی برای کاهش مواد فرار فعالیت‌های معدنی اجباری شد. اکتشاف سیستم‌های مس پورفیری که حداقل بطور جزئی مورد آزمایش قرار گرفته بود، کاهش پیدا کرده. قیمت طلا بطور قابل توجهی افزایش یافت. این حوادث سرمایه‌گذاری را برای اکتشاف مس پورفیری در ایالات متحد کاهش داد و موجب گسترش اکتشاف در سایر کشورها، به‌ویژه در حاشیه اقیانوس آرام، گردید. جایی که سیاست‌های قانون‌گذاری سخت‌گیری کمتری داشت. مشخصه‌های مربوط به مس پورفیری رخنمون داشته و فلزایی مطلوب اکتشاف طلا بود. نرخ‌های اکتشاف در این مناطق بطور اساسی افزایش پیدا کرد، حتی تا سال‌های اخیر که افت پیدا کرده و منعکس‌کننده کم شدن اکتشاف کانسارهای رخنمون یافته و سیستم‌های گرمایی می‌باشد. حوادث اخیر مربوط به بی‌ثباتی سیاسی و امنیت، تغییر سیاست‌های مالی و قانونی و اعمال جهانی سیاست‌های جدید زیست‌محیطی بوسیله مؤسسات بزرگ وام‌دهنده، تمایل به اکتشاف کانسارهای مس پورفیری در آمریکای شمالی را

کانسنگ‌های حفره روباز از سال ۱۹۰۶ آغاز گردید. کتاب پارسونز در سال ۱۹۳۳ تحت عنوان کانسارهای مس پورفیری مسائل مالی، معدنکاری و توسعه ۱۲ کانسار مس پورفیری مختلف را که با تولید بینگهام شروع شده بودند مستند ساخته است. یک بازمینی مفصل تکامل تفکر زمین‌شناسی در مورد کانسارهای مس پورفیری سمینار جکلینگ بوسیله تیتلی (تیتلی ۱۹۹۷) ارائه شده است. وی عنوان کرد که امونز (امونز ۱۹۱۸) ممکن است اولین کسی باشد که از واژه کانسار مس پورفیری استفاده کرده است. قبل از آن تاریخ واژه پذیرفته شده کانسار مس پراکنده بود. اگرچه در آن زمان ارتباط مکانی این کانسارها با توده‌های نفوذی پورفیری شناخته شده بود، ولی روشن نبود که این ارتباط ژنزی می‌باشد (رازوم ۱۹۱۹). در این نقطه از زمان بحث‌های مربوط به ژنز بطور عمده بر روی فرایندهای غنی‌شدگی سوپرژن تمرکز داشت. هر دو واژه توصیفی ذکر شده در بالا را بطور وسیعی در مطالب منتشر شده چندین دهه بعد مورد استفاده قرار گرفتند. پارسونز (۱۹۳۳) عنوان کرد که خصوصیات اساسی این کانسارها، (۱) اندازه بزرگ، (۲) پراکندگی یکنواخت کانی‌های مس و (۳) عیار پایین کانسنگ است.

در سال ۱۹۳۳ مؤسسه AIME کتاب دومی تحت عنوان کانسارهای مس پورفیری منتشر کرد که تنها از واژه کانسارهای مس پراکنده استفاده کرد و حاوی یک بحث ۲ صفحه‌ای در مورد ژنز بود. تا اواخر ۱۹۴۸ این واژه هنوز بصورت کانسارهای مس "پورفیری" مورد استفاده قرار می‌گرفت (مک کینستری ۱۹۴۸) که منعکس‌کننده یک عدم قطعیت مداوم در مورد ماهیت دقیق این واژه می‌باشد.

ایجاد انگیزه برای تحقیق در مورد کانسارهای مس پورفیری اولین بار در کتاب تیتلی و هیکس (تیتلی و هیکس ۱۹۶۶). که بطور کامل به این بحث اختصاص یافته بود ایجاد شد. این کتاب حاوی تنها بحث شناخته شده و نمودار خصوصیات مهم طی اکتشاف است (جروم ۱۹۶۶). این کتاب در اولین سمینار پنروز (Penrose) در مورد کانسارهای مس پورفیری در سال ۱۹۶۹ مطرح شد و بوسیله لاول و گیلبرت جمع‌آوری شد (لاول و گیلبرت ۱۹۷۰). پس از آن در اولین سمینار در مورد کانسارهای مس پورفیری سازمان یافته توسط سازمان زمین‌شناسی آریزونا در سال

قوس‌های ماگمایی حاشیه قاره تشکیل شده‌اند که مربوط به فرورانش صفحات فارالون (Farallon) و نازکا (Nazca) به زیر امریکای جنوبی می‌باشند (شکل D2، سیلیتو و پرللو ۲۰۰۵). سه کمربند فلززایی ترشیاری حاوی بیشترین کانسارهای شناخته شده مس پورفیری هستند که تعداد زیادی از بزرگترین کانسارهای دنیا در بین آنها قرار دارند. سیلیتو و پرللو معتقد بودند که احتمالاً فشرده‌گی مربوط به پهن‌شدگی ورقه‌های زیرین موجب کوتاه‌شدگی پوسته‌ای و توقف آتشفشانی می‌گردد. ترکیب نرخ‌های بالاآمدگی سطحی و رخنمون پیدا کردن (exhumation) سریع منجر به بهینه‌شدن شرایط برای تجمع ماگمای غنی از سیال در حجره‌های کم‌عمق و بزرگی می‌شود که برای توسعه کانسارهای بزرگ مس پورفیری مطلوب می‌باشند (شکل D3). در آسیای جنوب شرقی و غرب اقیانوس آرام کانسارهای مس پورفیری متعددی به قوس‌های ماگمایی اصلی سنوزوئیک روی پوسته اقیانوسی و قاره‌ای مربوط می‌باشند (شکل D4، گاروین و سایرین ۲۰۰۵). قوس‌ها یک منطقه پیچیده وسیع‌تر را بین صفحات اوراسیا - هند - استرالیا تشکیل می‌دهند. ایجاد نظم دوباره صفحات بوسیله حوادث برخوردی مشخص می‌گردد که چندین بار اتفاق می‌افتند و بیشتر کانسارهای مس پورفیری طی دوره‌های نظم دوباره صفحات و تغییرات محلی در رژیم‌های تنش قوس در اوایل و اواسط میوسن و پلیو- پلیستوسن تشکیل می‌گردند. (سیلیتو ۱۹۹۸، کریچ و سایرین ۲۰۰۰، کولز و سایرین ۲۰۰۵، گارویم و سایرین ۲۰۰۵، کولز و هوش ۲۰۰۸).

اگرچه بیشتر کانسارهای مس پورفیری به نظر می‌رسد مربوط به قوس‌های ماگمایی وابسته به فرورانش باشند اخیراً مشخص شده که برخی از کانسارهای مس پورفیری به فعالیت‌های ماگمایی بعد از فرورانش مثل کانسارهای بزرگ واقع در گینه نو و جنوب غرب چین مربوطاند (هیل و سایرین ۲۰۰۰، Cools and کولز و سایرین ۲۰۰۵، هو و سایرین ۲۰۰۵، کولز و هوش ۲۰۰۸، ریچاردز ۲۰۰۹). ریچاردز (ریچاردز ۲۰۰۹) معتقد است که کانسارهای مس پورفیری مربوط به بعد از فرورانش از جبه‌ای حاصل می‌شوند که بوسیله فرورانش دچار دگرگونی شده و در هر دو محیط کششی و فشاری وجود دارند (اشکال D، C، B، D-1). این محیط‌ها عبارتند از (۱) مناطق کشش قوس بعد از فرورانش، جایی که ذوب شدگی

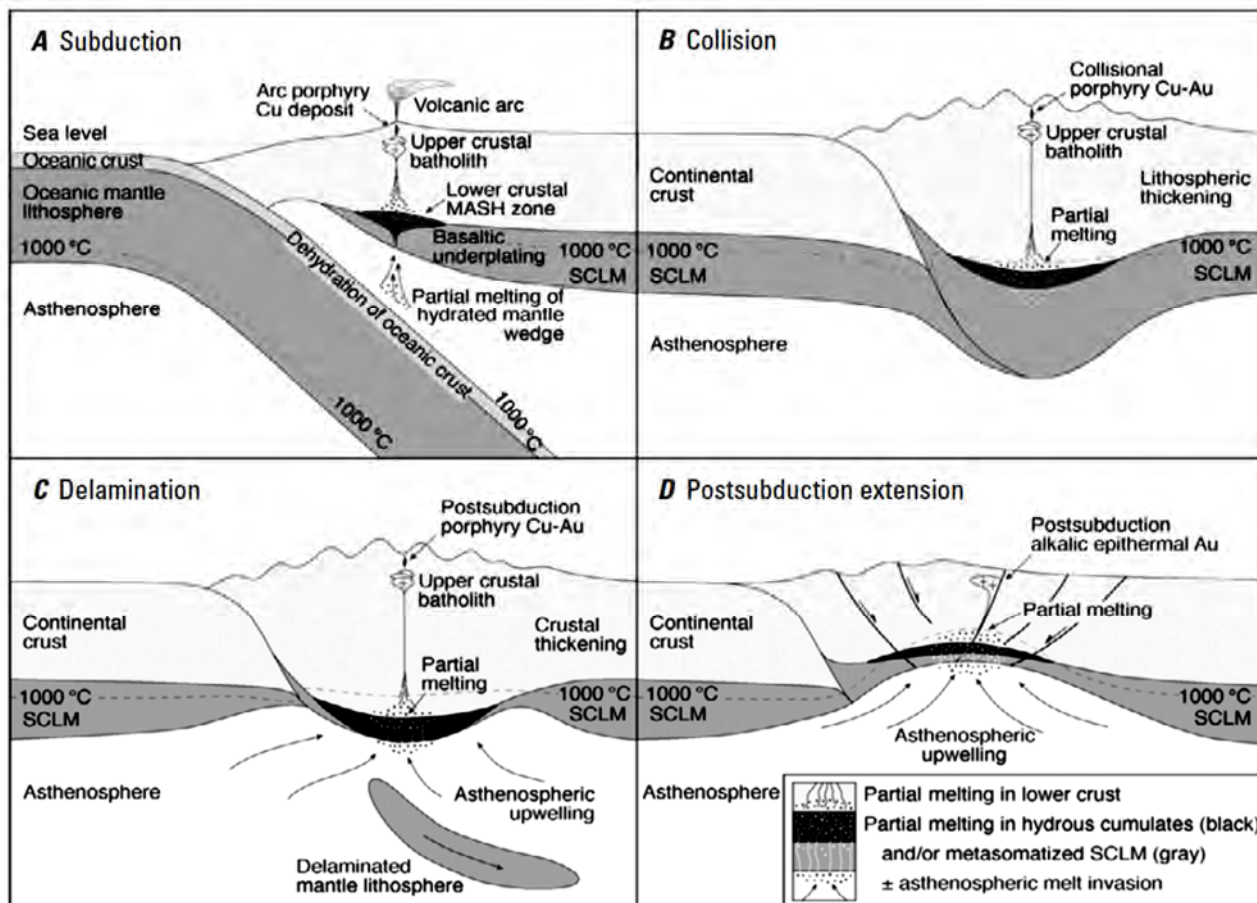
دوباره احیاء کرده است. این کار اکتشافی شامل بررسی مجدد مناطق معدنکاری قدیمی، بکاربردن مفاهیم جدید زمین‌شناسی و ارزیابی مناطق آتی تحت پوشش بعد از کانی‌زایی می‌باشند.

D. محیط ناحیه‌ای

محیط ژئوتکتونیک

بیشتر کانسارهای مس پورفیری در قوس‌های ماگمایی مربوط به فرورانش در طول مرز صفحات هم‌گرای واقع در موقعیت‌های قاره‌ای و اقیانوسی تشکیل می‌گردند (برای مثال سیلیتو ۱۹۷۲، سیلیتو و هدنکوئیست ۲۰۰۳، ریچاردز ۲۰۰۳، شکل DIA). در این قوس‌های ماگمایی دگرشکلی ممکن است بسیار پیچیده بوده و کانسارهای مس پورفیری در انواع موقعیت‌های تکتونیکی تشکیل گردند (برای مثال توسدال و ریچاردز ۲۰۰۳، ریچاردز ۲۰۰۳). در سال‌های اخیر روشن شده است که برخی از کانسارهای مس پورفیری در موقعیت‌های بعد از برخورد یا پشت قوس تشکیل می‌گردند، در جایی که وابستگی تکتونیکی کمتر شناخته شده است این حالت به‌ویژه در مورد کانسارهای مربوط به مزوزوئیک یا قدیمی‌تر از آن بیشتر وجود دارد (برای مثال کولز و هوش ۲۰۰۸، ریچاردز ۲۰۰۱ و ۲۰۰۸). بیشتر جزئیات در مورد روابط ساختارهای ناحیه‌ای تا منطقه‌ای با کانسارهای مس پورفیری در بخش "روابط مربوط به ساختارها" در این نوشته مورد بحث قرار گرفته است.

سیستم‌های مس پورفیری وسیع می‌باشند ولی الگوی کلی تکامل قوس‌های ماگمایی در طول مرزهای حاشیه صفحات از لحاظ زمانی و مکانی محدود به نظر می‌رسند (شکل A1). در بیشتر موارد پوسته کمان بطور نسبی ضخیم است و شواهدی برای تکتونیسیم ترافشردگی (Transpressional) همزمان وجود دارد. بطور جزئی برخی از مولفین پیشنهاد کرده‌اند که برخی از کانسارهای مس پورفیری طی دوره‌های غیرمعمول فرورانش بوجود می‌آیند. برای مثال طی فرورانش مسطح یا کم‌عمق اعمال شده بوسیله فرورانش ساختارهای شناور اقیانوسی، مانند ستیغ‌ها، دشت‌های اقیانوسی، رشته کوه‌های دریایی طی دوره‌های فرسایش منطقه فرورانش یا طی دوره‌های نظم دوباره صفحه. برای مثال در آند کمربند‌های چندگانه کانسارهای مس پورفیری از اواخر پالئوزوئیک تا پلیوسن در

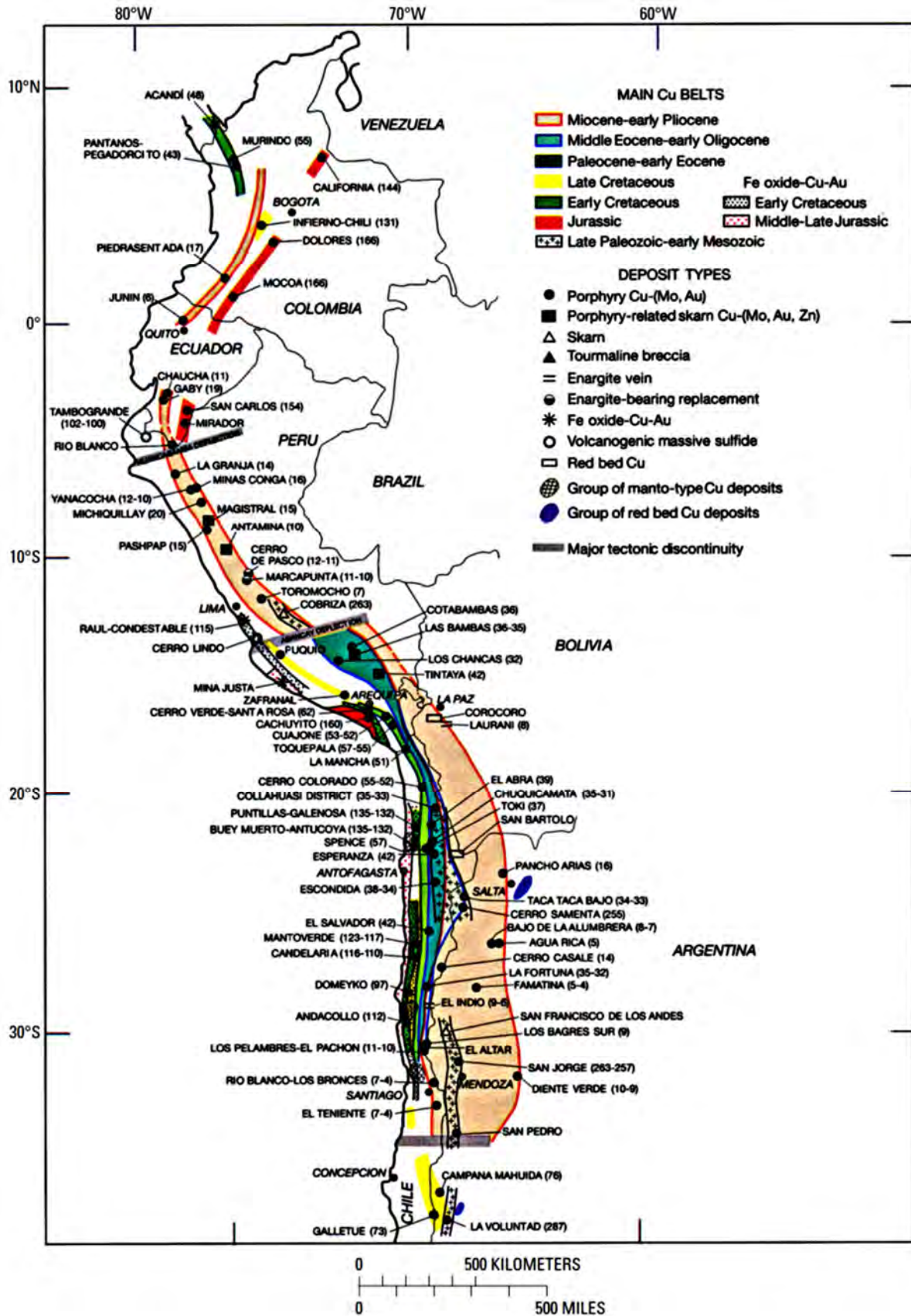


شکل 1. D1. موقعیت تکتونیک صفحه‌ای کانسارهای مس پورفیری. (A) کمان حاشیه قاره‌ای مشخص در بالای منطقه فرورانش. ایجاد مس پورفیری بعنوان محصولی از ماگماتیسم کمان عادی، کمان قاره‌ای در این شکل نشان داده شده ولی فرایندهای مشابهی می‌توانند در کمان‌های جزیره‌ای بالغ اتفاق بیفتند. MASH- ذوب شدگی، هضم، ذخیره‌سازی و همگن شدگی. SCLM- جبهه لیتوسفری زیر قاره‌ای. (B-D) ذوب دوباره جبهه زیر قاره‌ای لیتوسفری که فرورانش پیدا کرده و دگرگون شده و یا ذوب دوباره مناطق توده‌ای آبدار زیر پوسته (لایه تیره رنگ) که منجر به تشکیل مس- طلای پورفیری و طلای گرمابی می‌شود. (B) ضخیم شدگی لیتوسفر حاصل برخورد. (C) تورق جبهه لیتوسفری بعد از برخورد. (D) گسترش لیتوسفر بعد از فرورانش. ماگماهای دارای نسبت استرونیوم/ایتریوم و لانتانوم/ایتریوم بالا ممکن است در تمام موارد بوسیله هورنبلند باقیمانده و یا در حال تفریق (+/- گارنت و تیتانیت) در پوسته پایینی بوجود آیند. اشکال اصلاح شده بعد از کار ریچاردز (۲۰۰۹ شکل شماره ۱).

آلکالن ایجاد می‌کند (شکل D, D1C).

ماگماها در هر دو موقعیت کششی و فشاری بعد از فرورانش تشکیل شده و معمولاً تمایل دارند بصورت کم حجم، مجزا از لحاظ مکانی و بصورت کم (پتاسیم بالا +/- سدیم کالک آلکالن) تا بشدت آلکالن ایجاد گردند. ریچاردز (ریچاردز ۲۰۰۹) این بحث را مطرح نمود که ذوب مجدد سولفیدهای مس و طلا دار باقی مانده در توده‌ها (cumulate) طی ماگماتیسم مربوط به فرورانش یک منبع غنی از مس و طلا را فراهم می‌کند که در نهایت در کانسارهای پورفیری بعد از فرورانش دوباره نهشته می‌گردند.

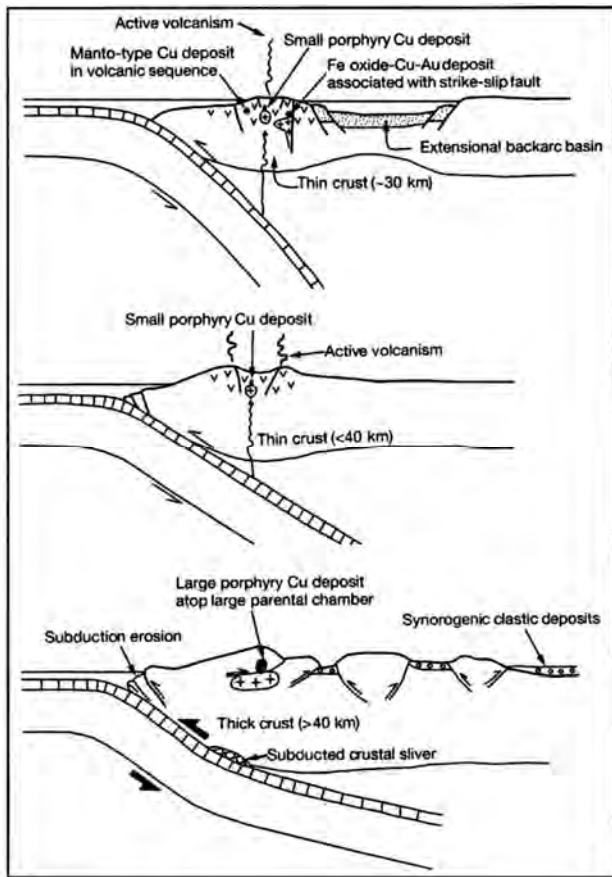
حاصل از افت فشار در سست کره- سنگ کره در حال بالا آمدن که بوسیله فرورانش دگرگون شده منجر به تولید ماگماهای آلکالن مافیک (شوشونیتی یا هاوایت) شده است (شکل B-D1، و ۲) در فشرده‌گی بعد از فرورانشی که بوسیله برخورد بوجود آمده و منجر به ضخیم شدن پوسته و لایه لایه شدن جبهه سنگ کره زیرقاره‌ای با ذوب بخشی سنگ‌های پوسته پایینی می‌شود. این حالت وقتی اتفاق می‌افتد که منحنی‌های هم‌دما به دلیل ورود سست کره داغ حالت ارتجاعی پیدا کرده و تغییر مکان می‌دهند. این فرایندها ماگماهایی با ترکیب فلسیک‌تر، کالک آلکالن یا ترکیبات تا حدی



شکل D2. کمرندهای مس پورفیری و کانسارهای مس پورفیری عمده در آند. از سیلیتو و پرللو (۲۰۰۵).

روابط زمانی

تغییرات طی زمان زمین‌شناسی



شکل D3. شرایط بهینه برای توسعه کانسارهای مس پورفیری بزرگ. از سیلیتو و پرللو (۲۰۰۵).

استمرار سیستم‌های گرمابی - ماگمایی که کانسارهای مس پورفیری را تشکیل می‌دهند

سیستم‌های گرمابی - ماگمایی که کانسارهای مس پورفیری مجزا را تشکیل می‌دهند براساس تعیین سن کانی‌های آذرین و گرمابی (بطور معمول با استفاده از روش‌های $U-Pb$, Ar/Ar , $Re-Os$, $U-Th/He$ یا ترکیب این روش‌ها) و براساس مدل‌سازی حرارتی جایگزینی و سرد شدن توده‌های نفوذی دارای دوره‌های زمانی ۱ میلیون سال یا کمتر می‌باشند. زمان مورد نیاز برای تشکیل کانسارهای مس پورفیری که از توده‌ها و حوادث گرمابی چندگانه تشکیل شده‌اند ممکن است به ۱ میلیون سال برسد (برای مثال بینگهام یوتا پری و سایرین ۱۹۹۷ و ۲۰۰۱، چلسی و رویز ۱۹۹۷)، در حالیکه سایر کانسارهای مس پورفیری بطور آشکار در یک دوره چند صد هزار ساله تشکیل شده‌اند (برای مثال باتوهیجو در اندونزی گاروین ۲۰۰۰ و ۲۰۰۱،

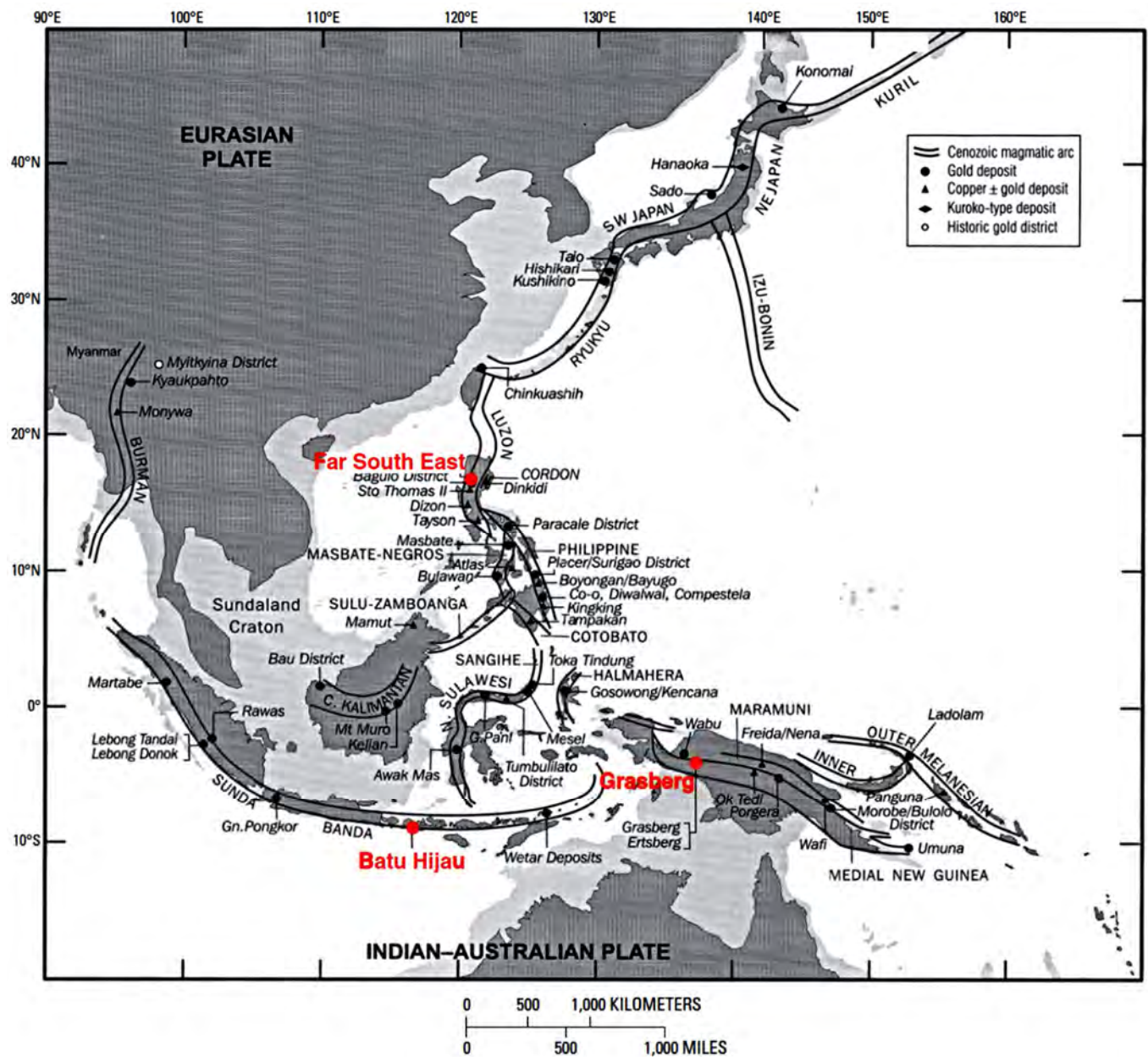
کانسارهای مس پورفیری احتمالاً در طول بیشتر تاریخچه زمین تا زمان آرکئن تشکیل شده‌اند (میر ۱۹۸۱، سیدورف و سایرین ۲۰۰۵؛ گروز و سایرین ۲۰۰۵، سینگر و سایرین ۲۰۰۸، کوندی و کرومر ۲۰۰۸). به دلیل اینکه کانسارهای مس پورفیری بطور معمول در پوسته بالایی (کمتر از ۵ تا ۱۰ کیلومتری) در مرزهای فعال تکتونیکی همگرا و بطور معمول در مناطقی که دچار بالآمدگی شده یا نرخ بالآمدگی در آنجا بالاست تشکیل می‌گردند، بیشتر کانسارهای شناخته شده سنوزودیک یا مزوزوئیک دارند (بارتون ۱۹۶۶، گروز و سایرین ۲۰۰۵، سینگر و سایرین ۲۰۰۸). برخی این بحث را مطرح می‌کنند که توزیع فعلی کانسارهای مس پورفیری منعکس‌کننده حفظ شدگی آنهاست (برای مثال گروز و سایرین ۲۰۰۵، کسلر و ویلکینسون ۲۰۰۸). طبق تخمین سینگر و سایرین (سینگر و سایرین ۲۰۰۸) سن ۵۷۶ کانسار را بین ۱/۱۵ تا ۳۲۳۴ میلیون سال (شکل D5)، سن میانه ۵۹ میلیون سال و ۹۰ درصد کانسارها جوان‌تر از ۳۴۰ میلیون سال می‌باشند.

تغییرات در درون دوره‌های ماگمایی

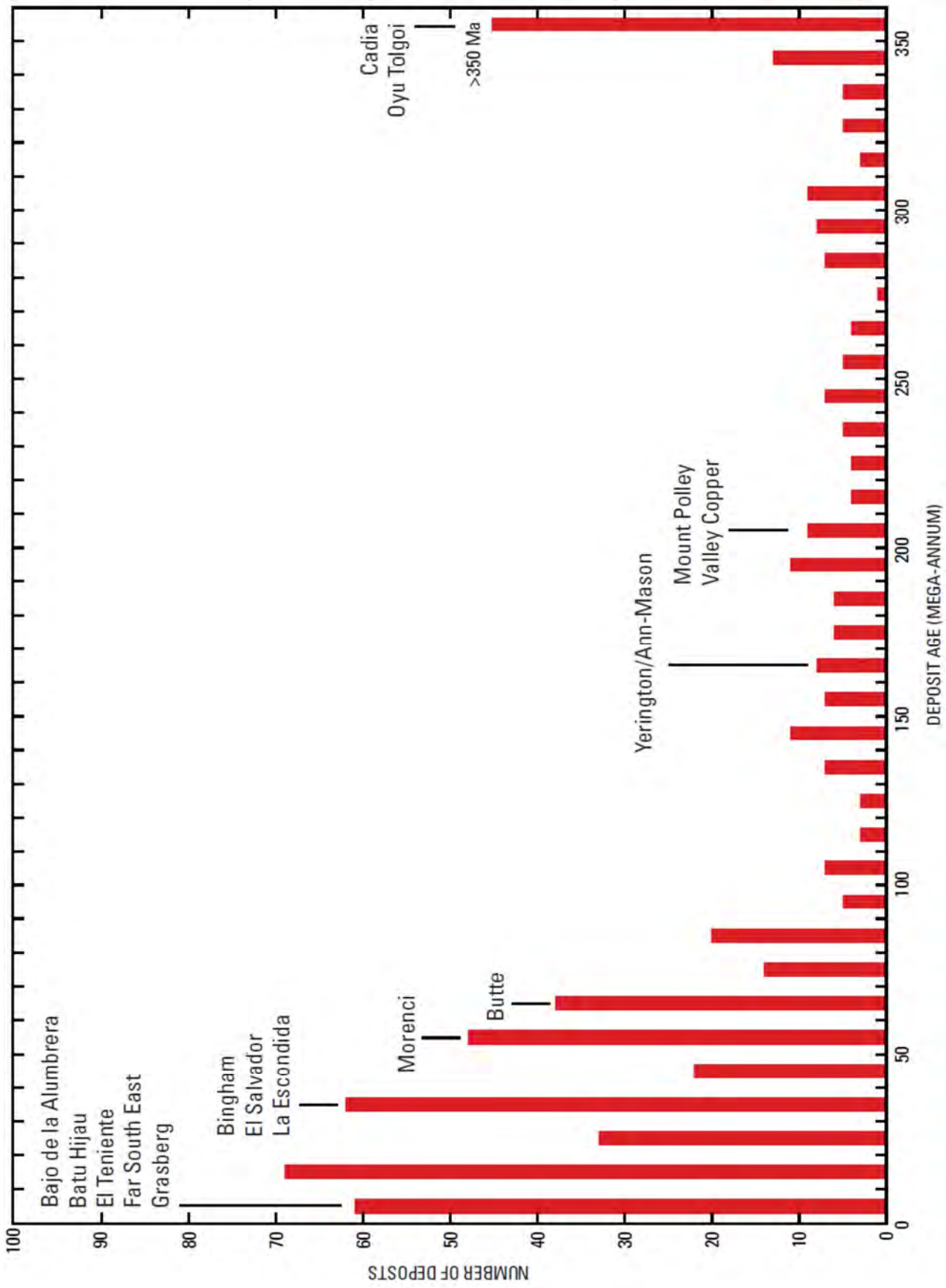
هرچند کانسارهای مس پورفیری در دوره‌های متعدد طی ماگماتسیم طولانی‌مدت قوس تشکیل می‌گردند، ولی بطور معمول تظاهر حوادث تأخیری ماگمایی - گرمابی در نفوذی‌های ترکیب شده درون قوس‌ها هستند (برای مثال ریچاردز ۲۰۰۳، گاروین و سایرین ۲۰۰۵). بطور مثال کانسارهای مس پورفیری آند و غرب ایالات متحد در انتهای تشکیل توده نفوذی بوجود آمده‌اند که از چند میلیون تا ۱۷ میلیون سال ادامه پیدا کرده است و بطور معمول همراه با آخرین حوادث نفوذی هستند (مانند آلومبرا در آرژانتین پرافت ۲۰۰۳، هالتر و سایرین ۲۰۰۴، هریس و سایرین ۲۰۰۸، بیوت مونتانا دیلز و سایرین ۲۰۰۳، لاند و سایرین ۲۰۰۷). هرچند ممکن است توده‌های حاوی کانسارهای مس پورفیری از توده‌های نفوذی درون قوس قدیمی‌تر باشند (برای مثال پرینوگتون نوادا پرافت و دیلز ۱۹۸۴، دیلز و رایت ۱۹۸۸).

بطور معمول دقت سن تعیین شده را به اشتباه می‌اندازد و طول مدت کانسارهای مس پورفیری را تا چند صد هزار سال کاهش می‌دهد.

گرسبرگ اندونزی پولارد و سایرین (۲۰۰۵). هرچند خطاهای ناشی از تنظیم مجدد یا خطای تکنیکی ممکن است منجر به تخمین‌های اشتباه طول دوره سیستم شود. خطای آزمایشگاهی نیز



شکل D4. آسیای جنوب شرقی و غرب اقیانوس آرام نشان‌دهنده قوس‌های اصلی سنوزوئیک و کانسارهای مس +/- طلا و طلا. کانسارهای مس پورفیری خلاصه شده در ضمیمه شماره ۲ به رنگ قرمز نمایش داده شده است. نقل از گاروین و دیگران (گاروین و سایرین ۲۰۰۵ شکل ۲).



شکل D5. سن کانسارهای مس پورفیری. کانسارهای عنوان دار خلاصه شده ضمیمه شماره ۲. داده‌های سنی سینگر و دیگران (سینگر و سایرین ۲۰۰۸).

مؤلفه معکوس قابل توجه تظاهر پیدا می‌کند، برای مثال در دومکو (Domeko) واقع در کروردیلرای ائوسن شمال شیلی، جایی که کمپلکس‌های نفوذی دارای پورفیری بطور محلی در طول گسل‌های معکوس جایگزین شده‌اند، ولی جایگزینی آنها جایی صورت گرفته که گسل‌های عمده مانند گسل غربی بطور عمده مربوط به بعد از کانه‌زایی می‌باشند (توملینسون و بلانکو ۱۹۹۷، ذیلز و سایرین ۱۹۹۷، ریچاردز ۲۰۰۳). توسدال و ریچاردز (توسدال و ریچاردز ۲۰۰۳) و ریچاردز (ریچاردز ۲۰۰۳) پیشنهاد نمودند که آزادسازی تنش به سمت شرایط ترفاشردگی یا شرایط تا حدی کشتی با جایگزینی توده‌های پورفیری کانه‌دار همراه است. بطور متناوب محیط‌های مشابهی به عنوان فشاری تفسیر شده‌اند (Potrerillos, Chile) نیمیر و مونیزاگا ۲۰۰۸، Butte, Montana) پروفت ۱۹۷۳). به طور کلی در منطقه جنوب غربی امریکای شمالی سیستم‌های پورفیری با فازهای فشاری دوره‌های کوتاه شدگی پوسته لارامید بهتر توسعه پیدا کرده‌اند تا با دوره‌های خشی تا کشتی غالب بعدی در مزوزویک یا طی بیشتر بخش‌های ترشیاری (بارتون ۱۹۹۶). در بیشتر موارد جایگزینی ماگمای پورفیری به درون پوسته ارتباط نزدیک با گسل‌ها یا جایگزینی در طول آنها را نشان نمی‌دهند، ولی با این وجود به خط‌شدگی برخی کانسارها، محدوده‌ها یا توده‌های نفوذی منعکس‌کننده ساختارهای قدیمی یا دارای عمق زیاد می‌انجامد (مراجعه شود به بن و سایرین ۲۰۰۱، هیلدنبراد و سایرین ۲۰۰۱، ریچاردز ۲۰۰۳). برای مثال به خط‌شدگی توده‌های ائوسن بطور نرمال نسبت به حاشیه همگرا در محیط فشاری شمال شیلی (بن و سایرین ۲۰۰۱) و محیط در حال گسترش کشتی پشت قوسی با عرض بیش از ۲۰۰ کیلومتر از بیوت مونتانا تا دره بینگهام و پارک شهر یوتا (پرسنل ۱۹۹۷ و جان ۱۹۸۹).

مشأ رگه‌ها

سیستم‌های رگه، شکستگی و همینطور برشی نتایج اجتناب‌ناپذیر ماگماتیسیم پورفیری هستند. ماگماهای آبدار سیلیسی تا حد واسط قدیمی با استفاده از شناوری این ماگماها که چگالی پایین‌تری نسبت به سنگ‌های اطراف خود دارند از اعماق بیشتر به درون پوسته بالایی رانده می‌شوند. زمانی که چگالی در پوسته بالایی کاهش پیدا می‌کند نیروهای شناوری تا حدی کاهش می‌یابد و ماگما حالت راکد پیدا

روابط با ساختارها

موقعیت و کنترل‌های ساختاری

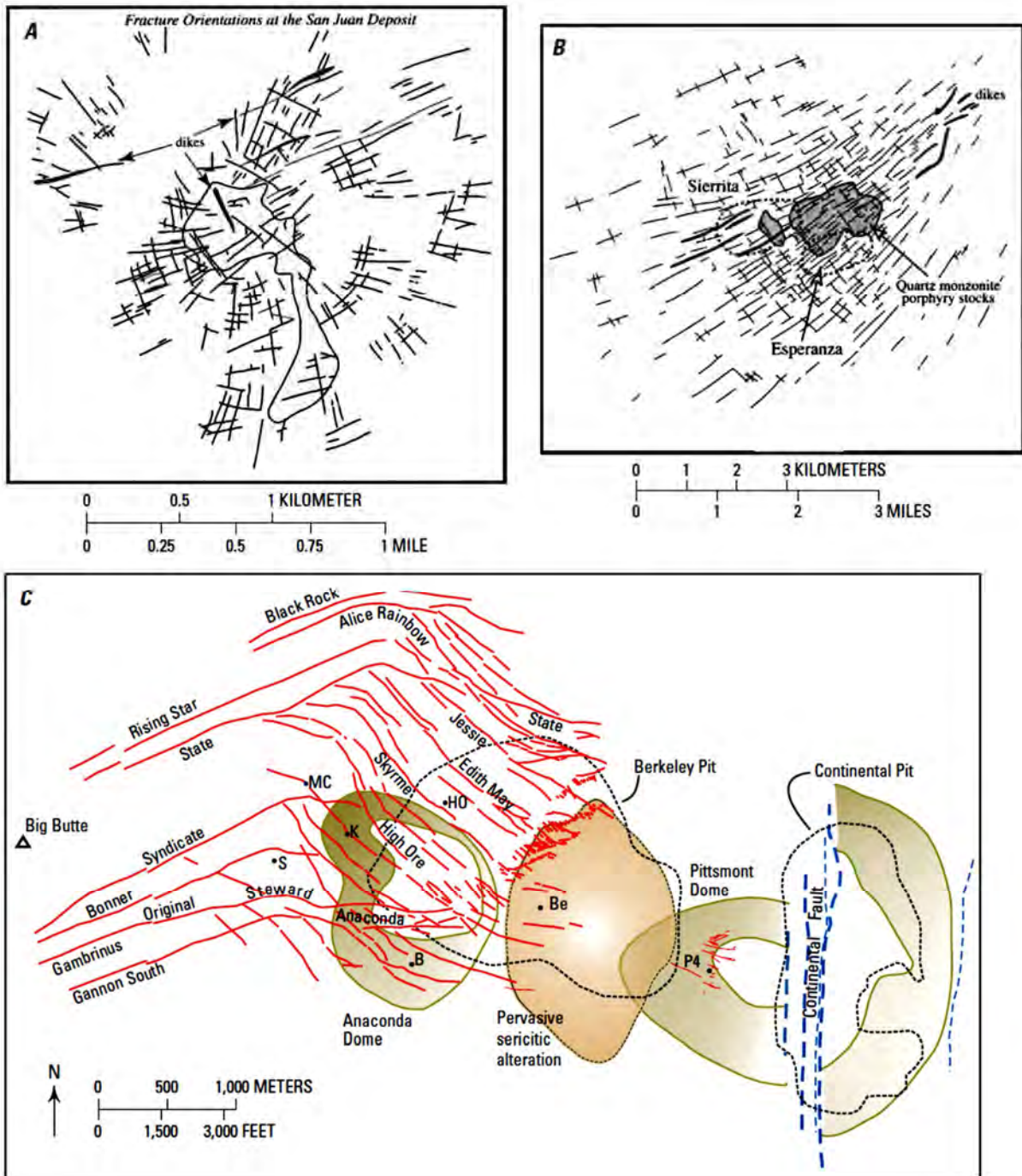
موقعیت ساختاری در مقیاس ناحیه‌ای، کانساری و محلی کانسارهای مس پورفیری متنوع است و علیرغم مطالعات علمی بسیار، مشخصات مهم زیادی در مورد ارتباط آنها بعنوان کنترل کانه‌زایی هنوز ناشناخته باقی مانده است.

موقعیت تکتونیکی

کانسارهای مس پورفیری بیشتر در موقعیت‌های حاشیه همگرا تشکیل می‌گردند، جایی که فرورانش پوسته اقیانوسی به ماگماتیسیم نوع قوس مربوط بوده و بیشتر گرانیتهای آبدار و اکسیده پوسته بالایی را بوجود می‌آورد و از لحاظ ژنزی مربوط به کانه‌زایی هستند (به بخش محیط ژئوتکتونیک مراجعه شود). کانسارهای بزرگ ممکن است در محور قوس، جایی که شار ماگما بالاست تشکیل شوند. برای مثال در کمرندهای ائوسن و میوسن - پلیوسن شیلی (کاموز ۲۰۰۲) و در جزایر جنوب غرب اقیانوس آرام (گاروین و سایرین ۲۰۰۵). برعکس کمرندهای بزرگ نفوذی و آتشفشانی که در فاصله بیش از ۱۵۰ کیلومتری از گودال تشکیل می‌گردند به هندسه فرورانش صفحه مسطح مربوط می‌باشند (کی و پودویس ۲۰۰۱). برای مثال استان لارامید در جنوب غربی ایالات متحد (تیتلی ۱۹۹۷)، بیوت مونتانا، باجودولا آلومبررا (Bajo de la Alumbreira) پروفت ۲۰۰۳ و هالتز و سایرین ۲۰۰۴ و کمرند آنداهولیا - یوری در جنوب پرو (پرللو و سایرین ۲۰۰۴). ماگماتیسیم آلکالن یا مافیک در برخی موارد در پشت قوس بوده و با کشتی نسبتاً کم همراه است، برای مثال کانسار عظیم پورفیری مس، طلا و مولیبدن دره بینگهام در یوتا (بابکوک و سایرین ۱۹۹۵، کیت و سایرین ۱۹۹۷).

کنترل ساختاری جایگزینی ماگما

در موقعیت‌های حاشیه همگرا محیط وسیع تکتونیکی بطور مشخص یک محیط تنش و تغییر شکل (strain) است که در برخی موارد با ضخیم‌شدگی پوسته به ویژه در اواخر مزوزویک - اوایل سنوزویک (لارامید) جنوب غرب ایالات متحد و در آند مرکزی (بارتون ۱۹۹۶، دیسلز ۲۰۰۴، سیلیتو و پرللو ۲۰۰۵) همراه است. درون محیط وسیع ترفاشردگی بصورت گسل‌های امتداد لغز با



شکل D6. رگه‌های پورفیری: (A) شکستگی‌های شعاعی و هم‌مرکز و رگه‌های توسعه‌یافته در مناطق کم‌عمق معدن سن جوان (San Juan) ناحیه معدنی ساپورد آریزونا. نقل از توسدال و ریچاردز (توسدال و ریچاردز ۲۰۰۱، شکل 12A، B) توزیع و جهت‌یابی ساختار و دایک تعمیم‌یافته اطراف کانارهای مس پورفیری اسپرانزا (Esperanza) و سیریتا (Sierrita). نقل از توسدال و ریچاردز (توسدال و ریچاردز ۲۰۰۱، شکل 12D، C) نقشه رگه‌های مرحله اصلی و کانی‌زایی قبل از مرحله اصلی در بیوت مونتانا. اثر زیرسطحی رگه‌های مرحله اصلی به رنگ قرمز نشان داده شده و موقعیت زیرسطحی مراکز مس پورفیری قبل از مرحله اصلی در پیتس مونت (Pittsmond) و گنبدهای آناکوندا (Anaconda) به رنگ سبز نمایش داده شده است. ناحیه دگرسانی سرسیتی گسترده که دو مرکز کانه‌زایی مس پورفیری را از هم جدا نموده به رنگ برنزی نشان داده شده است. رگه‌های مرحله اصلی گسل‌های مزدوج را دنبال می‌کنند. موقعیت دودکش‌های معدن نیز مشخص شده‌اند: S, Steward; K, Kelly; MC, Mountain Consolidated; Be, Berkeley; HO, High Ore; P4, Pittsmond #4; B, Belmont. رید و ۲۰۰۸.

کرده و تشکیل حجره‌های نفوذی یا باتولیتی را می‌دهد. برخی ماگماها طی بالا آمدن حاوی مقادیر جزئی سیالات آبدار هستند و ایجاد مقادیر بالای سیالات آبدار بیشتر در پوسته بالایی ایجاد می‌گردد و در هنگام سرد شدن، تبلور و انجماد منجر به خروج سیالات معروف به "جوشش ثانویه" می‌شود. واژه‌ای که بوسیله برنهام (بورنهام ۱۹۷۹) عنوان شد. در سیستم‌های پورفیری تجمعات بخار آبدار در کلاهک و بخش‌های بالایی حجره‌های ماگمای پورفیری جمع شده و مخلوط سیال و ماگمای بشدت شناور با چگالی پایین را بوجود می‌آورد (مراجعه شود به دیلز ۱۹۸۷). زمانی که یک شکستگی بوسیله نفوذ ماگما یا بوسیله تکتونیک ایجاد می‌گردد بخار بالا آمده، منبسط شده و انرژی مکانیکی ایجاد می‌کند که شکستگی‌ها و برش‌های مشخصه کانسارهای مس پورفیری را بوجود می‌آورد (بورنهام و اوهموتو ۱۹۸۰، فورنیر ۱۹۹۰). این آب‌شکست (Hydrofracturing) زمانی اتفاق می‌افتد که فشار سیال از مجموع فشار آب-سنگ (هیدروستاتیک) و قدرت تنش سنگ بیشتر باشد (مراجعه شود به توسدال و ریچاردز ۲۰۰۱). ماگما به درون پوسته بالایی صعود کرده، مواد فرار خود را از دست داده و فشار آن افت پیدا می‌کند تا تشکیل نفوذی‌های پورفیری را بدهد، همچنین دارای بافت مشخص اپلیتی بوده و با کانسارهای مس پورفیری رابطه نزدیکی دارند.

حفظ‌شدگی و قطع‌شدگی پورفیری‌ها

قوس‌های ماگمایی از لحاظ توپوگرافی تمایل دارند که مرتفع بوده و تحت تأثیر فرسایش قرار گیرند، بنابراین کانسارهای مس پورفیری که در اعماق ۱ تا ۱۰ کیلومتری در این محیط‌ها قرار دارند تمایل دارند که با گذشت زمان دچار فرسایش شوند. گسل‌های بعد از کانه‌زایی عاملی هستند در پایین افتادگی و کمک به حفظ‌شدگی کانسنگ‌های مس پورفیری (برای مثال در جنوب غرب امریکای شمالی، به بارتون ۱۹۹۶ مراجعه شود). همچنین ممکن است این گسل‌ها چالشی برای ارزیابی و اکتشاف باشند.

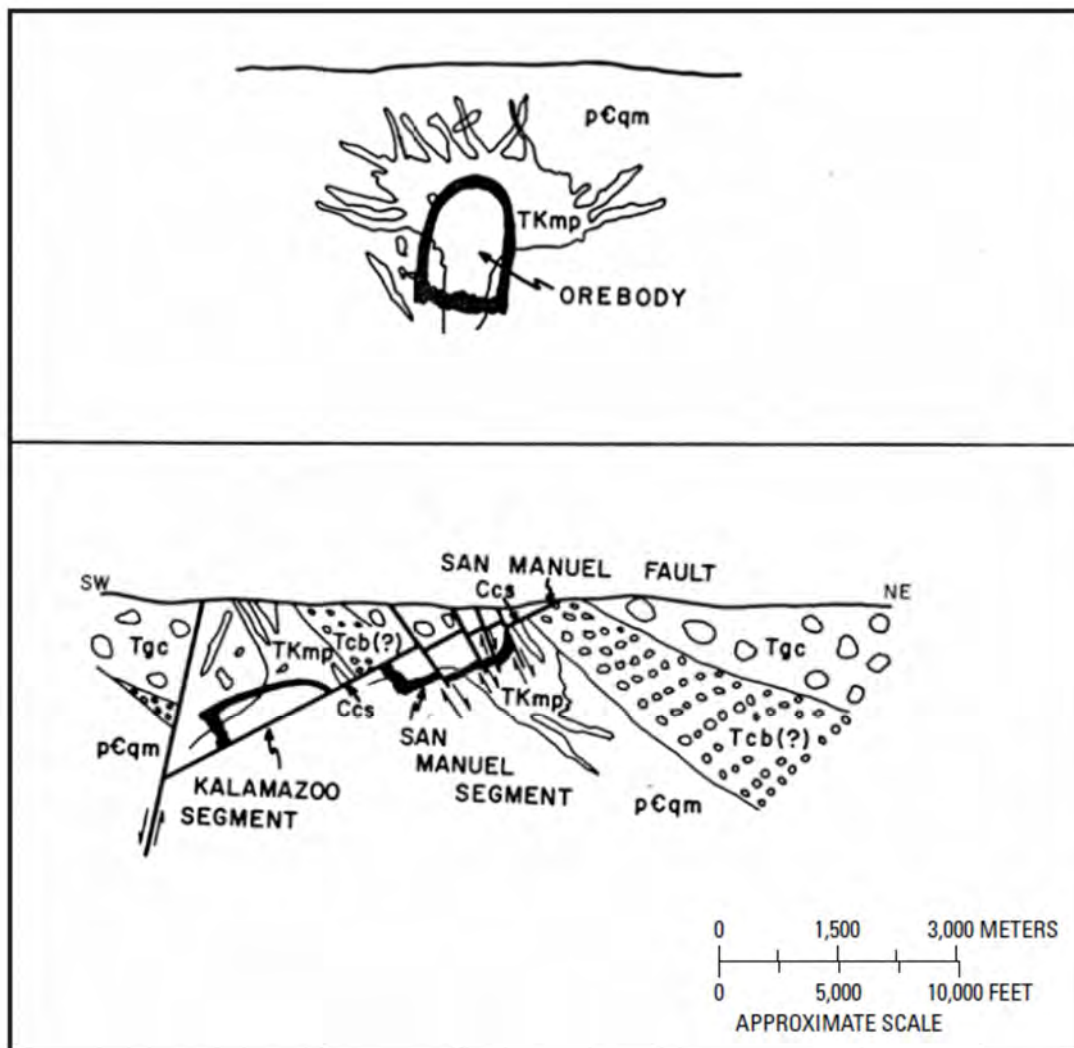
کشیدگی پوسته، گسل خوردگی نرمال و کج‌شدگی همراه آن در قطعات پوسته مشخصه بیشتر استان حوضه و دامنه امریکای شمالی می‌باشد. گسل‌های نرمال دارای انحراف از موقعیت بوده، دچار کج‌شدگی شده و برخی از سیستم‌های مس پورفیری را مدفون کرده‌اند، ولی بررسی‌های زمین‌شناسی با کیفیت بالا منجر به اکتشاف کانسنگ‌های کالامازو (Kalamazo) در آریزونا و آن

طبقه‌بندی شده و تشکیل حجره‌های نفوذی یا باتولیتی را می‌دهد. برخی ماگماها طی بالا آمدن حاوی مقادیر جزئی سیالات آبدار هستند و ایجاد مقادیر بالای سیالات آبدار بیشتر در پوسته بالایی ایجاد می‌گردد و در هنگام سرد شدن، تبلور و انجماد منجر به خروج سیالات معروف به "جوشش ثانویه" می‌شود. واژه‌ای که بوسیله برنهام (بورنهام ۱۹۷۹) عنوان شد. در سیستم‌های پورفیری تجمعات بخار آبدار در کلاهک و بخش‌های بالایی حجره‌های ماگمای پورفیری جمع شده و مخلوط سیال و ماگمای بشدت شناور با چگالی پایین را بوجود می‌آورد (مراجعه شود به دیلز ۱۹۸۷). زمانی که یک شکستگی بوسیله نفوذ ماگما یا بوسیله تکتونیک ایجاد می‌گردد بخار بالا آمده، منبسط شده و انرژی مکانیکی ایجاد می‌کند که شکستگی‌ها و برش‌های مشخصه کانسارهای مس پورفیری را بوجود می‌آورد (بورنهام و اوهموتو ۱۹۸۰، فورنیر ۱۹۹۰). این آب‌شکست (Hydrofracturing) زمانی اتفاق می‌افتد که فشار سیال از مجموع فشار آب-سنگ (هیدروستاتیک) و قدرت تنش سنگ بیشتر باشد (مراجعه شود به توسدال و ریچاردز ۲۰۰۱). ماگما به درون پوسته بالایی صعود کرده، مواد فرار خود را از دست داده و فشار آن افت پیدا می‌کند تا تشکیل نفوذی‌های پورفیری را بدهد، همچنین دارای بافت مشخص اپلیتی بوده و با کانسارهای مس پورفیری رابطه نزدیکی دارند.

طبق گفته توسدال و ریچاردز (توسدال و ریچاردز ۲۰۰۱) نفوذی‌های پورفیری ممکن است حالت دودکش داشته و در برخی موارد با هر دو حالت دارای شیب‌های زیاد، شکستگی‌های شعاعی، و حالت دارای شیب ملایم و شکستگی‌های هم مرکز همراه هستند. این حالت منعکس‌کننده شرایطی است که دو تنش اصلی افقی بطور تقریبی یکسان بوده و ماگما غالب می‌باشد (شکل D6A). مثال‌های متعددی از چنین سیستم‌های شکستگی شعاعی و هم‌مرکزی در کانسارهای مولیدن پورفیری نوع کلیمکس یا نوع ریولیتی وجود دارد (مراجعه شود به باکارتن و سایرین ۱۹۹۳)، ولی این اشکال هندسی در کانسارهای مس پورفیری غیرمعمول هستند. نفوذی‌های پورفیری دودکش‌مانند به نسبت معمول‌تر هستند (شکل D6B). برای مثال منطقه پرینگتون در نوادا دیلز و سایرین ۲۰۰۰، جنوب غرب ایالات متحد (هایدریک و تیتلی ۱۹۸۲) و احتمالاً منعکس‌کننده شرایطی هستند که دو تنش افقی اصلی تا حد زیادی اختلاف دارند. چنین شرایطی منعکس‌کننده رژیم تنش فراگیر

هرچند گسل‌های امتداد لغز کمتر کانسارهای مس پورفیری قدیمی را قطع می‌کنند، شکستگی غربی (The West Fissure) و سایر گسل‌های میوسن در شمال شیلی موجب جابه‌جایی در چندین کانسار بزرگ شده‌اند. گسل شکستگی غربی بطور چپگرد کمپلکس گرانودیوریت میوسن ال ابرا فورچونا (El Abra Fortuna) را ۳۵ کیلومتر جابه‌جا کرده (دیلز و سایرین ۱۹۹۷، تاملینسون و بلانکو ۱۹۹۷) و حاشیه غربی کانسار عظیم چوکی کاماتا (Chuquicamata) را قطع کرده است (اوساندون و سایرین ۲۰۰۱). کانسار ام ام (MM) احتمالاً نشان‌دهنده یک بخش اقتصادی از کانسار چوکی کاماتا می‌باشد که در بقایای گسل در حدود ۱۰ کیلومتر بسمت جنوب جابه‌جا شده است (مراجعه شود به سیلیتو و سایرین ۱۹۹۶).

منسون (Ann- manson) در نوادا گردید (شکل D7 لاول ۱۹۸۶، پروفت ۱۹۷۷). در مناطق دچار کج‌شدگی رخنمون‌های سطحی امروزی می‌توانند در مقاطع عمودی ۵ تا ۱۰ کیلومتری درون پوسته بالایی که در آن منطقه‌بندی سیستم‌های گرمایی و ماگمایی قابل مشاهده است نشان داده شوند (پروفت و دیلز ۱۹۸۴، دیلز ۱۹۸۷، دیلز و اینوادی ۱۹۹۲، استاواست و سایرین ۲۰۰۸، سیدورف و سایرین ۲۰۰۸). بازسازی‌های زمین‌شناسی و ساختاری توالی‌های دارای گسل خوردگی نرمال نشان‌دهنده چالش‌های تحقیقاتی عمده‌ای بوده، همچنین می‌توانند فراهم‌کننده هدف‌یابی بشدت ارتقاء یافته‌ای برای برخی از کانسارهای کشف نشده لارامید که به ظاهر در جنوب غرب ایالات متحد باقی مانده‌اند باشند (مراجعه شود به سیدورفو سایرین ۲۰۰۸).



شکل D7. جابه‌جایی و دورشدگی کانسار سن مانوئل - کلامازو بوسیله گسل سن مانوئل. لاول و گیلبرت (۱۹۷۰ شکل شماره ۱).

کانسارهای مس پورفیری را مثل شکل و عیار تحت تأثیر قرار دهند. این سنگ‌ها می‌توانند منابعی باشند برای سیالات خارجی، نمک‌ها، و سایر تشکیل‌دهنده‌هایی که موجب تغییرات در دگرسانی‌ها می‌شوند، مانند دگرسانی‌های سدیک-کلسیک و پروپیلیتیک (دلز و اینوادی ۱۹۹۲، دیلز و سایرین ۱۹۹۲). سیالات خارجی در کانسارهای مس پورفیری ممکن است از آب‌های جوی تا سیالات بسیار شور (hypersaline) متغیر باشند، انواع بسیار شور بطور معمول در عمق وجود دارند، در حالیکه ممکن است در محیط‌های کویر مانند/ تبخیری نزدیک به سطح با برخی کانسارها برخورد پیدا کنند.

روابط با سنگ‌های دگرگونی

سنگ‌های دگرگونی بطور محلی میزبان کانسارهای مس پورفیری هستند، ولی دگرگونی ناحیه‌ای در تشکیل کانسنگ مس پورفیری دخالتی ندارد. دگرگونی مجاورتی (حرارتی یا متاسوماتیک) در مناطق پورفیری که سنگ‌های دیواره دگرگون نشده دارند، دارای وسعت زیادی است (برای مثال بارتون و سایرین ۱۹۸۸، بارتون، استود و سایرین ۱۹۹۱). دگرگونی خصوصیات مکانیکی و تراوایی سنگ‌های میزبان را تحت تأثیر قرار داده و بنابراین آب‌شناسی سیالات را تحت تأثیر قرار می‌دهد. برای مثال تشکیل مرمر توده‌ای می‌تواند تراوایی را کاهش داده و جریان سیال به درون سنگ‌های نفوذی را محدود کند. سیلیتو (سیلیتو ۱۹۹۷) عنوان کرد که برخی کانسارهای مس پورفیری عظیم که طلا دار هستند (انواعی که دارای بیش از ۲۰۰ تن طلا می‌باشند) دارای میزبان مرمرهای به نسبت ناتراو، سنگ آهک و یا سایر سنگ‌های دگرگونی می‌باشند (برای مثال گرسبرگ اندونزی).

تشکیل مس پورفیری و متاسوماتیزم (دگرنهادی) هر دو فرایندهای دگرگونی می‌باشند و می‌توانند دارای منابع سیالی مشابه با سنگ‌های دگرگونی باشند. سنگ‌هایی که بطور حرارتی دگرگون شده‌اند و سایر مقیاس‌های اندازه‌گیری تغییرات دما (برای مثال تغییرات موندونت) می‌توانند شاخص‌هایی از منابع حرارتی نزدیک و فرایندهای کانه‌زا در سنگ‌های نفوذی مجاور باشند.

ارتباط با سنگ‌های آذرین

کانسارهای مس پورفیری در کمپلکس‌های نفوذی کم‌عمقی تمرکز پیدا کرده‌اند که بطور معمول شامل توده‌های نفوذی، دایک‌ها و لوله‌های برشی می‌باشند. برخی کانسارها روی دسته دایک‌های پورفیری تمرکز پیدا کرده‌اند که ممکن است آپوفیزهایی بر روی توده‌های نفوذی یا باتولیت‌های بزرگتر تشکیل دهند (برای مثال ال‌سالوادور شیلی گوستافسون و هانت ۱۹۷۵، یرینگتون و آن منسون نوادا، دیلز و پروفیت ۱۹۹۵، پروفیت ۲۰۰۹). کانسارها در عمق کم (بیشتر موارد ۶ کیلومتر یا کمتر) بوسیله سیالات خارج شده از ماگماهای در حال تبلور که در اعماق ۳/۵ تا ۱۰ کیلومتری پوسته بالایی قرار گرفته‌اند، تشکیل می‌گردند (برای مثال بورنهام ۱۹۷۹، سیلیتو و هدنکوئیست ۲۰۰۳، ریچاردز ۲۰۰۳). بیشتر کانسارهای شناخته شده از لحاظ ژنزی به ماگماهای حد واسط تا فلسیک کالک آلکالن در قوس‌های آتشفشانی-نفوذی بالای مناطق فعال فرورانش مربوط هستند (شکل DIA به خلاصه بخش محیط ژئوتکتونیکي مراجعه گردد). این کمپلکس‌های ساب ولکانیک کم‌عمق بطور مشخص از چندین توده نفوذی با ترکیب متغیر تشکیل شده‌اند، همانطور که در بخش "N" سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین همراه" خلاصه شده است. کانی‌سازی مس پورفیری بطور معمول در انتهای تکامل مراکز نفوذی تشکیل شده و سنگ‌های آتشفشانی کانه‌دار سنگ دیواره ممکن است بطور قابل توجهی از سنگ‌های نفوذی و تشکیل کانسنگ قدیمی‌تر باشند (به بخش روابط زمانی مراجعه شود).

روابط با سنگ‌های رسوبی

سنگ‌های رسوبی در برخی مناطق معمول بوده و ممکن است میزبان کانسارهای مهمی باشند که از لحاظ ژنتیکی به سیستم‌های مس پورفیری مربوط هستند، شامل: اسکارن، رگه، جانشینی و کانسارهای رگه‌ای که در اصل برای مس، آهن، طلا، نقره، سرب، و یا روی استخراج می‌گردند (برای مثال West Mountain در ناحیه بینگهام یوتا، بابکوک و سایرین ۱۹۹۵، سیستم‌های پورفیری آریزونا اینوادی ۱۹۸۲).

سنگ‌های دیواره رسوبی همچنین می‌توانند خصوصیات

E. توصیف فیزیکی کانسارها

ابعاد و اشکال هندسی کانسارهای مس پورفیری تا حد زیادی تغییر می‌کنند، این تغییرات می‌تواند به دلیل نفوذی‌های بعد از کانه‌زایی (تا حد کم)، انواع متغیر سنگ‌های میزبان که کانی‌شناسی کانسار را تحت تأثیر قرار می‌دهند، حجم‌های نسبی کانسنگ سوپرژن و هیپوژن که هر کدام دارای اشکال متفاوتی هستند و به‌ویژه فرسایش و دگرشکلی بعد از کانه‌زایی شامل گسل‌خوردگی و کج‌شدگی ایجاد شوند. برای برخی کانسارها ابهامات بزرگ ناشی از بیرون‌زدگی یا اکتشاف ناقص، نفوذی‌های بعد از کانه‌زایی و دگرشکلی بعد از کانه‌زایی مانع از تعیین دقیق ابعاد و هندسه کانسار می‌گردند.

ابعاد در نمای دوبعدی

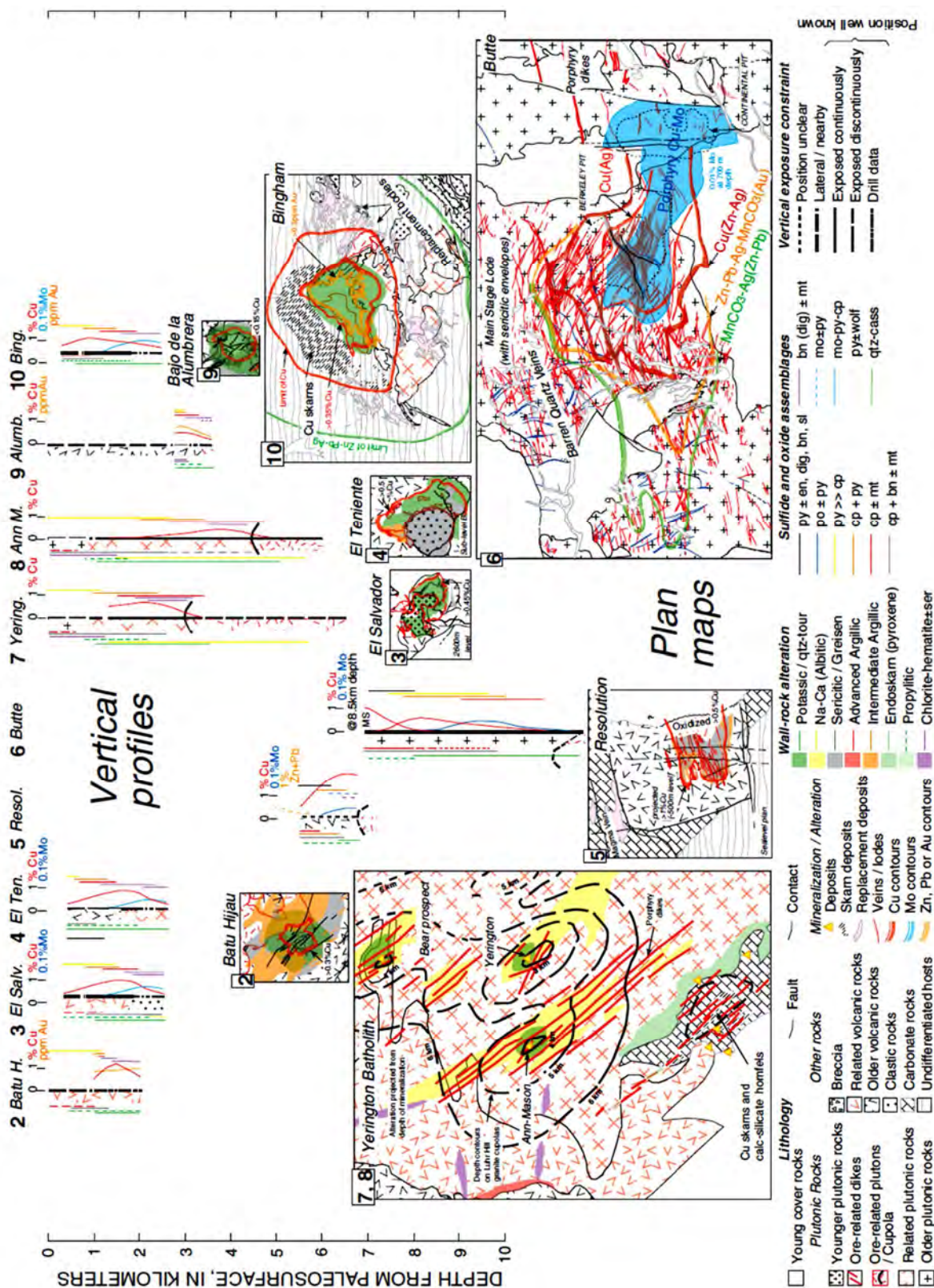
کانسارهای مس پورفیری که دچار دگرشکلی نشده باشند بطور معمول دارای اشکال دایره‌ای یا بیضوی در نمای افقی بوده و دارای ابعاد عمودی هستند که مشابه ابعاد افقی آنهاست (اشکال E1 و E2). کانسارها بطور معمول در اطراف استوک‌های پورفیری کوچک استوانه‌ای مرکزیت داشته و در برخی موارد نشان‌دهنده کلاهدک نفوذی‌های بزرگتر زیرین یا باتولیتها هستند (برای مثال لاولو گیلبرت ۱۹۷۰، سیدورف و سایرین ۲۰۰۵، پرللو و سایرین ۲۰۰۸). سینگر و سایرین (سینگر و سایرین ۲۰۰۸) ابعاد کانسارهای مس پورفیری شامل مساحت‌ها و محورهای طولی کانسنگ‌ها، سنگ‌های دارای دگرسانی گرمابی و سنگ‌های سولفیددار رسم شده بر روی سطح را جمع‌آوری نمودند (جدول E1). مساحت‌ها با فرض اشکال بیضوی محاسبه شدند، مگر اینکه در نوشته‌های اصلی خلاف آن عنوان شده باشد. کانسارها در گردآوری سینگر و سایرین از یک قانون مجاورت ۲ کیلومتری تبعیت می‌کند، بطوریکه تمام سنگ‌های دگرسان شده و کانه‌دار درون محدوده ۲ کیلومتری به عنوان یک کانسار در نظر گرفته شده‌اند. بنابراین هاله‌های دگرسانی با هم‌پوشانی یا هم‌پوشانی جزئی از دو مرکز کانه‌زایی، در صورتی که درون فاصله ۲ کیلومتری قرار داشته باشند، با هم ترکیب می‌گردند. ابعاد موجود در گردآوری سینگر و سایرین (سینگر و سایرین ۲۰۰۸) تأثیرات گسل‌خوردگی و کج‌شدگی بعد از کانه‌زایی را در نظر نگرفته است.

این عوامل و ماهیت خود کانسنگ‌ها (برای مثال کانسنگ‌های سوپرژن در مقایسه با انواع هیپوژن) تأثیرات عمده‌ای بر روی آنچه گردآوری شده بود، دارند. بنابراین حوادث کانه‌زایی شده چندگانه در برخی مناطق بر روی هم قرار گرفته‌اند (هم‌پوشانی دارند). برای مثال مورنسی (Morenci) آریزونا.

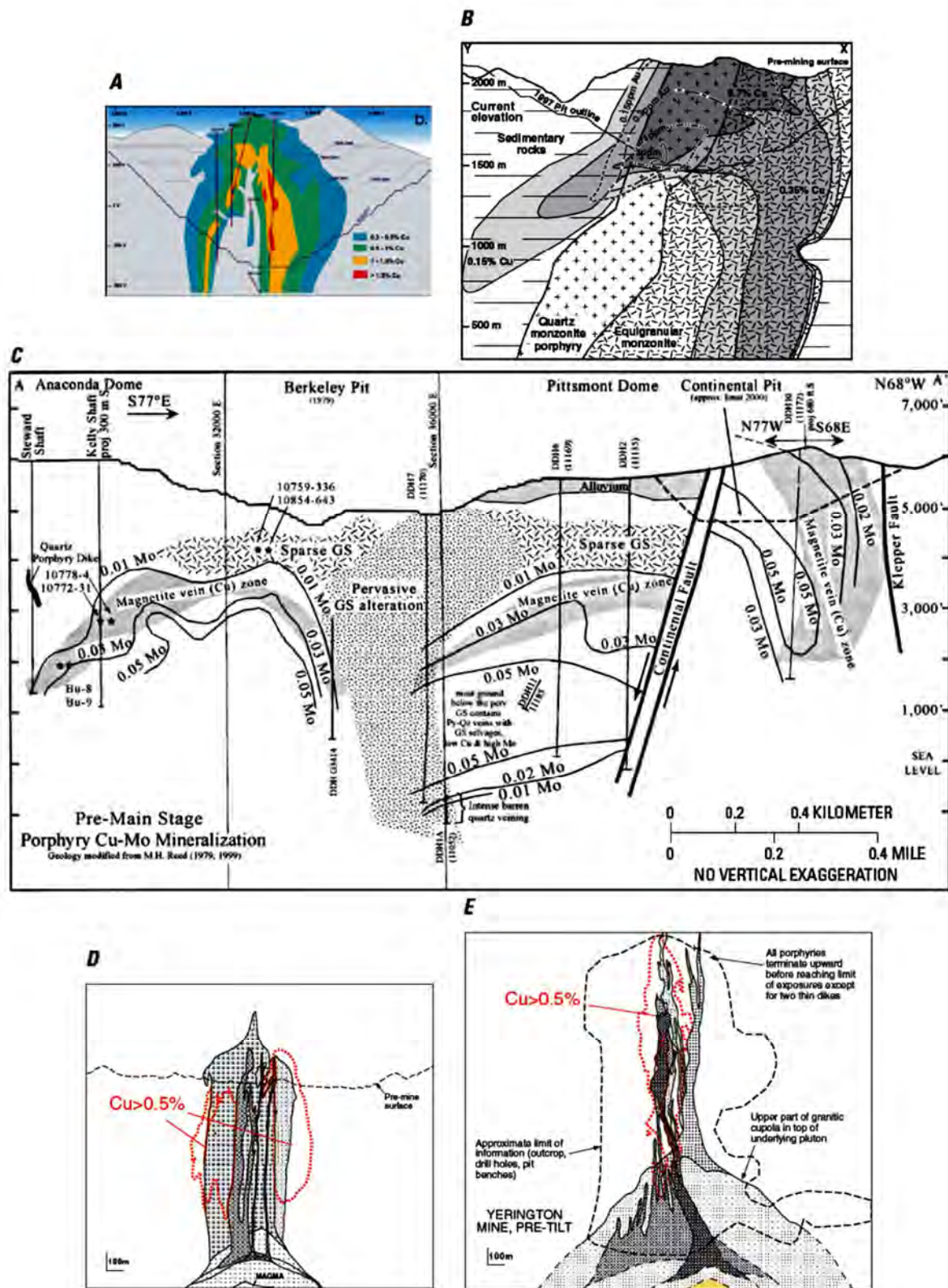
مناطق توده‌های کانساری در مطالعه سینگر و همکاران (سینگر و سایرین ۲۰۰۸) دارای محدوده جمع‌آوری بین ۰/۰۲ تا ۲۸ کیلومتر مربع با میانگین ۰/۶ کیلومتر مربع می‌باشد. چوکی کاماتا در شیلی دارای بیشترین مساحت گزارش شده کانسنگ است. مناطق سنگی که دگرسانی گرمابی پیدا کرده از ۰/۲۴ تا ۸۲ کیلومتر مربع متغیر بوده و دارای میانگین ۵/۱ کیلومتر مربع است. ری (Ray) در آریزونا (۸۲ کیلومتر مربع) و اسکونیدیدا (Escondida) در شیلی (۷۸ کیلومتر مربع) دارای بیشترین مساحت‌های دگرسانی می‌باشند. هرچند کانسار ری بطور قابل توجهی کج‌شدگی پیدا کرد و بوسیله گسل‌های بعد از کانه‌زایی دچار گسیختگی شد (ویلکینز و هایدریک ۱۹۹۵، بارتون و سایرین ۲۰۰۷) و به همین دلیل ممکن است مساحت امروزه کانسنگ و دگرسانی منعکس‌کننده ابعاد سطحی اولیه کانسار نباشند. در کار سینگر و سایرین (سینگر و سایرین ۲۰۰۸) سنگ سولفیددار از ۰/۱۸ تا ۸۹ کیلومتر مربع تغییر داشته و دارای میانگین ۳/۷ کیلومتر مربع است. کانسار پبل (Pebble) آلاسکا که بطور ناقص توصیف شده براساس ناهنجاری دوقطبی القایی (IP) دارای بیشترین مساحت سنگ سولفیددار است. (Northern Dynasty industries ltd 2009).

گسترش عمودی

گسترش عمودی کانسنگ مس هیپوژن در کانسارهای مس پورفیری از ۱/۵ - ۱ کیلومتر یا کمتر تغییر می‌کند (اشکال E1, E2 سیدورف و سایرین ۲۰۰۵). به دلیل اینکه سنگ دارای کانه‌زایی مس تا چندین کیلومتر عمیق‌تر می‌تواند ادامه پیدا کند، قاعده کانسار به عیار مس و هزینه‌های معدنکاری و طراحی معدن بستگی دارد. در برخی کانسارها قاعده کانسنگ نشان‌دهنده محدودیت‌های حفاری است. گسترش عمودی کانسنگ مس دارای غنی‌شدگی سوپرژن، بطور قابل توجهی، به تعدادی از عوامل بستگی دارد (به بخش "خصوصیات کانسنگ سوپرژن" و بخش "فرایندهای



شکل E1. نقشه‌های زمین‌شناسی عمومی و مقاطع عمودی چندین کانسار مس پورفیری که نشان‌دهنده گسترش عمودی کانسار و شواهد کانسارهای مس پورفیری می‌باشند، نقل از سیدورف و دیگران (۲۰۰۵ شکل شماره ۹). موقعیت کانسارها در شکل A1 نشان داده شده است.



شکل E2. مناطق کانه مس (A) باتو هیجو اندونزی (عارف و بیکر ۲۰۰۴)، (B) بینگهام در یوتا (لانت وینگ و سایرین ۲۰۰۵)، (C) کانه‌زایی مس-مولیبدن قبل از مرحله اصلی در بیوت، مونتا (فیلد و سایرین ۲۰۰۵)، (D) باجو دولا آلومبردا، آرژانتین و (E) یرینگتون، نوادا (پروفت ۲۰۰۳). تمام اشکال با مقیاس یکسان ترسیم شده‌اند.

حرارت و یا سیال تحت تأثیر قرار گرفته است از مناطق تخمین زده شده کانسنگ و یا سنگ‌هایی که دگرسانی آنها به صورت بصری قابل مشاهده می‌باشد، بسیار بیشتر بوده و ممکن است تا فواصل ۱۰ کیلومتر دورتر از مرکز کانه‌زایی مس پورفیری و اعماق ۱۰ کیلومتر زیر سطح گسترش داشته باشند (برای مثال سیدورف و سایرین ۲۰۰۵). بابکوک و سایرین (بابکوک و سایرین ۱۹۹۵) و کانینگهام و سایرین (کانینگهام و سایرین ۲۰۰۴) منطقه‌بندی ژئوشیمیایی و سایر سیماهای گرمایی اطراف کانسارهای مس پورفیری دره بینگهام در یوتا را توصیف کردند. بابکوک و سایرین (بابکوک و سایرین ۱۹۹۵) نشان دادند که هاله‌های پیریت، سرب-روی، آرسنیک-طلا که بطور پیشرونده به سمت بیرون از کانسارهای مس پورفیری گسترش دارند تا بیش از ۸ کیلومتری بسمت شمال شرق گسترش داشته و کانسارهای طلای دارای میزبان سنگ رسوبی ملکو و دره بارنی (Melco and Baney's canyon) را در برمی‌گیرند (شکل E3). کانینگهام و سایرین (کانینگهام و سایرین ۲۰۰۴) داده‌های رد شکاف هسته‌ای، شاخص دگرسانی رنگی کونودونت (CAI)، انعکاس بیتومن جامد و ایزوتوپ پایدار سنگ‌های رسوبی دیواره کانسارهای مس پورفیری را ارائه نمودند. آنها دریافتند که تأثیرات حرارتی (CAI) کونودونت‌ها، انعکاس بیتومن و تنظیم مجدد سن‌های اثر شکافت هسته‌ای) و تبادل O^{18} سیستم گرمایی حائل تا ۱۰ کیلومتری خارج از مرکز کانه‌زایی سیستم مس پورفیری گسترش داشته و در سنگ‌های دیواره دور از کانسار مس پورفیری یک ناهنجاری دیرینه حرارتی (paleothermal) از خود برجای می‌گذارند (شکل E3).

جدول E1. خلاصه آمار مناطق کانسنگ، سولفیدها و سنگ دگرسان شده در کانسارهای مس پورفیری گردآوری شده از سینگر و سایرین (۲۰۰۸).

[km², square kilometers]

| Statistic | Area of ore | Area of sulfides | Area of alteration |
|----------------------------|-------------|------------------|--------------------|
| Mean (km ²) | 1.25 | 7.4 | 8.9 |
| Median (km ²) | 0.6 | 3.7 | 5.1 |
| Maximum (km ²) | 28 | 89 | 82 |
| Minimum (km ²) | 0.02 | 0.18 | 0.24 |
| Number of deposits | 174 | 173 | 184 |

هوازدگی / سوپرژن مراجعه کنید) ولی به ندرت از عمق ۲۰۰ متر فراتر می‌رود.

ترکیب / شکل

شکل یک کان توده هیپوژن به چندین عامل بستگی دارد، شامل تعداد نفوذی‌های دارای کانی‌زایی و موقعیت‌های نسبی آنها، توالی و موقعیت نسبی نفوذی‌های کانه‌دار نسبت به انواع عقیم، فرم ساختاری غالب کانسار، انواع و جهت‌یافتگی ساختارهای کانه‌زا (برای مثال لاول و گیلبرت ۱۹۷۰، گوستافسون و هانت ۱۹۷۵، پروفت ۲۰۰۷ و ۲۰۰۹، سیدورف و سایرین ۲۰۰۵).

کانسارهای مس پورفیری بطور مشخص در نمای سطحی دارای اشکال دایره‌ای تا بیضوی هستند (شکل E1). به بخش قبلی "ابعاد در نمای افقی" مراجعه شود). ابعاد سطحی طرح شده برای کانسنگ، دگرسانی و سنگ سولفیددار برای کانسارهای مس پورفیری که توسط سینگر و سایرین گردآوری شده در جدول E1 ارائه شده است. همانطور که قبلاً گفته شد این مناطق با فرض یک شکل بیضوی برای هر کانسار محاسبه گردیدند، مگر اینکه داده‌های منتشر شده چیز دیگری نشان دهد و در این صورت آنها مسئول دگرشکلی بعد از کانه‌زایی نمی‌باشند.

در مقطع عرضی (شکل E2) مواد دارای عیار کانسنگ از نظر شکل یا پوسته‌های استوانه‌ای با بخش‌های درونی‌تر عیار پایین که به آنها هسته عقیم می‌گویند (برای مثال San Manuel-Kalamazoo در آریزونا لاول و گیلبرت ۱۹۷۰) و فنجان‌های واژگون اطراف هسته‌های عقیم (برای مثال Bingham canyon, Yota, بابکوک و سایرین ۱۹۹۵، کانسار Resolution آریزونا Rio Tinto PLC 2008) و گنبد‌های چندگانه یا فنجان‌های واژگون (برای مثال کانه‌زایی قبل از مرحله اصلی در بیوت موتنافیلد و سایرین ۲۰۰۵) و همین‌طور اشکال کشیده عمودی، بیضوی (برای مثال Alumbreira، پروفت ۲۰۰۳ و کانسار Batu Hijau، عارف و بیکر ۲۰۰۴ کانسار Yerington نوادا، پروفت ۲۰۰۹) متغیر است.

اندازه سیستم‌های گرمایی نسبت به گسترش سنگ دارای کانه‌زایی اقتصادی

کل حجم سنگ مربوط به سیستم‌های مس پورفیری که بوسیله

برخی کانسارها میزبان کانسنگ مس بوده و کانسارهای عمده مس، طلا، نقره، سرب، روی و آهن ممکن است دارای میزبان سنگهای آتشفشانی و رسوبی مجاور باشند (برای مثال کانسار بینگهام یوتا بابکوک و سایرین ۱۹۹۵، کانسار دره مس نوادا، تئودور ۲۰۰۰).

موقعیت ساختاری و کنترل کننده‌ها

موقعیت‌های ساختاری کانسارهای مس پورفیری دارای تنوع و پیچیدگی بوده و هیچ توافق کلی در مورد کنترل موقعیت ساختاری ویژه و شرایط مطلوب مکان کانسارهای مس پورفیری وجود ندارد (برای مثال توسدال و ریچاردز ۲۰۰۱، ریچاردز ۲۰۰۳، درو ۲۰۰۶). توسدال و ریچاردز (توسدال و ریچاردز ۲۰۰۱) عنوان کردند "یک بازنگری موقعیت ساختاری کانسارهای مس پورفیری نشان می‌دهد که هیچ‌گونه محیط منحصر بفردی وجود ندارد که این کانسارها در آن جایگزین شده باشند". بیشتر کانسارها در قوس‌های ماگمایی و بطور معمول طی فشردگی ناحیه‌ای تشکیل می‌گردند، هرچند تعدادی از ماگماهای مربوط به کانسارهای مس پورفیری بطور واضح در مناطق انتقالی جایگزین شده‌اند. به "روابط با ساختارها" در بخش D، محیط، برای یک بحث مفصل‌تر در مورد ساختارهای دارای مقیاس ناحیه‌ای، محلی و کانساری کانسارهای مس پورفیری ناحیه‌ای مراجعه شود.

F. خصوصیات ژئوفیزیکی

مقدمه

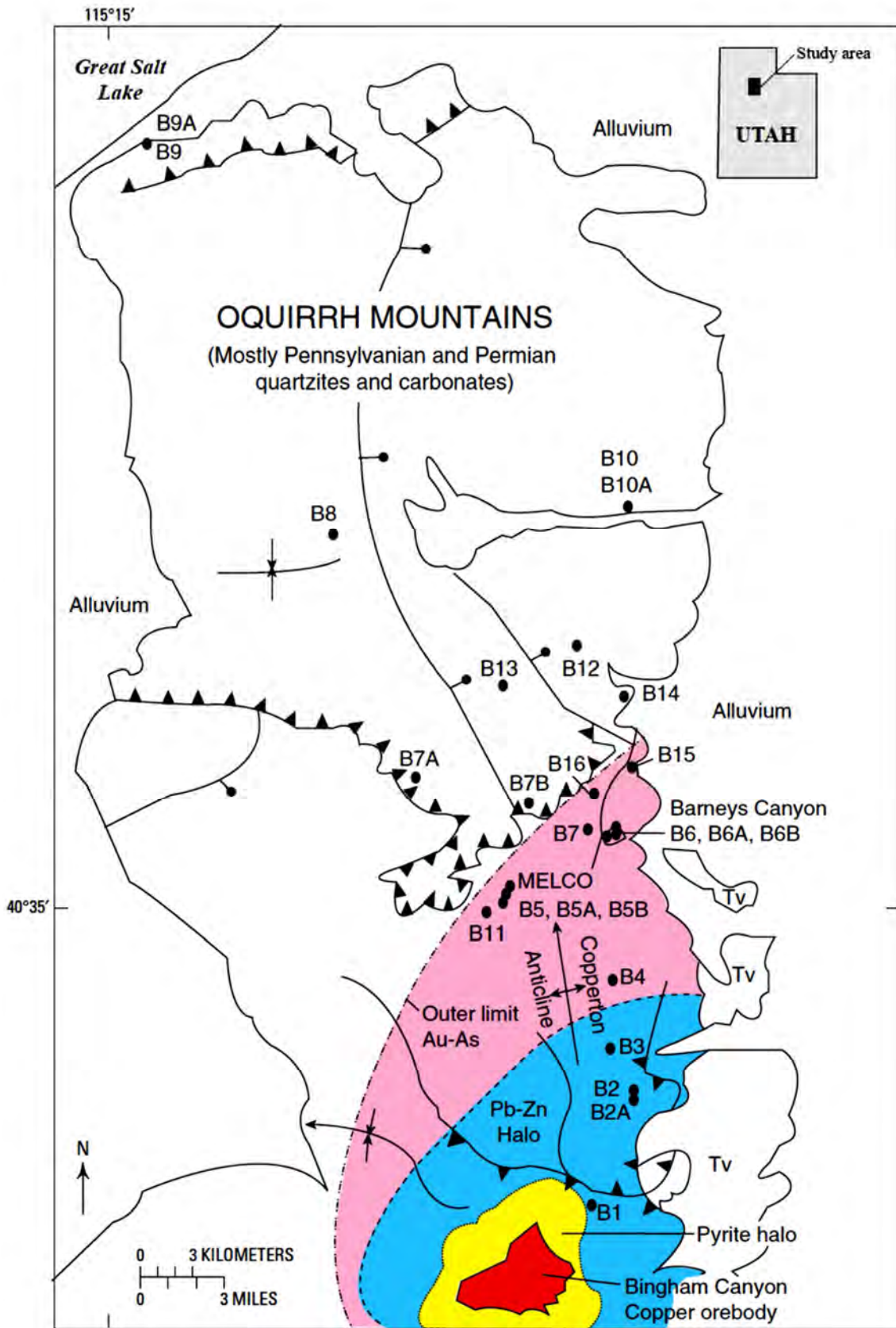
روش‌های مدرن ژئوفیزیکی در تعیین مشخصات و اکتشاف برای کانسارهای مس پورفیری در تمام مقیاس‌ها سهیم هستند. در مقیاس ناحیه‌ای روش‌های مغناطیس‌هوایی، لرزه‌ای، ثقل‌سنجی و سنسجش از دور اطلاعاتی در مورد ساختار وسیع پوسته و موقعیت ماگمایی مناطق کانه‌دار فراهم می‌کنند. ممکن است مناطق گسلی، حوضه‌های رسوبی و توده‌های نفوذی نقشه‌برداری شده، با روش‌های ثقل‌سنجی و مغناطیس توصیف شده و در نهایت چارچوب‌های ساختاری را که میزبان کانسارهای مس پورفیری هستند، مشخص نمایند.

در ناحیه کوه بیتل (Battle) نوادا رابرتز و آرنولد (رابرتز و آرنولد ۱۹۶۵)، کوتلر و سایرین (کوتلر و سایرین ۱۹۹۸) منطقه‌بندی اطراف کانسار مس پورفیری دره مس را توصیف نمودند. فلزات از یک ناحیه مس-طلا-نقره و روی که بر روی یک مرکز کانسار مس پورفیری قرار دارند بطور پیشرونده بسمت یک منطقه طلا-نقره در کانسارهای اسکان غنی از طلا (Fortitude, Phoenix)، منطقه نقره-سرب-روی در رگه‌های چندفلزی و در نهایت طی یک فاصله جانبی حدود ۸ کیلومتری از مرکز کانسار مس پورفیری بسمت رگه‌های غنی از آنتیموان غنی‌شدگی پیدا کرده‌اند.

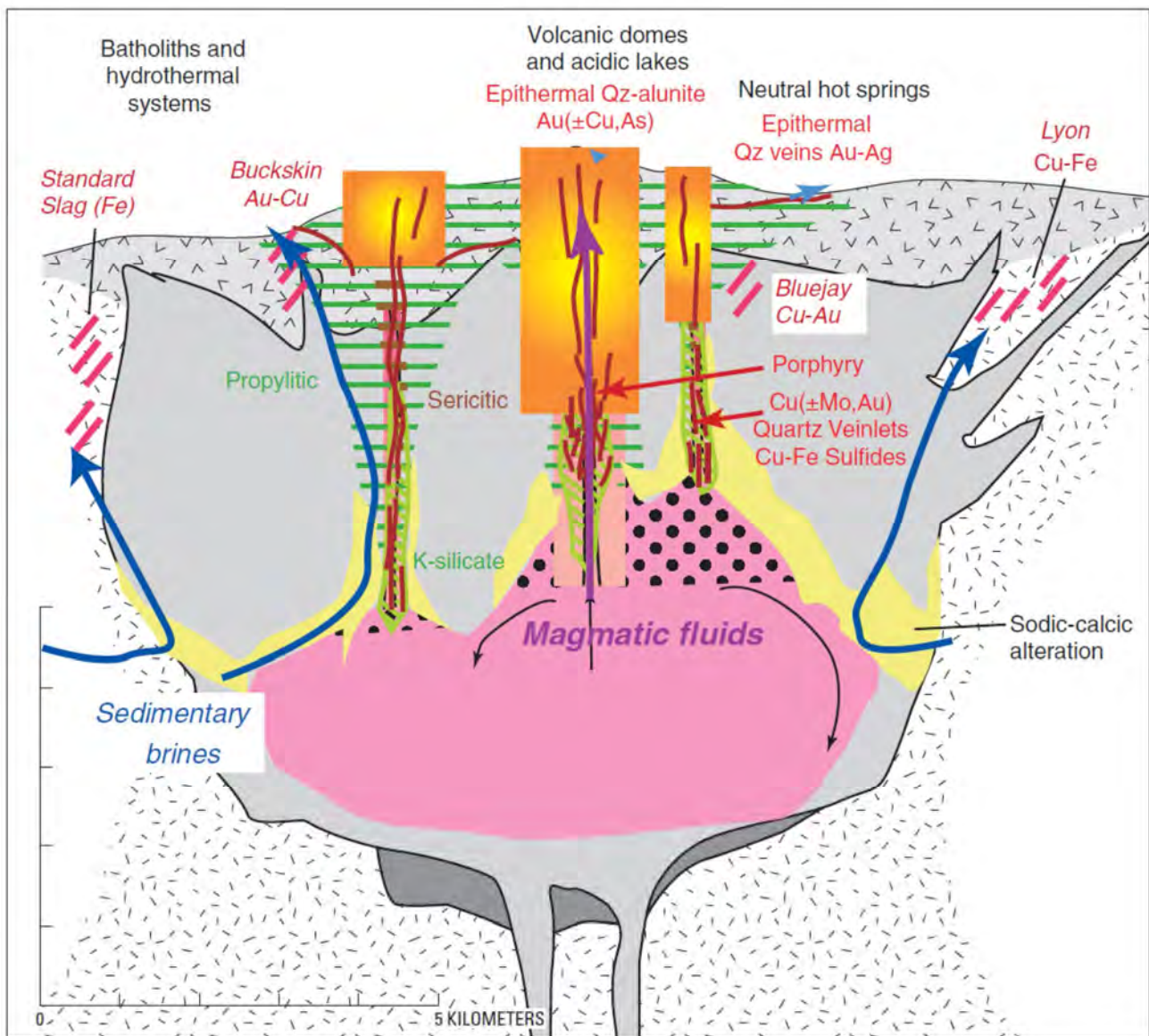
گسترش عمودی و تغییرات سیستم‌های گرمایی مربوط به کانسارهای مس پورفیری در سنگ‌های پوسته حاوی کانسارهای مس پورفیری که دچار کج‌شدگی شده‌اند، به‌ویژه در منطقه یرینگتون نوادا (پروفت ۱۹۷۷، دیلز ۱۹۸۷، دیلز و پروفت ۱۹۹۵) و برای چندین کانسار در جنوب آریزونا مورد مطالعه قرار گرفته‌اند (سیدورف و سایرین ۲۰۰۵، استاواست و سایرین ۲۰۰۸). این مطالعات نشان داده که دگرسانی گرمایی به‌ویژه انواع سدیک-کلسیک و گرایزن ممکن است تا بیش از ۱۰ کیلومتری زیر سطوح قدیمی و ۳ کیلومتری یا بیشتر زیر سطح کانه‌زایی اقتصادی مس گسترش داشته باشند. تغییرات عمودی در دگرسانی گرمایی در بخش "دگرسانی گرمایی" بطور مفصل مورد بحث قرار گرفته است.

سنگ‌های میزبان

کانسارهای مس پورفیری ممکن است تقریباً دارای هر نوع سنگی بعنوان میزبان باشند، هرچند بیشتر کانسارها با کمپلکس‌های نفوذی یا ترکیب سیلیسی تا حد واسط و عمق جایگزینی کم تشکیل شده از استوک‌ها، دایک‌ها همراه هستند و در برخی مناطق بصورت سنگ‌پوش بر روی توده‌های نفوذی بزرگ‌تر و باتولیت‌ها نمایش داده شده‌اند (شکل E4). نهشت کانسنگ بطور معمول از لحاظ زمانی و مکانی با جایگزینی مجموعه دایک‌ها همراه می‌باشند (شکل E2 برای مثال گوستافسون و هانت ۱۹۷۵، پروفت ۲۰۰۹). بیشتر کانسنگ مس دارای میزبان سنگ‌های نفوذی هستند هرچند که سنگ‌های دیواره آتشفشانی و رسوبی توده‌های نفوذی نیز در



شکل E3. منطقه‌بندی ژئوشیمیایی اطراف کانسار دره بینگهام یوتا (بعد از کانینگهام و سایرین ۲۰۰۴، شکل ۱ آنها). نقطه و میله روی طرف روبه پایین گسل‌های نرمال. دندان روی صفحه بالایی گسل‌های تراستی.



شکل E4. روابط سیستم‌های گرمایی، مس پورفیری و کانسارهای همراه با باتولیت گرانیتی در حال تبلور براساس روابط کانسارهای رخنمون یافته و سنگ‌های مربوطه در ناحیه یرینگتون، غرب نوادا. براساس دیلز و اینوادی ۱۹۹۲، پروف ۲۰۰۵، پروف و سایرین ۲۰۰۰.

بررسی‌های مغناطیسی هوایی و زمینی با قدرت تفکیک بالا قادر به نقشه‌برداری این مناطق بوده و ابزارهای اکتشافی مفیدی را در مقیاس‌های کانساری فراهم می‌کنند. سولفیدهای آهن و مس (پیریت، کالکوپیریت، کالکوسیت و بورنیت) درون بیشتر مناطق دگرسانی توزیع شده‌اند. چنین کانی‌هایی دارای مقاومت‌های پایینی هستند که با روش‌های مدرن الکتریکی و الکترومغناطیسی قابل تشخیص می‌باشند. بررسی‌های میزان مقاومت معمولاً با اندازه‌گیری دوقطبی القایی که نشان‌دهنده

روش‌های ژئوفیزیکی ممکن است در مقیاس‌های کانساری نیز بکار روند. ماهیت تکامل واقعی مس پورفیری کانی‌هایی با خصوصیات متنوع ژئوفیزیکی را نزدیک به سطح توپوگرافی متمرکز می‌کند. برای مثال توزیع مگنتیت درون یک کانسار مس پورفیری از فراوان تا ناچیز بسته به نوع و شدت دگرسانی و سنگ‌شناسی سنگ اولیه، متغیر است. در یک تقریب اولیه دگرسانی همراه با نهشت مس پورفیری در مناطقی اتفاق می‌افتد که الگوهای مکانی قابل پیش‌بینی ناهنجاری مغناطیسی ایجاد می‌کند.

اندازه‌گیری شده و ساختارها راهنماهایی فراهم می‌کنند که کجا ساختارها و واحدهای سنگی مشابه در اعماق کم مدفون شده‌اند و در این حالت ناهنجاری‌های مغناطیسی بعنوان نماینده‌ای برای نقشه‌برداری زمین‌شناسی زیرسطحی عمل می‌کنند (برای مثال بلکلی و سایرین ۲۰۰۲).

بنابراین ناهنجاری‌های مغناطیسی می‌توانند در جاهایی که با ساختارهای پوسته‌ای همراه هستند کلیدهایی برای تعیین موقعیت کانسارهای مس پورفیری فراهم کنند (برگر و سایرین ۲۰۰۳، بن و سایرین ۲۰۰۱، شهاب‌پور ۱۹۹۹، گوو والش ۲۰۰۵). در حالیکه بر سر اینکه کانسارهای مس پورفیری بوسیله ساختارها کنترل می‌گردند توافق کلی وجود دارد، هیچ‌گونه توافقی در مورد اهمیت نسبی سیستم‌های گسل ناحیه‌ای در مقابل انواع محلی وجود ندارد (به "روابط با ساختارها" در بخش D مراجعه شود). برگر و سایرین (برگر و سایرین ۲۰۰۳) در این باره بحث کردند که گسل‌های امتداد لغز کنترل‌های اساسی بر روی دگرسانی گرمایی ایجاد می‌کنند. برای مثال آنها نتیجه گرفتند که منشأ دگرسانی در کانسارهای مس پورفیری در کوه‌های پاتاگونیا (Patagonia) در آرژونایک باتولیت پالئوسن می‌باشد که درون یک ناحیه تغییر شکل کشتی که با همپوشانی گسل‌های امتداد لغز همراه است قرار گرفته است. هم گسل‌ها و هم باتولیت با مغناطیس هوایی دارای قدرت تفکیک بالا و داده‌های طیف‌سنج تصویربرداری مرئی/ مادون قرمز هوایی (AVIRIS) قابل تشخیص می‌باشند. سیدورف و دیگران (سیدورف و سایرین ۲۰۰۵) در این مورد بحث کردند که گسل‌خوردگی در تعیین شکل کانسارهای مس پورفیری مهم است، اما نقش آن بیشتر بعنوان یک عامل بالآمدگی و تجزیه‌کننده (قطعه قطعه‌کننده) است تا عامل ته‌نشست. گسل‌های عادی بطور معمول با ایجاد بریدگی و کج‌شدگی در مقطع بخش‌های ساختاری عمیق‌تر کانسار را در سنگ فرودیواره بصورت رخنمون در می‌آورند. برای مثال در سیستم پورفیری ناحیه یرینگتون نوادا دگرشکلی بعد از کانی‌زایی باعث کج‌شدگی ۹۰ درجه‌ای در سیستم شده، مراکز پورفیری و باتولیت هم‌ژنز (cogenetic) را بصورت یک مقطع عرضی افقی بصورت رخنمون در آورده است (پروفت و دیلز ۱۹۸۴، دیلز و گانز ۱۹۹۵).

میزان قابلیت شارژ کانی‌های پوسته است همراه می‌باشند. بررسی‌های دوقطبی القایی در اکتشاف کانسارهای مس پورفیری بطور وسیعی بکار می‌روند. روش‌های معکوس متداول که برای داده‌های الکتریکی و الکترومغناطیسی بکار می‌روند می‌توانند به توصیف چارچوب سه‌بعدی کانسارهای مس پورفیری کمک کنند. روش‌های لرزه‌ای - انعکاسی و لرزه‌ای - پرتونگاری مقطعی که نماهای سه‌بعدی از سرعت لرزه‌ای فراهم می‌کنند گاهی اوقات به تشخیص واحدهای سنگی اطراف و روی کانسارهای مس پورفیری کمک می‌کنند. ناهنجاری‌های چگالی بسته به میزان تباین چگالی بین توده نفوذی و سنگ میزبان می‌توانند به تعیین موقعیت و خصوصیت توده نفوذی که از لحاظ ژنزی با سیستم‌های مس پورفیری در ارتباط هستند کمک کنند.

تفسیرهای ژئوفیزیکی بطور ذاتی منحصر بفرد نیستند، هرچند زمین‌شناسی نیز هیچ‌گاه ساده نیست. دگرسانی گرمایی به ندرت در مناطق واضح متمرکز که بوسیله مدل‌های ساده نهشت مس پورفیری پیش‌بینی شده‌اند توسعه پیدا می‌کنند، و فعالیت‌های تکتونیکی با فرسایش بعدی موقعیت نهشت را پیچیده‌تر می‌سازند (سیدورف و سایرین ۲۰۰۵). تفسیرهای ژئوفیزیکی باید با اطلاعات مستقل زمین‌شناسی شامل نقشه‌برداری زمین‌شناسی، مجموعه داده‌های ژئوفیزیکی چندگانه، اطلاعات زیرسطحی و کانی‌شناسی محدود گردند.

ژئوفیزیک در مقیاس ناحیه‌ای

در اکتشاف کانسارهای مس پورفیری مهم‌ترین روش‌های ژئوفیزیکی بررسی‌های مغناطیس زمینی و هوایی، بررسی‌های دوقطبی القایی و روش‌های رادیومتریک هستند (فرود و سایرین ۲۰۰۷). در این بخش و بخش بعدی این روش‌ها مورد بررسی قرار گرفته‌اند و سایر روش‌ها در متن بررسی‌های مقیاس ناحیه‌ای و کانساری مورد بررسی قرار می‌گیرند.

روش‌های میدان پتانسیل (جاذبه و مغناطیس) برای نقشه‌برداری ساختارها و زمین‌شناسی زیرسطحی کاربرد وسیعی دارند. هر فرایند زمین‌شناسی که موجب تمایز دو سنگ‌شناسی گردد با روش‌های مغناطیسی قابلیت شناسایی دارد. در برخی موارد ناهنجاری‌های مغناطیسی روی واحدهای سنگی رخنمون یافته

شمال شیلی مثال ایده‌آلی از کاربرد روش‌های مغناطیسی برای تعیین جهت ساختار و کانسارهای مس پورفیری همراه با آن، فراهم می‌کند (شکل F1). بن و دیگران (بن و سایرین ۲۰۰۱) عنوان کردند که تمام کانسارهای مس پورفیری در طول منطقه گسل دومیکو (Domeyko) در شمال شیلی از لحاظ مکانی با ناهنجاری‌های بزرگ مغناطیسی همراه هستند که بصورت عرضی در جهت توالی کوهزایی شمالی - جنوبی جهت‌یابی پیدا کرده‌اند. این نویسندگان ناهنجاری‌های مغناطیسی عرضی را بعنوان توده‌های نفوذی بزرگ با ترکیب مافیک تا حد واسط و ابعاد باتولیتی تفسیر کرده‌اند که در طول مسیرهای ذوب آبدار و یا مناطق ضعف روی تیغه اقیانوسی در حال فروانش توسعه پیدا کرده‌اند (بن و سایرین ۲۰۰۱)، چنین حالتی بوسیله افراد دیگری برای کانسارهای مس پورفیری لارامید در جنوب غرب ایالات متحد پیشنهاد شده است (کیت و سوان ۱۹۹۶). بن و سایرین (بن و سایرین ۲۰۰۱) این احتمال را دادند که برای ایجاد شرایط ته‌نشست مس پورفیری وجود یک ناهنجاری مغناطیسی عرضی لازم است.

ناحیه زنگ نقره‌ای (Silver bell) در نزدیک توسکان آریزونا مثال دیگری است از کنترل ساختاری که بوسیله ژئوفیزیک تعیین شده است. محدوده زنگ نقره‌ای در امتداد یک ناهنجاری مغناطیسی با روند شمال غربی قرار گرفته که در داده‌های مغناطیس مقیاس ناحیه‌ای ارتفاع بالا قرار دارد (تومن و سایرین ۲۰۰۰). در جاهای دیگر آریزونا کانسارهای مس پورفیری با مناطق دارای مغناطیس پایین قوسی همراه هستند. در این مناطق که بعنوان سیستم‌های شکستگی تفسیر می‌گردند سیالات گرمابی باعث از بین رفتن مگنتیت شده است (تومن و سایرین ۲۰۰۰). در عرض بالای این اندازه‌گیری‌های مغناطیسی ویژه ناهنجاری‌ها منعکس‌کننده "سیستم پمپاژ" در مقیاس ناحیه‌ای هستند تا کانسارهای مس پورفیری خاص. بطور ویژه کانسار مس پورفیری باتوهیجو (Batu Hijau) در ساباواوی اندونزی، درون کمان جزیره سوندا - باندا (Sunda-Banda) نزدیک به محل تقاطع سه روند ساختاری غرب - شمال، غرب، شمال غرب و شمال شرق قرار گرفته‌اند همگی در ناهنجاری‌های مغناطیسی انعکاس دارند (فرنیهو ۲۰۰۰، گاروین ۲۰۰۲).

سنجش از دور یک وسیله مهم دیگر اکتشاف ژئوفیزیکی در

مقیاس ناحیه‌ای است. دگرسانی پتاسیک، سرسیتی، آرژیلیک و پروپیلیتیکی دارای خصوصیات مشخص جذب طیفی هستند که با داده‌های سنجش از دور چند طیفی و ابرطیفی (Hyperspectral) قابل نقشه‌برداری هستند (مارس و روان ۲۰۰۶، برگر و سایرین ۲۰۰۳، گرین و سایرین ۱۹۹۸). در اکتشاف کانسارهای مس پورفیری دو منبع داده‌های سنجش از دور اهمیت ویژه‌ای دارد. برنامه ماهواره انتشار حرارتی فضایی پیشرفته و رادیومتر انعکاسی (ASTER) تصاویر دارای کیفیت بالا از دمای سطح - زمین، انعکاس و ارتفاع به‌ویژه درون طیف حرارتی مادون قرمز را تأمین می‌نماید. طیف‌سنج تصویربرداری هوایی مرئی/ مادون قرمز (AVIRIS) داده‌های ابرطیفی (۲۲۴ کانال طیفی بهم پیوسته) برای شناسایی و اندازه‌گیری اجزا تشکیل‌دهنده سطح و اتمسفر زمین فراهم می‌کند (به بخش "VINr-SWIR و سنجش از دور TIR کانسارهای مس پورفیری" مراجعه گردد).

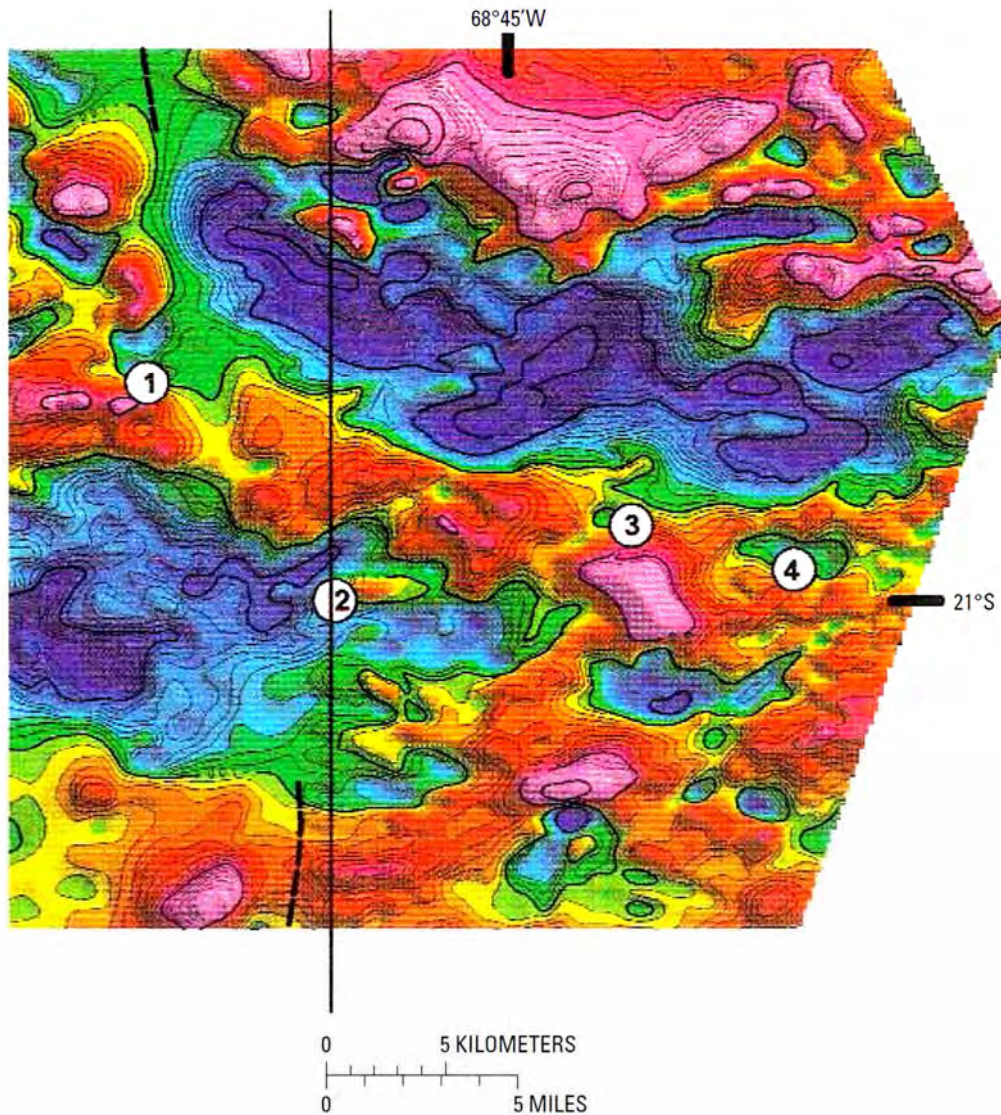
همچنین تشعشعات طبیعی وسیله‌ای برای نقشه‌برداری از راه دور خصوصیات سطح زمین را فراهم می‌نماید. پتاسیم، رنیوم و توریوم فراوان‌ترین عناصر رادیواکتیو بوده و بطور طبیعی در تمام خاک‌ها و سنگ‌ها یافت می‌گردند. طیف‌سنج‌های هوایی و ماهواره‌ای جدید این عناصر و عناصر دیگر رادیواکتیو را از هم تفکیک نموده و نقشه‌برداری رخنمون‌های سطحی را تسهیل می‌کنند. پتاسیم بطور ویژه یک عنصر دگرسانی فراوان در بیشتر کانسارها می‌باشد.

ژئوفیزیک در مقیاس کانسار

اکتشاف ژئوفیزیکی برای منابع کانساری بطور اساسی وابسته به یک عامل است: اینکه ذخیره و محیط زمین‌شناسی میزبان آن دارای خصوصیات فیزیکی باشد و بطور قابل توجهی با پوسته مجاور خود اختلاف داشته باشد (فرود و سایرین ۲۰۰۷). این پیش‌نیاز در کانسارهای مس پورفیری به دلیل تغییرات کانی‌شناسی که با دگرسانی گرمابی همراه می‌باشد یک مورد معمول است.

ناهنجاری‌های مغناطیسی

روش‌های مغناطیسی بطور معمول در اکتشاف و تعیین خصوصیات کانسارهای مس پورفیری در سراسر جهان استفاده



شکل F1. ناهنجاری‌های مغناطیس هوایی از ناحیه کبراندا بلانکا- کولاهوسی شمال شیلی. فاصله خطوط تراز ضخیم ۱۰۰ نانوتسلا و فاصله خطوط تراز نازک نشان‌دهنده ۱۰ نانوتسلا می‌باشند. خطوط تیره: رشته‌های سیستم گیل دومیکو (Domeyko). اعداد نشان‌دهنده کانسارهای مس پورفیری هستند: 1, Copaquiri; 2, Quebrada Blanca; 3, Collahuasi; 4, Ujina. (Behn and others 2001).

مدل‌های ساده کانسارهای مس پورفیری (برای مثال لاول و گیلبرت ۱۹۷۰، برگر و سایرین ۲۰۰۸) شامل مناطق متمایز دگرسانی هستند که اطراف کانسار تمرکز پیدا کرده‌اند. ناهنجاری‌های مغناطیسی حداقل در اساس، منعکس‌کننده محل این مناطق می‌باشند: بلندی‌های مغناطیس محلی ضعیف بر روی منطقه پتاسیک، شدت پایین مغناطیسی روی منطقه سرسیتی و شدت‌های افزایش تدریجی بر روی منطقه پروپیلیتیک (برای مثال تومن و سایرین ۲۰۰۰). بنابراین در یک حالت ایده‌آل ما انتظار داریم که یک ناحیه مغناطیس پایین حلقوی را روی دگرسانی شدید مشاهده کنیم.

شده‌اند (برای مثال اولدنبرگ و سایرین ۱۹۹۷، تومن و سایرین ۲۰۰۰، فرینهو ۲۰۰۰). در چنین مقیاس‌هایی به منظور توصیف فرایندهایی که کانی‌های مغناطیسی را در سنگ‌ها از بین می‌برند، نه تنها سنگ‌شناسی بلکه با کانی‌شناسی مغناطیسی و سنگ‌شناسی برای ما اهمیت دارد (کلارک ۱۹۹۹). کنترل اصلی خصوصیات کلی مغناطیسی سنگ میزبان و نفوذی‌های ماگمایی تفکیک آهن بین اکسیدها و سیلیکات‌ها می‌باشد (کلارک ۱۹۹۹)، هرچند کانی‌های سولفیدی همراه با دگرسانی گرمایی نیز اهداف ژئوفیزیکی پایه و محلی را فراهم می‌آورند.

عرض کوه‌های پاتاگونیا (Patagonia) وجود داشته (فیلیپس ۱۹۹۸) و نشان می‌دهد که چگونه این میدان مغناطیسی بوسیله مقدمه کانسار مس پورفیری فرضی ما تغییر می‌کند. تظاهر مغناطیسی کانسار مس پورفیری در این مثال تاحدی جزئی می‌باشد، به‌ویژه بخاطر ۱ کیلومتر سنگ رویی و این بر اهمیت استفاده از ابزارهای اکتشافی چندگانه ژئوفیزیکی، زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی تأکید دارد.

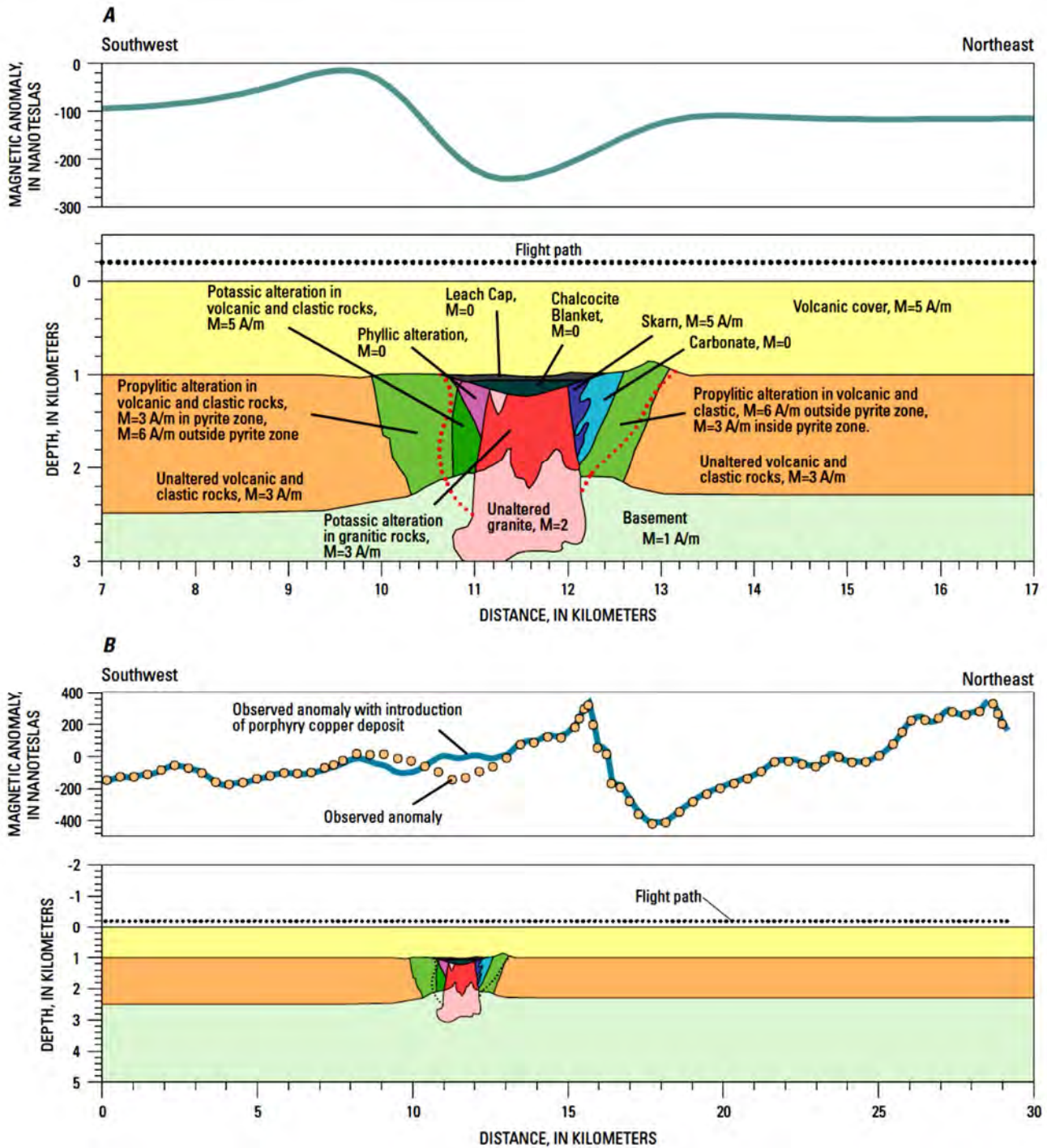
تعدادی از مطالعات منتشر شده شواهد قانع‌کننده‌ای برای کانسارهای مس پورفیری در ناهنجاری‌های مغناطیسی پیدا کرده‌اند. تومن و سایرین (تومن و سایرین ۲۰۰۰) مقادیر پایین مغناطیس حلقوی را در داده‌های مغناطیس هوایی در پروازهای دارای ارتفاع ۸۰ متری در بالای محدوده زنگوله نقره‌ای مشاهده کردند، هرچند یک بررسی مغناطیس زمین همان محدوده نتایج درهم ریخته‌ای را بدست داد (شکل F3). فرنیهو (۲۰۰۰) عنوان کرد که ناهنجاری‌های مغناطیسی متقارن همراه با کانسار مس پورفیری باتو هیجو (Batu Hijau) در اندونزی همراه است، در این مورد یک مقدار بالای مغناطیس دایره‌ای روی کانسار متمرکز شده و بشدت با مس همبستگی دارد. فرنیهو (فرنیهو ۲۰۰۰) نتیجه گرفت که برخلاف تغییرات سنگ‌شناسی منشأ اصلی ناهنجاری مغناطیسی مگنتیت گرمابی است که با دگرسانی پتاسیک همراه است. به دلیل یافت شدن همبستگی قابلیت پذیرش مغناطیسی با دگرسانی پتاسیک فرنیهو (فرنیهو ۲۰۰۰) نتیجه گرفت که ناهنجاری‌های مغناطیسی بطور مستقیم منعکس‌کننده دگرسانی پتاسیک همراه با نهشت مس در کانسار باتوهیجو می‌باشد.

روش‌های الکتریکی و الکترومغناطیسی

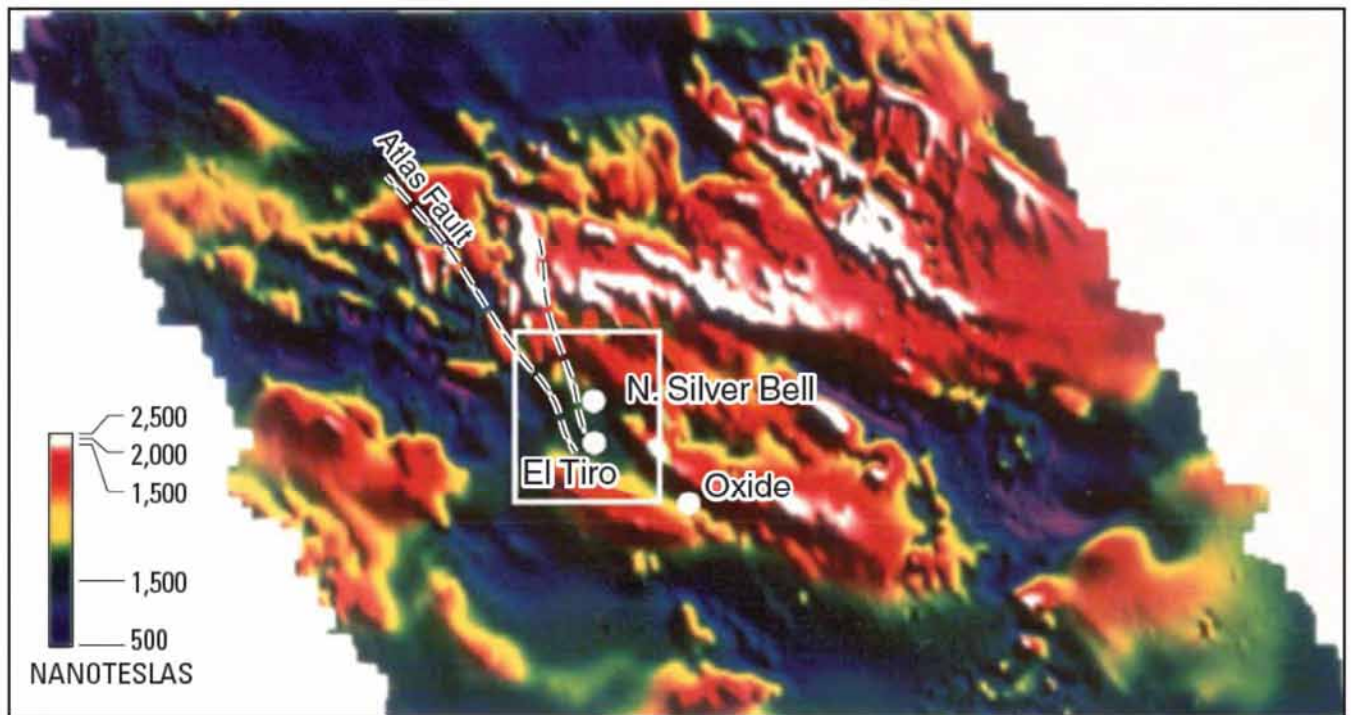
کانی‌ها و سنگ‌های همراه با دگرسانی گرمابی اغلب دارای خصوصیات الکتریکی ناهنجار می‌باشند، بنابراین روش‌های ژئوفیزیکی که چنین خصوصیتی را شناسایی و مدل کنند پایه‌های اصلی در اکتشاف کانسارهای مس پورفیری و تعیین خصوصیات آنها بشمار می‌آیند. مشابه توزیع کانی‌های مغناطیسی خصوصیات الکتریکی منعکس‌کننده نوع و درجه دگرسانی گرمابی می‌باشند. تا جایی که دگرسانی دارای تقارن قابل پیش‌بینی است ناهنجاری‌های الکتریکی الگوهای تقارن مشابهی را نشان می‌دهند.

البته الگوهای کانی‌زایی در موقعیت‌های صحرایی پیچیدگی بیشتری دارند. بعنوان یک مثال شکل F2 نشان‌دهنده ناهنجاری مغناطیسی روی یک کانسار مس پورفیری فرضی است که از لحاظ زمین‌شناسی وجود آن ممکن می‌باشد (بطور مفصل در بخش R این نوشتار توصیف شده است). این کانسار فرضی از نفوذ یک توده گرانیته ترکیبی به درون سنگ‌های میزبان آواری و آتشفشانی تکامل پیدا کرده است. نفوذ بوسیله فرسایش مجرای آتشفشانی و دفن‌شدگی بعدی بوسیله ۱ کیلومتر مواد آتشفشانی دگرسان نشده دنبال شده است. پارامترهای میدان مغناطیسی (با شیب ۵۸/۳ درجه و زاویه میل ۱۱/۶ درجه) آنهایی هستند که می‌توان در کوه‌های پاتاگونیای (Patagonia) شمال آریزونا مشاهده کرد. بنا به فرض مغناطیسی شدن در جهت میدان مغناطیسی پیرامون تصور می‌گردد که از نوع مغناطیس باقی‌مانده بوده و قابل چشم‌پوشی است. ما فرض کردیم که دگرسانی پتاسیک مغناطیسی شدن سنگ‌های نفوذی را از ۲ تا ۳ A/m افزایش داده و مغناطیسی شدن سنگ‌های آواری و آتشفشانی میزبان را از ۳ تا ۵ A/m بالا می‌برد (A/m) امپر بر متر واحد استاندارد توصیف‌کننده بزرگی مغناطیس‌شدگی). فرض بر این است که منطقه سرسیتی غیرمغناطیسی می‌باشد. دگرسانی پروپیلیتیک خارج از محدوده کانی‌زایی پیریت مغناطیس‌شدگی سنگ‌های آواری و آتشفشانی را از ۳ تا ۶ A/m افزایش می‌دهد. مدل شامل کانسارهای اسکارن اینجا بطور عمده‌ای مغناطیس تصور شده است، با مقدار ۵ A/m. شکل F2A نشان‌دهنده ناهنجاری مغناطیسی در طول یک برش عرضی جنوب غرب - شمال شرق است که مستقیماً روی کانسار مس پورفیری قرار گرفته است. ناهنجاری شامل یک مقدار بالای وسیع و مقدار پایین وسیع با دامنه ۲۲۰ nT (نانوتسلا) می‌باشد. ماهیت نرم ناهنجاری مغناطیسی منعکس‌کننده ۱ کیلومتر عمق مدفون‌شدگی است، در صورتی که کانسار مس پورفیری به سطح توپوگرافی نزدیک تر باشند ناهنجاری دارای دامنه بزرگتر بوده و جزئیات بیشتری را نشان می‌دهد.

شکل F2B یک مفهوم عملی‌تر به مدل مغناطیسی ما می‌دهد. این شکل نشان‌دهنده یک میدان مغناطیسی است که بطور واقعی در طول یک مقطع عرضی در امتداد جنوب شرق - شمال غرب در



شکل F2. (A) ناهنجاری مغناطیسی ایجاد شده بوسیله یک کانسار مس پورفیری فرضی. متن موجود در شکل اطلاعات پایه مربوطه به انواع سنگ‌ها و کانی‌زایی را تأمین می‌کند، برای اطلاعات بیشتر به بخش R مراجعه شود. خطوط چین قرمز نشان‌دهنده محدوده‌های کانی‌زایی پیریت هستند. پارامترهای میدان مغناطیسی (زاویه میل $58/3^\circ$ و انحراف مغناطیسی $11/6$) آنهایی هستند که در مقطع جنوب غرب - شمال شرقی در عرض کوه‌های پاتاگونیا شمالی آریزونا احتمال یافت شدن دارند. M نشان‌دهنده مغناطیسی شدن در واحد آمپر بر متر بوده (A/m) و در جهت میدان مغناطیسی زمین فرض می‌شود. (B) ناهنجاری مغناطیسی شکل F2A نسبت به ناهنجاری‌های مغناطیسی واقعی بر روی کوه‌های پاتاگونیا آریزونا. نیمرخ نقطه‌چین ناهنجاری مشاهده شده است (فیلپس ۱۹۸۸)، نیمرخ خطی نشان‌دهنده میدان مغناطیسی است که از ورود کانسار مس پورفیری فرضی در شکل F2A بدست آمده است.



شکل F3. ناهنجاری‌های مغناطیس هوایی بر روی کانسارهای مس پورفیری زنگ نقره‌ای در آریزونا. به تظاهر مغناطیسی گسل اطلس توجه شود که بوسیله افت مغناطیسی حلقوی بر روی کانسارهای زنگ نقره‌ای شمالی و ال تیرو قطع شده است. اصلاح شده بعد از کار تومن و سایرین (۲۰۰۰).

سنگ‌های آذرین و دگرگونی مقاومت ویژه بالایی دارند (بیش از ۱۰۰۰ اهم‌متر). جداول مقاومت ویژه الکتریکی برای انواع کانی‌ها، سنگ‌ها و محیط‌های زمین‌شناسی در کارهای کلر (کلر ۱۹۷۸) و پالاک (پالاک ۱۹۸۷) ارائه شده است. کانی‌های گرمابی مربوط به اکتشاف ژئوفیزیکی عبارتند از: پیریت، کالکوپیریت، کالکوسیت، بیوتیت و سرسیت. مشابه ناهنجاری‌های مغناطیسی ما انتظار داریم شدت و نوع دگرسانی در ناهنجاری‌های مقاومت ویژه نیز منعکس گردد، به این صورت که تمرکز کمترین مقاومت ویژه بر روی دگرسانی سرسیتی‌ای قرار دارد که در مناطق دارای بیشترین شکستگی و جریان سیال توسعه پیدا کرده است (تومن و سایرین ۲۰۰۰).

در سه بخش بعدی به جای تعداد کمی مثال از نوشته‌های ژئوفیزیکی روش‌های الکتریکی و الکترومغناطیسی که بطور وسیعی در مطالعه کانسارهای مس پورفیری مورد استفاده قرار گرفته‌اند توصیف شده‌اند. روش‌های الکتریکی همیشه روی زمین بکار می‌روند، در حالیکه روش‌های الکترومغناطیسی هم روی زمین و هم بصورت هوایی بکار گرفته می‌شوند. شکل F4 مثالی از استفاده تعدادی از این روش‌ها ارائه کرده است.

روش‌های الکتریکی و الکترومغناطیسی در نهایت مقاومت ویژه الکتریکی سنگ‌ها و کانی‌ها را هدف قرار می‌دهند (برعکس قابلیت هدایت). مقاومت ویژه مواد زمین‌شناسی دارای محدوده مقادیر بزرگی است و تا ۲۰ برابر تغییر می‌کند و در واقع از هر خصوصیت ژئوفیزیکی سنگ بزرگتر است. برای مثال کوارتز مقاومت ویژه الکتریکی بالایی دارد (بیش از ۱۵۰ اهم‌متر)، در حالیکه مس خالص بی‌نهایت هادی است (در حدود ۸ تا ۱۰ اهم‌متر). درون پوسته بالایی مقاومت ویژه واحدهای زمین‌شناسی تا حد زیادی به محتوا و شوری سیال، تخلخل، درجه شکستگی، دما و محتوای کانی هادی بستگی دارد (کلر ۱۹۷۸). سیال‌شور درون فضاها خالی و بازشدگی‌های شکستگی می‌تواند مقاومت ویژه کلی را تا چندین برابر نسبت به زمینه سنگ خشک کاهش دهد. همچنین مقاومت ویژه می‌تواند بوسیله وجود کانی‌های رسی هادی، گرافیت و کانی‌زایی سولفید فلزی کاهش پیدا کند. بطور کلی مناطق کانی‌های سولفید توده‌ای، گرافیت و آب شور بشدت هادی هستند (کمتر از ۱ اهم‌متر). سنگ‌های رسوبی، سنگ‌های هوازده، مناطق دگرسانی فاقد غنی‌شدگی سولفید و آب شیرین مقاومت ویژه متوسطی دارند (در حدود ۱۰ تا ۱۰۰۰ اهم‌متر)،

روش‌های الکتریکی

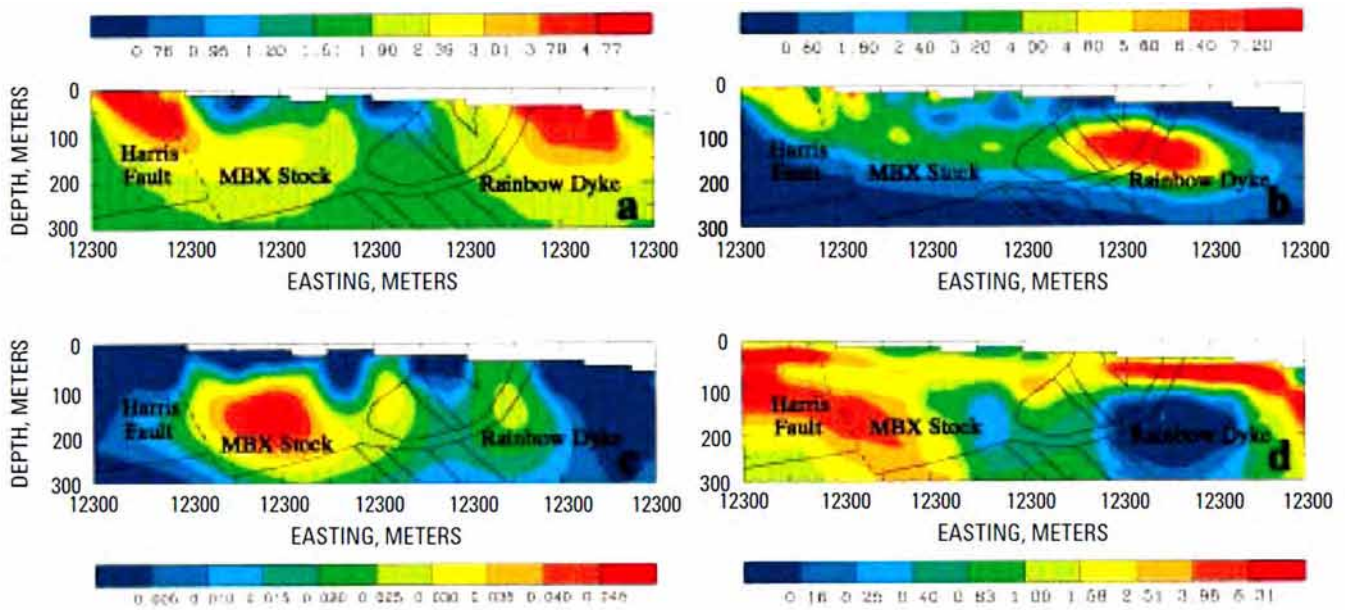
یک کانسار از لحاظ سولفید کل فقیر بوده، منطقه اطراف دگرسانی سرسیتی دارای محتوای سولفید بالا شامل پیریت بوده و منطقه دور دگرسانی پروپیلیتیک دارای پیریت کمی می‌باشد. بنابراین منطقه سرسیتی دگرسانی یک هدف دوقطبی القایی مهم است. بررسی‌های دوقطبی القایی از روش‌های مشابه مقاومت ویژه استفاده می‌کند، ولتاژها برای جدایش یون‌ها وارد زمین شده و ناهنجاری‌های دوقطبی القایی تحت عنوان زمان مورد نیاز برای پایداری دوباره یون‌ها اندازه‌گیری می‌گردند. بنابراین ناهنجاری‌های دوقطبی القایی نشان‌دهنده قابلیت شارژ شدن پوسته بالایی است که خود توانایی مواد را در نگهداری بارهای الکتریکی نشان می‌دهد.

مشابه بررسی‌های مقاومت ویژه اندازه‌گیری‌های دوقطبی القایی در محدوده زمان یا فرکانس انجام می‌گیرد. بررسی‌های دوقطبی القایی گاهی اوقات با استفاده از آرایش‌های مشابه الکتروودی با بررسی‌های مقاومت ویژه ترکیب می‌شود. تفاسیر ترکیبی دوقطبی القایی و مقاومت ویژه می‌تواند بخصوص برای منبع یک ناهنجاری نقش شناختی داشته باشند.

روش مختلط مقاومت ویژه که به آن دوقطبی القایی طیفی (SIP) نیز گفته می‌شود یک روش نسبتاً جدید در اکتشاف ژئوفیزیک است و کامل‌ترین مجموعه از داده‌های دوقطبی القایی و مقاومت ویژه را فراهم می‌کند (لیو و ژانگ، ۱۹۹۸، زونگ و سایرین ۲۰۰۵). مقاومت مختلط طی ۳۰ سال برای توسعه مدل فاز ثابت کانی‌زایی کانسارهای مس پورفیری استفاده شد (وان و هیس و سایرین ۱۹۷۳، نلسون ۱۹۹۷). با استفاده از راه‌اندازی صحرائی مشابه مقاومت ویژه و دوقطبی القایی، روش مقاومت مختلط یک روش قلمرو فرکانس است که دامنه نوسان و روابط فازی بین جریان ورودی و ولتاژ دریافتی در طول زمین را طی فرکانس‌های مختلف اندازه‌گیری می‌کند. این روش قادر به استفاده از اطلاعات تغییرات مقاومت ویژه و دوقطبی القایی در یک محدوده وسیع فرکانس بوده و الگوی وابستگی فرکانس اغلب شاخص مواد منبع است (زونگ و سایرین ۲۰۰۵). روش مقاومت مختلط به شناسایی گسترش عمقی و کف توده کانسنگ در معدن مس فنگلین (Fenglin) در جنوب چین کمک کرد. در این مثال قاعده کانسنگ و مناطق شکستگی کانه‌زایی شده با روش‌های دوقطبی القایی شناسایی شدند ولی بخش‌های مرکزی و پایینی کانسنگ درون

روش مقاومت ویژه یکی از قدیمی‌ترین روش‌های اکتشاف ژئوفیزیکی است. به بیان ساده مقاومت ویژه (یا هدایت الکتریکی) اندازه توانایی بار الکتریکی برای تشکیل جریان‌هایی است که در درون مقطع زمین‌شناسی حرکت می‌کنند. البته با بیان عملی قابلیت هدایت پیچیده‌تر است. جریان الکتریکی به سه طریق بدست می‌آید: الکترونیکی (الکترون‌های آزاد)، الکترولیتیک (یونی)، دی‌الکتریک (جایگزینی). مقاومت ویژه پوسته با تزریق جریان به درون زمین بوسیله یک مجموعه الکتروود و سپس اندازه‌گیری تغییر حاصله ولتاژ در یک مجموعه ثانویه الکتروودهای دریافت‌کننده انجام می‌گیرد. نسبت ولتاژگیرنده به جریان ورودی منعکس‌کننده مقاومت ویژه کل و توانایی زمین برای ذخیره بار الکتریکی است. آرایش‌های مختلف الکتروود استفاده می‌گردد برای مثال آرایش دوقطبی - دوقطبی از الکتروودهای جریان دارای فاصله نزدیک به هم با فاصله دور از الکتروودهای ولتاژ قرار دارند که خود نزدیک به هم هستند (تلفورد و سایرین ۱۹۹۰، زونگ و سایرین ۲۰۰۵). بسته به آرایش کابل و الکتروود مورد استفاده ممکن است هدایت ظاهری در اعماق مختلف و تفکیک‌پذیری متفاوت برای اشیا مختلف محاسبه گردد. عمق بررسی با آرایش مجموعه و مقاومت ویژه زیرسطح متغیر است. علاوه بر کانال‌کشی جریان و قطبی شدن الکتروود ساختارهای انسانی مانند خطوط نیرو، خطوط لوله، حصارهای فلزی و غیره می‌توانند بررسی‌های الکتریکی را تحت تأثیر قرار دهند. وارونه‌سازی دوبعدی داده‌های مقاومت ویژه بطور معمول که مقاومت ویژه را بصورت تابعی از عمق نشان می‌دهند بصورت مقاطع عرضی نمایش داده می‌شود.

ماهیت پراکنده کانی‌های سولفیدی در سیستم‌های پورفیری به‌ویژه برای روش‌های دوقطبی القایی مناسب است (سینکلر ۲۰۰۷). در واقع روش دوقطبی القایی بطور اساسی برای اکتشاف کانسارهای مس پورفیری توسعه پیدا کرده (برنت ۱۹۶۶) و هنوز بطور معمول استفاده می‌گردد. به ساده‌ترین بیان ناهنجاری‌های دوقطبی القایی منعکس‌کننده توانایی یک کانی، سنگ یا واحد سنگ‌شناسی برای عمل کردن بصورت یک منبع ذخیره الکتریکی است. در کانسارهای مس پورفیری قوی‌ترین واکنش‌های دوقطبی القایی با دگرسانی کوارتز، سرسیت، پیریت همبستگی دارد (تومن و سایرین ۲۰۰۰). بطور مشخص منطقه دگرسانی پتاسیک در هسته



شکل F4. مقاومت ویژه، شارژیبلیتی، و حساسیت مغناطیسی کانسارهای کوه میلیگان (Milligan) در بریتیش کلمبیا که به ترتیب از طریق وارونه سازی مقاومت جریان مستقیم، دوقطبی القایی و اندازه گیری های مغناطیسی تعیین شده اند. بعد از اولدنبرگ و سایرین (اولدنبرگ و سایرین ۱۹۹۷).

الکترومغناطیس متناوب ایجاد می کند. میدان الکترومغناطیس ثانویه بدست آمده لزوماً با میدان اولیه هم فاز نیست. دریافت کننده ها باید هر دو اجزاء درون فاز و خارج فاز را همراه با نسبت میدان های ثانویه به اولیه اندازه گیری کنند. در روش های قلمرو زمان ضربان های خیلی کوتاه (چند میلی ثانیه) منتقل شده و میدان ثانویه زمان - زوال (time-decay) بسرعت شروع می گردد. سیستم های الکترومغناطیس جدید از سکوها های هوایی کنترل شده و یک محدوده از فرکانس ها و آرایش های فرستنده - گیرنده را مورد استفاده قرار می دهند. عمق نفوذ سیستم های قلمرو فرکانس بوسیله جدایی منبع - گیرنده و فرکانس سیگنال منتقل شده کنترل می گردد. بطور عمومی تفکیک های فرستنده - گیرنده باید ۱ تا ۲ برابر حداکثر عمق بررسی باشد، بنابراین با سیستم های هوایی بررسی اعماق بیشتر قابل دستیابی است. محدوده عمق برای اندازه گیری های قلمرو زمان بستگی به زمان نمونه اندازه گیری شده و نسبت سیگنال به نوفه دارد که بطور مشخص می تواند زمانی که فاصله بین الکترودها یا اندازه حلقه ابعادی در حد عمق لازم برای سونداژ دارد به حداکثر مقدار خود برسد.

سنگ رویی هادی ناهنجاری نشان نداد (ژلیو و ژانگ ۱۹۹۸). در حالیکه روش مقاومت مختلط نسبت به مقاومت ویژه یا دوقطبی القایی گران تر است، زیرا با استفاده از فرکانس های با مقادیر مختلف توانایی شناسایی کانسنگ ها را در اعماق زیاد دارا می باشد.

روش های الکترومغناطیس

روش های الکترومغناطیسی هر دو میدان الکتریکی و مغناطیسی را شامل می شود. یک میدان مغناطیسی که با زمان تغییر می کند چه از یک منبع طبیعی حاصل شده باشد و چه از یک فرستنده کنترل شده، شامل جریان های الکتریکی درون زمین است. توزیع جریان های اعمال شده درون زمین به همبستگی الکتریکی مواد زمین و فرکانس میدان مغناطیسی درگیر است، زیرا جریان های فرکانس پایین نسبت به جریان های فرکانس بالا تا اعماق بیشتری منتشر می گردند. اندازه گیری های الکترومغناطیس در زمان ها و فرکانس های متفاوت حاوی اطلاعاتی در مورد تغییرات قابلیت هدایت با زمان است (اسپیرو فیشکنختخت ۱۹۹۱). روش های الکترومغناطیس هوایی در محدوده فرکانس یا زمان عمل می کنند (TDEM). در روش های قلمرو فرکانس فرستنده یک میدان

مثال‌های بررسی‌های الکتریکی و الکترومگنتیکی در اکتشاف مس پورفیری

محدوده زنگوله نقره‌ای در آریزونا مثال خوبی از روش‌های الکترومغناطیس بکار رفته برای کانسارهای مس پورفیری مشابه فراهم می‌کند. تومن و سایرین (تومن و سایرین ۲۰۰۰) طیف وسیعی از روش‌های ژئوفیزیکی شامل مغناطیس هوایی، مغناطیس زمینی، مقاومت ویژه دوقطبی - دوقطبی، دوقطبی القایی، مگنتوتلوریک صوتی کنترل شده و بررسی‌های الکترومغناطیس گذرا را آزمایش کردند. حداقل مقاومت‌های ویژه در منطقه زنگوله نقره‌ای با کوارتز موزونیت پورفیری و مناطق دگرسانی سرسیتی همراه است. به همین ترتیب بیشترین واکنش‌های دوقطبی القایی با دگرسانی سرسیتی همراه است. مقاومت ویژه پایین در کانسار زنگوله نقره‌ای بوسیله ماهیت شدت خرد شده سیستم پورفیری به‌ویژه در مناطق سرسیتی و رگچه‌های سولفید به هم پیوسته آن ایجاد شده است. مناطق سرسیتی به دلیل شکستگی شدید، کانی‌زایی پیریت فراوان و دگرسانی سرسیتی دارای هدایت الکتریکی شدت بالایی می‌باشد. به عبارت دیگر مقاومت‌های ویژه بالاتر منطقه پتاسیک منعکس‌کننده سیلیسی شدن، سولفیدهای پراکنده (برخلاف سولفیدهای نهشته شده در رگه‌ها) و مقادیر کمتر کانی‌های رسی و سولفید است. مناطق پروپیلیتیک دارای شکستگی کمتری بوده و دارای مقادیر سولفید کل کمتر و مقاومت‌های ویژه بالاتری هستند. مقاومت ویژه بطور ضعیفی با کلاهدک شسته شده و مناطق غنی‌شدگی زیرین همبستگی دارد.

کانسار مس پورفیری کوه میلیگان (Milligan) در بریتیش کلمبیا مثال دیگری را پیشنهاد می‌کند. اولدنبرگ و سایرین (اولدنبرگ و سایرین ۱۹۹۷) هر کدام از روش‌های مغناطیسی، مقاومت ویژه جریان مستقیم قطبی - دوقطبی، دوقطبی القایی و الکترومغناطیس هوایی را با وارونه کردن به روش ریاضی در یک مدل جامع و ثابت پوسته‌ای بکار بردند. اندازه‌گیری‌های مقاومت ویژه و الکترومغناطیس نشان‌دهنده هدایت پایین همراه با استوک موزونیتی در مقایسه با هدایت‌های بالاتر سنگ‌های آتشفشانی اطراف است. شارژبیلیتی بطور اساسی بوسیله کالکوپریت و پیریت کنترل می‌گردد که هر دو آنها در فاصله نزدیک به استوک و دایک‌ها با دگرسانی پتاسیک همراه هستند. انتظار می‌رود که

روش مگنتوتلوریک از میدان‌های طبیعی برای بررسی مقاومت الکتریکی ویژه زیرسطحی بهره می‌برد. مقاومت ویژه با استفاده از امپدانس الکتریکی تخمین زده می‌شود، یک کمیت کشنده (Tensor) که بوسیله نسبت میدان الکتریکی تا مغناطیسی متغیر با زمان در سطح زمین اندازه‌گیری می‌شود. امپدانس سطحی یک عملکرد پیچیده فرکانس است، داده‌های فرکانس بالاتر برای بررسی نزدیک به سطح استفاده شده و داده‌های فرکانس پایین‌تر برای بررسی اعماق بیشتر مورد استفاده قرار می‌گیرد. در فرکانس‌های بالا مگنتوتلوریک صوتی (AMT) برای نقشه‌برداری کانسارهای فلزات پایه اصلی در اعماق ۵۰-۱۰۰ متری تا چند کیلومتری استفاده شده است (ووزوف ۱۹۹۱). روش AMT از رعد و برق بعنوان منبع اولیه استفاده می‌کند و برخی سیستم‌ها این سیگنال طبیعی را بوسیله یک انتقال‌دهنده ثابت ایجاد می‌کنند. روش مگنتوتلوریک صوتی کنترل شده (CAMT) بطور کامل بر روی منبع سیگنال مصنوعی تأکید دارد، بنابراین ممکن است منجر به دقت بیشتر و اندازه‌گیری‌های به صرفه‌تر اقتصادی گردد (ژونگ و هیوز ۱۹۹۱). عمق بررسی به فرکانس‌های مورد استفاده و مقاومت ویژه زیرسطحی بستگی دارد. عمق‌های بیشتر بررسی را می‌توان در محیط‌های دارای مقاومت بالاتر بدست آورد. در نتیجه قدرت تفکیک بطور قابل توجهی و نه بطور کامل زیر لایه‌های هادی یا سنگ رویی مثل آبرفت غنی از رس کاهش می‌یابد.

وارونه‌سازی مگنتوتلوریک و مگنتوتلوریک صوتی تخمینی از مقاومت ویژه زیر محل گیرنده فراهم می‌شود و نشان‌دهنده پیچیدگی ژئوالکتریک در مکان اندازه‌گیری است. در مناطقی که توزیع مقاومت ویژه از مکانی به مکان دیگر سرعت تغییر نمی‌کند سونداژ مقاومت ویژه یک تخمین منطقی از لایه‌بندی مقاومت ویژه در زیر محل ارائه می‌کند. سونداژ مگنتوتلوریک صوتی بطور مشخص در طول نیمرخ‌های دو بعدی عمود بر امتداد ژئوالکتریک در منطقه اندازه‌گیری شده و مقاطع عرضی مقاومت ویژه دو بعدی با استفاده از کدهای معکوس مختلف محاسبه می‌گردد. بررسی‌های سه‌بعدی و وارونه‌سازی در حال گسترش است. محدودیت اصلی روش مگنتوتلوریک مشکل بودن بدست آوردن داده‌ها در مناطق دارای نوفه الکتریکی است.

کانسارهای مس پورفیری است. همچنین روش‌های انعکاس - لرزه‌ای بطور معمول در مقیاس‌های کانساری بکار رفته‌اند، برای مثال جهت نقشه‌برداری شکل باتولیت‌های همراه (برای مثال روی و کلووز ۲۰۰۰)، برای شناسایی کلاهک‌های شسته شده روی کانسارهای مس پورفیری (کوکسلی ۲۰۰۵) و حتی برای خود توده‌های کانساری بکار می‌روند (لی وایتون ۲۰۰۵).

محدودیت‌ها

تفسیرهای پتانسیل - میدان زمانی که با اطلاعات مستقل محدود گردد بیشترین ارزش را دارند. دلیل این امر هم نظری است و هم عملی. تفسیرهای مغناطیسی و ثقلی با محدودیت‌های نظری کاملاً شناخت شده مواجه است: برای هر ناهنجاری مغناطیسی و ثقلی یک آرایش معین از توزیع منابع وجود دارد که با یک مفهوم ریاضی داده‌ها را بطور کامل تأیید می‌کند. به عبارت دیگر بیشتر این منابعی که از لحاظ ریاضی کامل هستند از لحاظ زمین‌شناسی غیرمنطقی هستند. تفسیرها به منظور کاهش مجموعه معین احتمالات برای یک آرایش قابل کنترل باید با داده‌های زمین‌شناسی مستقل محدود گردند. با این وجود ارتباط بین مغناطیسی شدن و کانی‌زایی پیچیده بوده، شامل مقولات پیچیده سنگ‌شناسی منبع، تاریخچه حرارتی، حالت اکسیداسیون و کانی‌زایی ثانویه است. بنابراین روش مغناطیسی زمانی که با نقشه‌برداری زمین‌شناسی، اطلاعات زیرسطحی و روش‌های ژئوفیزیکی مستقل همراه گردد بیشترین کاربرد را دارد.

روش‌های الکتریکی و الکترومغناطیسی بوسیله طیف وسیع قابلیت هدایت سنگ و کانی که لزوماً ارتباط یک به یک با سنگ‌شناسی هدف ندارند محدود می‌گردد. برای مثال زمانی که سولفیدهای توده‌ای بشدت هادی هستند، مثل حالتی که در شیل وجود دارد. این ابهام حتی تا مقیاس کانی‌های دگرسانی گسترش می‌یابد: هردو کانی غیراقتصادی (پیریت) و اقتصادی (کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت) هادی بوده، در کاربردهای صحرایی تشخیص یکی از دیگری مشکل است (تومن و سایرین ۲۰۰۰)، برخی مطالعات از روش‌های طیفی دوقطبی القایی برای ایجاد تمایز کاربرد دارد (ژونگ و واین ۱۹۷۵، ژونگ و سایرین ۲۰۰۵). تصویرنگاری پوسته زیر سنگ رویی بشدت هادی مبهم بوده، گسل‌ها،

تجمعات پیریت با دور شدن از استوک به درون مناطق دگرسانی سرسیتی افزایش یابند. بنابراین انتظار می‌رود که بیشترین شارژیبلیتی تا حدی دور از کانی‌زایی مس قرار گرفته باشد.

سایر روش‌های ژئوفیزیکی

پتانسیل خودزا (SP) که بعنوان پتانسیل خود به خود نیز معروف است ولتاژهای پوسته بالای را که بوسیله منابع طبیعی ایجاد می‌گردد اندازه‌گیری می‌کند. ناهنجاری‌های قوی پتانسیل خودزا در سطح ایستابی با واکنش‌های ژئوشیمیایی درون کانی‌زایی سولفیدی قرار دارند که یک تأثیر پیل (باطری) مانند دارند. ناهنجاری‌های پتانسیل خودزا در مناطق پیریتی همراه با دگرسانی سرسیتی بیشتر آشکار می‌گردند (تومن و سایرین ۲۰۰۰).

جاذبه زمین

ناهنجاری‌های جاذبه منعکس‌کننده توزیع چگالی سنگ پوسته می‌باشند. مطالعات ثقل سنجی برای تفسیر چارچوب پوسته‌ای همراه با کانی‌زایی از همه روش‌ها مناسب‌تر است. برای مثال یک توده مونزونیتی گاهی از سنگ میزبان اطراف چگالی پایین‌تری داشته، در صورتی که حجم کافی داشته باشد ناهنجاری ثقلی منفی ایجاد می‌کند که با اندازه‌گیری‌های ثقلی هوایی یا زمینی قابل تشخیص است. در بیشتر موقعیت‌های زمین‌شناسی مدل‌سازی و وارونه کردن داده‌های ثقلی نمی‌تواند سطح تفکیک مکانی مورد نیاز برای شناسایی مستقیم مناطق دگرسانی، رگه‌ها و سایر سیماهای به نسبت کوچک همراه با کانسارهای مس پورفیری را فراهم کند. هرچند بررسی‌های ثقل سنجی شواهد غیرمستقیمی فراهم می‌کند. برای مثال مطالعات ثقلی با دقت بالا قادر به ارزیابی این مطلب است که آیا یک ناهنجاری هدایت الکتریکی به گرافیت دارای چگالی پایین مربوط است یا سولفید دارای چگالی بالاتر (فورد و سایرین ۲۰۰۷). اندازه‌گیری‌های ثقلی کششی این نوید را می‌دهد که شناسایی مستقیم توده‌های کانسنگ ممکن است در آینده ممکن باشد.

انعکاس لرزه‌ای

کاربرد روش‌های انعکاس لرزه‌ای در مقیاس ناحیه‌ای برای ساختار پوسته‌ای و چینه‌نگاری دارای یک تاریخچه طولانی بوده، بخوبی استقرار یافته و دارای کاربردهای واضح برای اکتشاف

خود نشان می‌دهد (آبرامز و براون ۱۹۸۴، هانت و اشلی ۱۹۷۹، اسپاتز و ویلسون ۱۹۹۵).

سنگ‌های دارای دگرسانی سرسیتی بطور مشخص حاوی سرسیت است، یک فرم دانه‌ریز از موسکویت که دارای خصوصیت جذبی مشخص Al-OH در ۲/۲ میکرومتر و یک خصوصیت جذبی کمتر مشخص در ۲.۳۵ میکرومتر می‌باشد (شکل F6A آبرامز و براون ۱۹۸۴، اسپاتز و ویلسون ۱۹۹۵). کائولینیت و آلونیت اجزاء مشخص دگرسانی آرژیلیک پیشرفته بوده خصوصیات طیف جذبی AL-OH در ۲/۱۶۵ تا ۲/۲ میکرومتر از خود نشان می‌دهند (شکل F6A هانت ۱۹۷۷، هانت و اشلی ۱۹۷۹، رووان و سایرین ۲۰۰۳). علاوه بر کائولینیت و آلونیت سنگ‌های آتیره شده بوسیله دگرسانی آرژیلیک پیشرفته در مقادیر کمتر دارای پیروفیلیت نیز می‌باشد که دارای طیف جذبی شدید AL-OH در ۲/۱۶۵ میکرومتر می‌باشد. سنگ‌های دارای دگرسانی پروپیلیتیک بطور مشخص دارای مقادیر متغیری کلریت، اپیدوت و کلسیت هستند که خصوصیات جذب طیفی Fe, Mg-O-H و CO₃ در طیف‌های ۲/۳۱ تا ۲/۳۳ میکرومتر از خود نشان می‌دهند. (شکل F6A رووان و سایرین ۲۰۰۳). طیف VNIR-SWIR اپیدوت و کلریت نیز جذب Fe²⁺ قابل توجهی در محدوده ۱/۶۵ تا ۰/۶۲ میکرومتر از خود نشان می‌دهند (شکل F6A). سنگ‌های دارای دگرسانی گرمابی غنی از سیلیس که با کانسارهای مس پورفیری همراه هستند بطور عمده شامل رگه‌های کوارتز، سنگ‌پوش‌های سیلیسی یا کانسارهای سیلیسی شده می‌باشند (تیتلی ۱۹۷۲).

کانی‌های سیلیس گرمابی شامل کوارتز، اوپال و کلسدون می‌باشند. طیف انتشاری TIR نشان می‌دهد که کوارتز و اوپال حاوی خصوصیت واضح مادون قرمز حرارتی در محدوده ۹/۱ میکرومتر می‌باشند (شکل F7). کانسارهای دارای دگرسانی سوپرژن بطور معمول حاوی آلونیت، کائولینیت، لیمونیت، گوئیت، هماتیت و جاروسیت می‌باشند (گوستافوسن و هانت ۱۹۷۵). گوئیت، هماتیت و لیمونیت دارای خصوصیات جذب Fe³⁺ شدید در محدوده ۰/۹۷ تا ۰/۸۳ و ۰/۴۸ میکرومتر می‌باشند (شکل F6B هانت و سایرین ۱۹۷۱). جاروسیت دارای خصوصیت جذب Fe-O-H در ۰/۹۴ و ۲/۲۷ میکرومتر است (شکل F6B هانت و

سکستگی‌ها، لایه‌های گرافیتی و آب‌های شور همگی موارد ابهام اضافی ایجاد می‌کنند. برخی روش‌های الکتریکی و الکترومغناطیسی دارای محدودیت‌های عمقی بوده و در حضور نوفه پوستره‌ای دستیابی به آنها مشکل است. مشابه روش‌های پتانسیل-میدان بررسی‌های الکتریکی و الکترومغناطیسی زمانی که با یک طیف وسیع روش‌های مستقل استفاده شوند بیشترین ارزش را دارند.

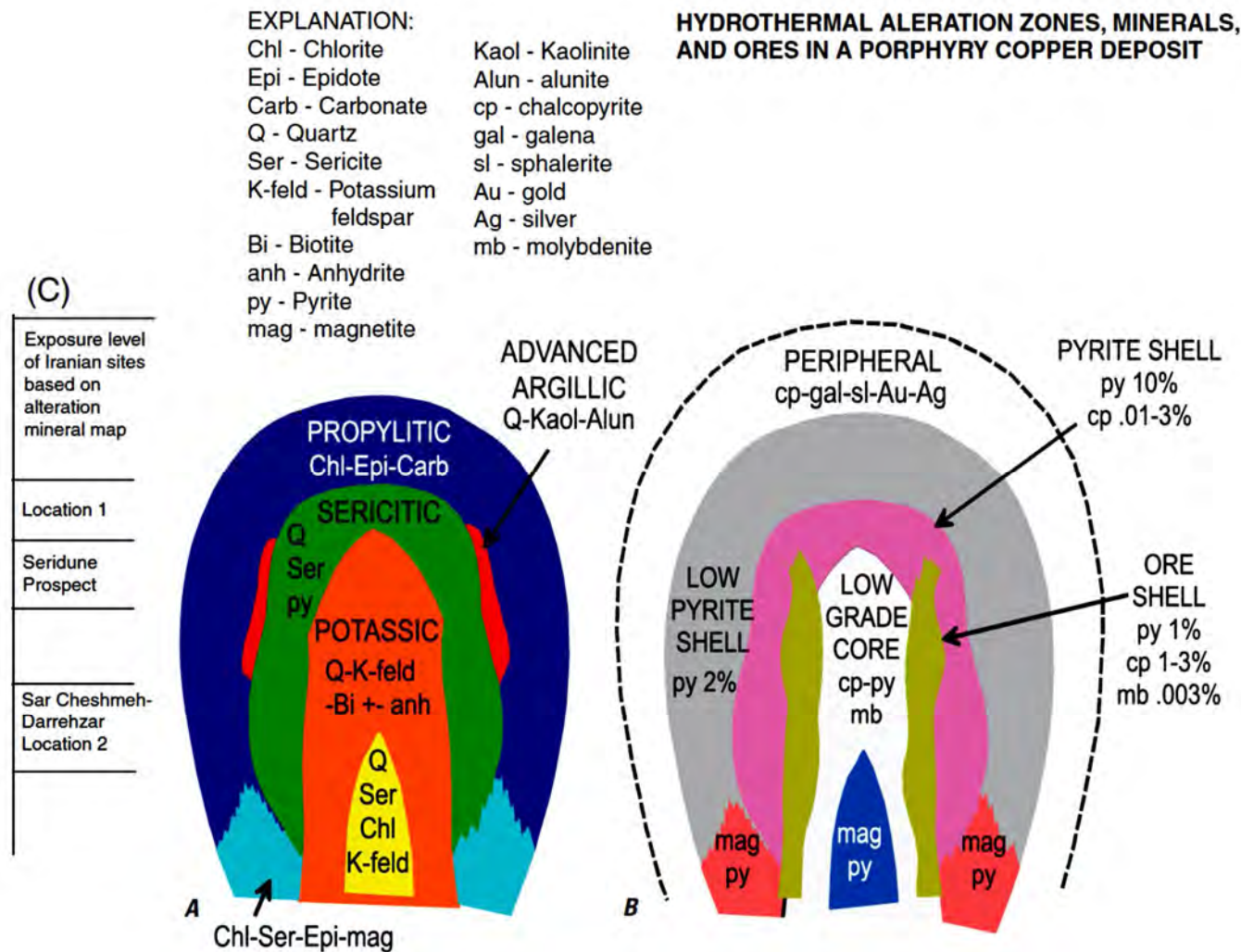
سنجش از دور کانسارهای مس پورفیری به روش‌های VINR-SWIR و TIR

مقدمه

سنجش از دور ابزار نوری سنگ‌های دگرسان شده همراه با کانسارهای مس پورفیری در اکتشاف و تحقیق طیف‌بینی طی ۴۰ سال گذشته گسترش داشته است. این بخش روش‌شناسی و نتایج نقشه‌برداری طیفی سنگ‌های دارای دگرسانی گرمابی همراه با کانسارهای مس پورفیری را بررسی نموده و روش‌های جدید را در یک مطالعه موردی در ایران ارائه کرده است. در این مطالعه داده‌های رادیومتر انعکاسی و تشعشع حرارتی فضایی پیشرفته (ASTER) برای تهیه نقشه انواع مختلف سنگ‌های دارای دگرسانی گرمابی و روابط سطحی - مکانی آنها در سیستم‌های مس پورفیری استفاده شده است. این مطالعه اطلاعات مفیدی برای تشخیص کانسارهای مس پورفیری پنهان و تا حدی رخنمون یافته با استفاده از داده‌های سنجش از دور فراهم نموده است.

کانسارهای مس پورفیری و خصوصیات طیفی آنها

در مدل ایده‌آل کانسارهای مس پورفیری یک هسته کوارتز و کانی‌های پتاسیم‌دار که بیشتر شامل فلدسپات پتاسیم و بیوتیت می‌گردد خود بوسیله مناطق چندگانه آبدار کانی‌های دگرسانی احاطه می‌گردد. (شکل F5 به جدول G1 مراجعه کنید لاول و گیلبرت ۱۹۷۰). مناطق آبدار بوسیله مجموعه کانی‌هایی مشخص می‌گردند با داشتن حداقل یک کانی که خصوصیات طیف جذبی مشخصی در محدوده مرئی طول‌موج‌های نزدیک مادون قرمز (VNIR) تا مادون قرمز موج کوتاه (SWIR) ۰/۴ تا ۲/۵ میکرومتر. (شکل F6) و یا مادون قرمز حرارتی (TIR) ۸ تا ۱۴ میکرومتر) از



شکل F5. مدل رسم شده کانسار مس پورفیری سرچشمه (اصلاح شده بعد از اول و گیلبرت ۱۹۷۰). (A) مقطع عرضی شماتیک انواع دگرسانی‌ها و کانی‌های آنها که شامل پروپلیتیک، سرسیتی، آرژیلیک پیشرفته و پتاسیک می‌شود. (B) مقطع عرضی شماتیک کانسارهای همراه با انواع دگرسانی‌ها. (C) مقیاس نشان‌دهنده سطح رخنمون تفسیر شده برای مناطق دگرسانی در ایران براساس واحدهای دگرسان شده استر (ASTER).

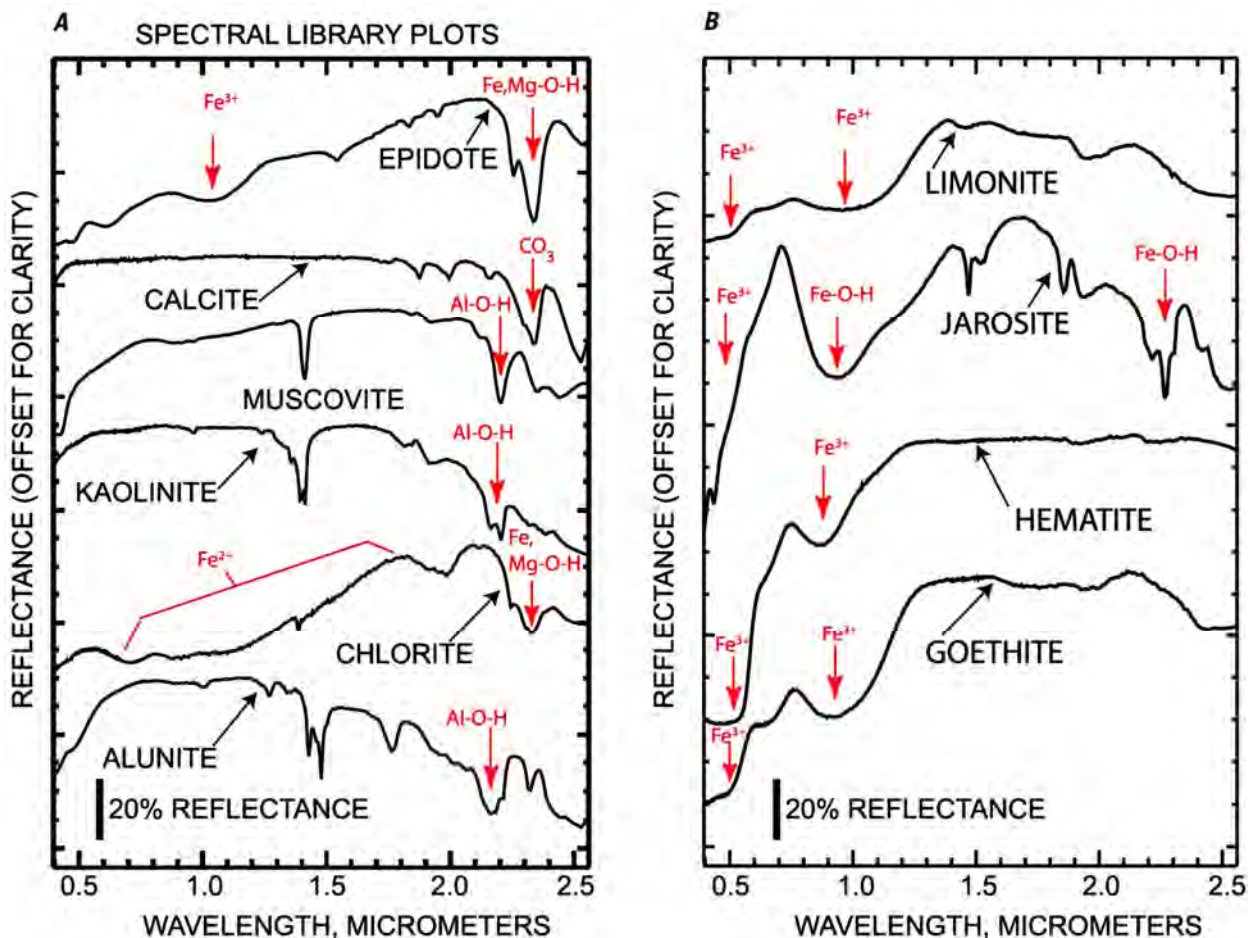
دگرسان شده گرمابی همراه با کانسارهای مس پورفیری استفاده شده‌اند. طیف‌سنج‌های فضایی تصویربرداری چندطیفی مانند نقشه‌بردار موضوعی لندست (TM)، نقشه‌بردار موضوعی پیشرفته لندست (ETM+) و استر (ASTER) دارای پوشش جهانی بوده و برای نقشه‌برداری دگرسانی گرمابی و کانسارهای مس پورفیری مورد استفاده قرار گرفته‌اند (رنجیر و سایرین ۲۰۰۴، مارسو روان ۲۰۰۶ و ۲۰۰۷).

هرچند سنجنده‌های ابرطیفی هوایی نسبت به ابزارهای چندطیفی فضایی دارای پوشش محدودتر هستند (شکل F8)،

سایرین (۱۹۷۱). بنابراین قدرت تفکیک مکانی و طیفی ابزار (سنجنده) دگرسانی‌های سرسیتی، آرژیلیک پیشرفته، پروپلیتیک و سنگ‌های گرمابی غنی از سیلیس با استفاده از خصوصیات طیفی VNIR, SWIR و TIR قابل نقشه‌برداری می‌باشند.

سیستم‌های تصویربرداری چندطیفی و ابرطیفی و نقشه‌برداری کانسارهای مس پورفیری

دو رده سیستم‌های تصویربرداری، انواع فضایی چندطیفی و انواع هوایی ابرطیفی بطور اساسی برای نقشه‌برداری سنگ‌های

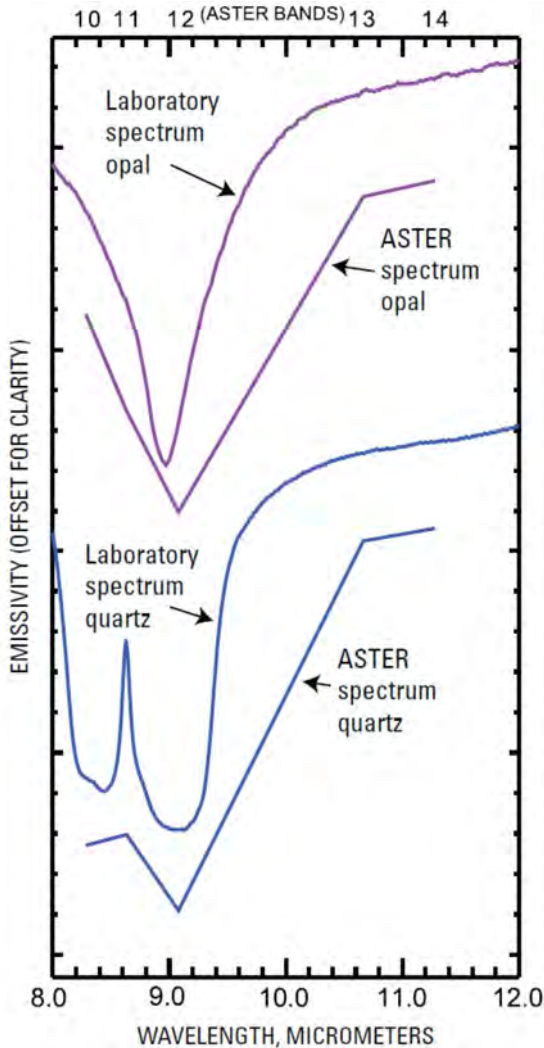


شکل F6 (A) طیف آزمایشگاهی اپیدوت، کلسیت، موسکویت، کائولینیت، کلریت و آلونیت که کانی‌های معمول دگرسانی گرمایی هستند (کلارک و سایرین ۱۹۹۳). آلونیت و کائولینیت در طیف‌های ۲/۱۷ و ۲/۲۰ میکرومتر دارای سیماهای جذب Al-O-H هستند. موسکویت دارای جذب مشخص Al-O-H در ۲/۲۰ میکرومتر و جذب ثانویه در ۲/۳۵ میکرومتر است. کلریت و اپیدوت دارای جذب Fe-Mg-O-H در ۲/۳۲ میکرومتر بوده و یک سیمای جذب وسیع از ۱/۶۵ تا ۰/۶ میکرومتر دارند. کلسیت سیمای جذب عمده CO₃ در ۲/۳۳ میکرومتر دارد. (B) طیف آزمایشگاهی لیمونیت، جاروسیت، هماتیت و گوئیت. لیمونیت، هماتیت و گوئیت دارای سیمای جذب شدید Fe³⁺ در طیف‌های ۰/۸۳ - ۰/۹۷ و ۰/۴۸ میکرومتر هستند. جاروسیت سیمای جذب Fe-O-H در طیف‌های ۰/۹۴ و ۲/۲۷ میکرومتر است. کمان‌های قرمز و برجسب‌ها مشخص‌کننده سیماهای جذب هستند (اصلاح شده بعد از مارس و براون ۲۰۰۶).

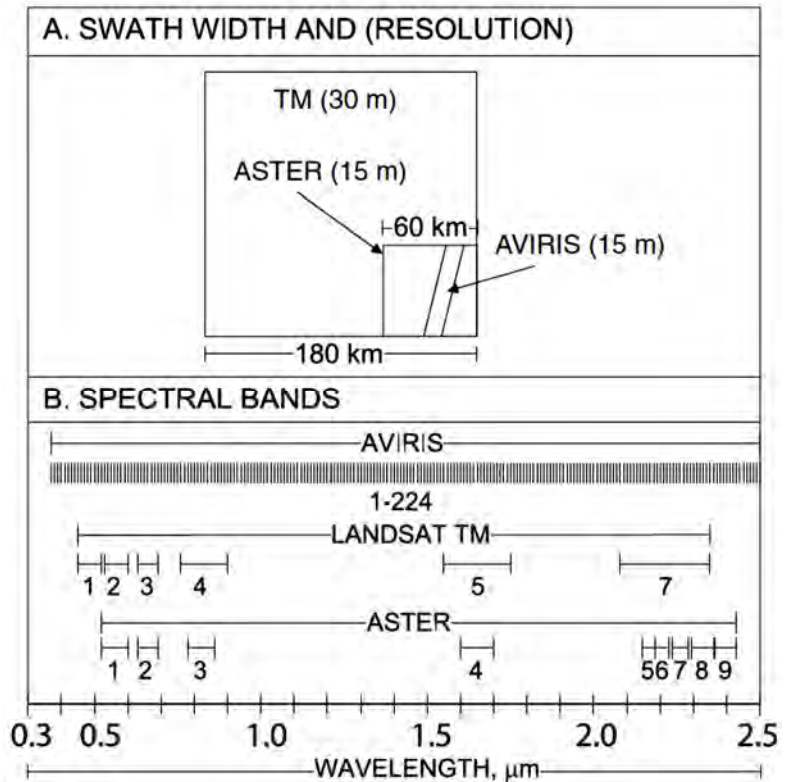
نسبت باندهای (رووان و مارس ۲۰۰۳)، عملگر منطقی (مارس و رووان ۲۰۰۶)، طبقه‌بندی‌کننده آماری (چن و سایرین ۲۰۰۷)، عدم ترکیب طیفی جزئی (برودمن و سایرین ۱۹۹۵) و الگوریتم‌های طیفی دارای شکل بهینه (رووان و مارس ۲۰۰۳) و برگر و سایرین (۲۰۰۳) نقشه‌برداری شده‌اند.

لندست TM و ETM+ دارای شش باند طیفی (باندهای ۱ تا ۶ و باند ۷) است که از محدوده ۰/۴ تا ۲/۵ میکرومتر با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر گسترش دارند (شکل F8). باند ۶

سنجنده‌های ابرطیفی هوایی مثل HYmap و طیف‌نگار تصویری مادون قرمز/ مرئی هوایی (AVIRIS) نسبت به سنجنده‌های چندطیفی مثل استر و لندست دارای قدرت تفکیک طیفی بیشتری بوده و می‌توانند انواع زیادی از کانی‌های گرمایی همراه با کانسارهای مس پورفیری را نقشه‌برداری کنند (اشکال F8 و F9 برگر و سایرین ۲۰۰۳). سنگ‌های دگرسان شده گرمایی که حاوی مجموعه‌های کانی با خصوصیات جذب طیفی مشخصی هستند در مجموعه داده‌های ابرطیفی و چندطیفی با استفاده از



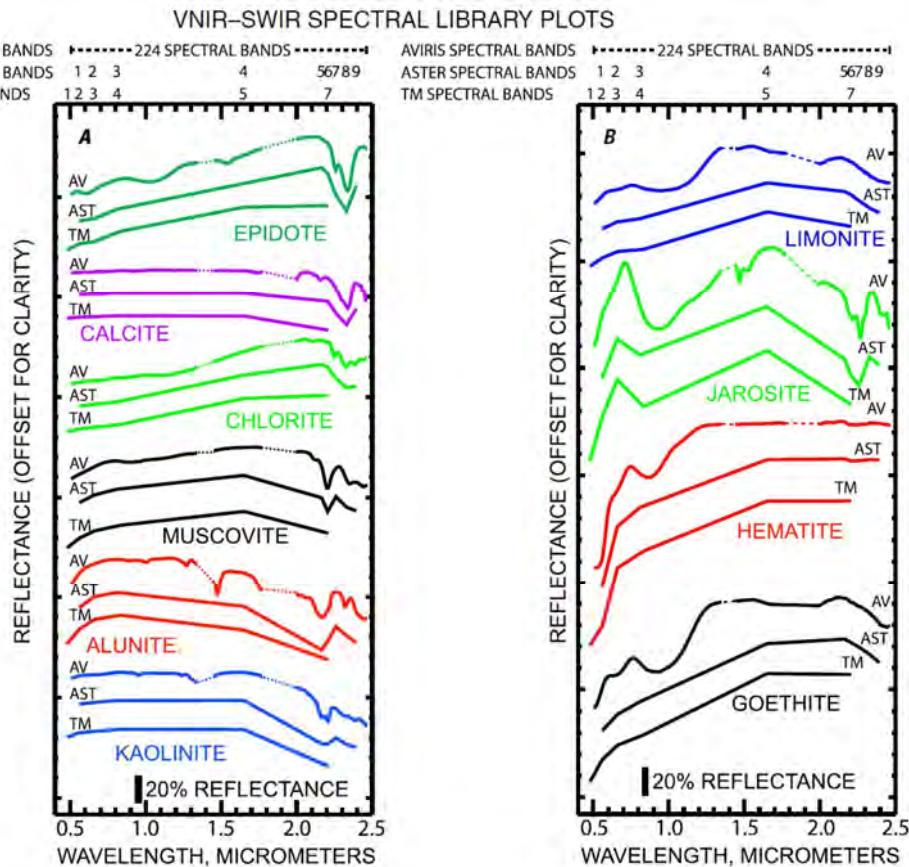
شکل F7. طیف آزمایشگاهی کوارتز و اوپال در تفکیک‌پذیری طیفی کامل TIR (۲۶۰۰ بانده) و نمونه‌برداری شده مجدد برای تفکیک‌پذیری طیفی ASTER TIR (۵ بانده).



شکل F8. مقایسه خصوصیات طیفی و مکانی تصویر استر، AVIRIS و نقشه‌بردار موضوعی لندست (VNIR و SWIR): (A) پهنای نوار خط پرواز (Swath) و تفکیک‌پذیری مکانی. بانده ۵ و ۷ لندست TM در ۶ بانده VNIR و SWIR دارای تفکیک‌پذیری ۳۰ متری بوده و بانده ۷ TM در تک بانده پانکروماتیک دارای قدرت تفکیک ۱۵ متری می‌باشد. تفکیک‌پذیری ASTER VNIR ۱۵ متر و SWIR ۳۰ متر است. داده‌های AVIRIS ارتفاع بالا و نوارهای با پهنای ۱۱ کیلومتر ۲۰ متر بوده و در نوارهای دارای ۲/۵ کیلومتر پهنای داده‌هایی با قدرت تفکیک ۵ متر قابل دستیابی است. (B) باندهای طیفی (نقل از رووان و سایرین ۲۰۰۳).

ناحیه‌ای توده‌های نفوذی که با کانسارهای مس پورفیری همراه هستند استفاده کرده‌اند (رینز ۱۹۷۸، رووان و وتلوفر ۱۹۸۱، آبرامز و براون ۱۹۸۴، آبرامز و سایرین ۱۹۸۳). باندهای ۱ تا ۴ لندست خصوصیات جذبی Fe^{+3} کانی‌های سوپرژن شامل لیمونیت، گوئیتیت و هماتیت را بسط داده‌اند (اشکال F7 و F9B). سنگ‌های دارای ناهنجاری غنی از لیمونیت با استفاده از باندهای ۱ تا ۳ اسکنر چند طیفی لندست که نشان‌دهنده بالقوه کانسارهای سوپرژن است

لندست TM و ETM+ یک بانده حرارتی با قدرت تفکیک ۱۲۰ متر برای TM و ۶۰ متر برای ETM+ می‌باشد که برای بررسی‌های سنگ دگرسان شده بطور وسیع مورد استفاده قرار نگرفته‌اند. یک ابزار قدیمی‌تر لندست بنام اسکنر چندطیفی دارای چهار بانده مشابه باندهای ۱ تا ۴ TM و ETM+VNIR با قدرت تفکیک ۷۹ متر است. محققین متعدد از تصاویر ترکیبی رنگ کاذب لندست برای شناسایی تظاهرات ژئومورفولوژیکی و خصوصیات ساختاری



شکل F9. A) جفت‌های طیفی نمونه‌برداری مجدد کانی‌های اپیدوت، کلسیت، موسکویت، کائولینیت، کلریت و آلونیت در VNIR-SWIR (AVIRIS (AV), ASTER (AST) و TM-ETM+ AVIRIS. دارای ۲۲۴ باند بوده، ASTER ۹ باند داشته، لندست TM و ETM+ در محدوده ۰/۴ تا ۲/۵ میکرومتر دارای ۶ باند می‌باشند. خط‌تیره‌های موجود در طیف AVIRIS نشان‌دهنده محدوده‌های طیفی جذب اتمسفری می‌باشد. B) جفت‌های طیفی نمونه‌برداری مجدد لیمونیت، جاروسیت، هماتیت و گوئیت (AVIRIS (AV), VNIR-SWIR AVIRIS (AV), ASTER (AST)، لندست TM-ETM+ AVIRIS ۲۲۴ باند، ۹ باند ASTER و لندست TM-ETM+ دارای ۶ باند در محدوده ۰/۴ تا ۲/۵ میکرومتر می‌باشند. خطوط تیره در طیف AVIRIS نشان‌دهنده مناطق طیفی جذب اتمسفری می‌باشند.

نقشه‌برداری سنگ‌های دارای دگرسانی آرژیلیک پیشرفته، سرسیت و پروپیلیتیک همراه با کانسارهای مس پورفیری استفاده شده‌اند (آبرامز و سایرین ۱۹۸۳، اوت و سایرین ۲۰۰۶). علاوه بر این سنگ‌های دارای دگرسانی ترکیبی پروپیلیتیک، آرژیلیک پیشرفته و سرسیتی همراه با کانسارهای مس پورفیری با استفاده از داده‌های TM-ETM+ و اجزاء اصلی بطور موفقیت‌آمیزی نقشه‌برداری شده‌اند (اوت و سایرین ۲۰۰۶، رنجبر و سایرین ۲۰۰۴). هرچند بخاطر اینکه لندست TM و باند ۷ ETM+ تنها باندی است که تمام خصوصیات جذب SWIR آرژیلی، سرسیتی و پروپیلیتی را بسط داده است، مشخص نمودن انواع مختلف سنگ‌های دگرسان شده بصورت طیفی امکان‌پذیر نمی‌باشد (اشکال F7 و F9).

نقشه‌برداری شده است (رووان و سایرین ۱۹۷۴، اشمیت ۱۹۷۶، کرون و سایرین ۱۹۷۸، رینز ۱۹۷۸). اگرچه سنگ‌های غنی از Fe^{+3} که با کانسارهای گرمابی در ارتباط نیستند فراوان بوده و می‌توانند سنگ‌های سوپرژن لیمونیتی را پنهان کنند. لندست TM و باند ۷ لندست ETM+ در محدوده ۲/۲ میکرومتر متمرکز بوده، خصوصیات جذب CO همراه با آلونیت، کائولینیت، موسکویت، اپیدوت، کلریت و کلسیت را گسترش داده است (اشکال F7 و F9). طیف TM و ETM+ آلونیت، کائولینیت، موسکویت و کلسیت ۵ بدلیل جذب‌های AL-O- و H CO انعکاس پایین‌تری را در باند ۷ نسبت به باند ۵ نشان می‌دهند. بنابراین نسبت باند ۵/۷ TM و ETM+ بطور معمول برای

از داده‌های نسبت بانندی ASTER TIR (10*12)/(11*11) تهیه نقشه شده است (توماسو و روبین اشتاین ۲۰۰۷). نقشه‌های کانی ASTER از مطالعات قبلی نشان‌دهنده این می‌باشد که کانسارهای مس پورفیری که از لحاظ ساختاری دچار بهم ریختگی نشده‌اند بطور مشخص بوسیله ساختارهای دایره‌ای تا بیضوی سنگ‌هایی که بصورت سرسیتی و آرژیلیک پیشرفته دگرسان شده‌اند (شکل F10 مارس و رووان ۲۰۰۶، رووان و سایرین ۲۰۰۶، توماسو و روبین اشتاین ۲۰۰۷).

AVIRIS ۲۲۴ باندهای طیفی را از ۰/۳۵ تا ۲/۵ میکرومتر اندازه‌گیری می‌کند (شکل F8). داده‌های ارتفاع بالای AVIRIS دارای پهنای خط پرواز ۱۰ کیلومتر با قدرت تفکیک ۲۰ متر است، در حالیکه داده‌های AVIRIS ارتفاع پایین دارای پهنای خط پرواز حدود ۱ کیلومتر و قدرت تفکیک ۵ متر است. قدرت تفکیک طیفی داده‌های AVIRIS برای تهیه نقشه کانی‌های دگرسانی با خصوصیات طیفی AL-O-H, Fe, Mg-O-H و CO₃ آرژیلیک پیشرفته (آلونیت، کائولینیت، سرسیتی (موسکویت) و پروپیلیتیک (اپیدوت، کلریت، کلسیت) به اندازه کافی می‌باشد (شکل F9 برگر و سایرین ۲۰۰۳، چن و سایرین ۲۰۰۷، کانینگهام و سایرین ۲۰۰۵، رووان و سایرین ۲۰۰۳). چندین کانسار مس پورفیری در کوه‌های پاتاگونیا با استفاده از داده‌های ارتفاع بالای AVIRIS نقشه‌برداری شده‌اند (برگر و سایرین ۲۰۰۳). نقشه‌برداری کانی AVIRIS ترکیب شده با الگوریتم‌های طیفی خصوصیت بهینه نشان‌دهنده کانی‌های آرژیلیک، سرسیتی و اکسید آهن (هماتیت و گوئیت) همراه با کانسارهای دگرسان شده سوپرژن می‌باشند (برگر و سایرین ۲۰۰۳).

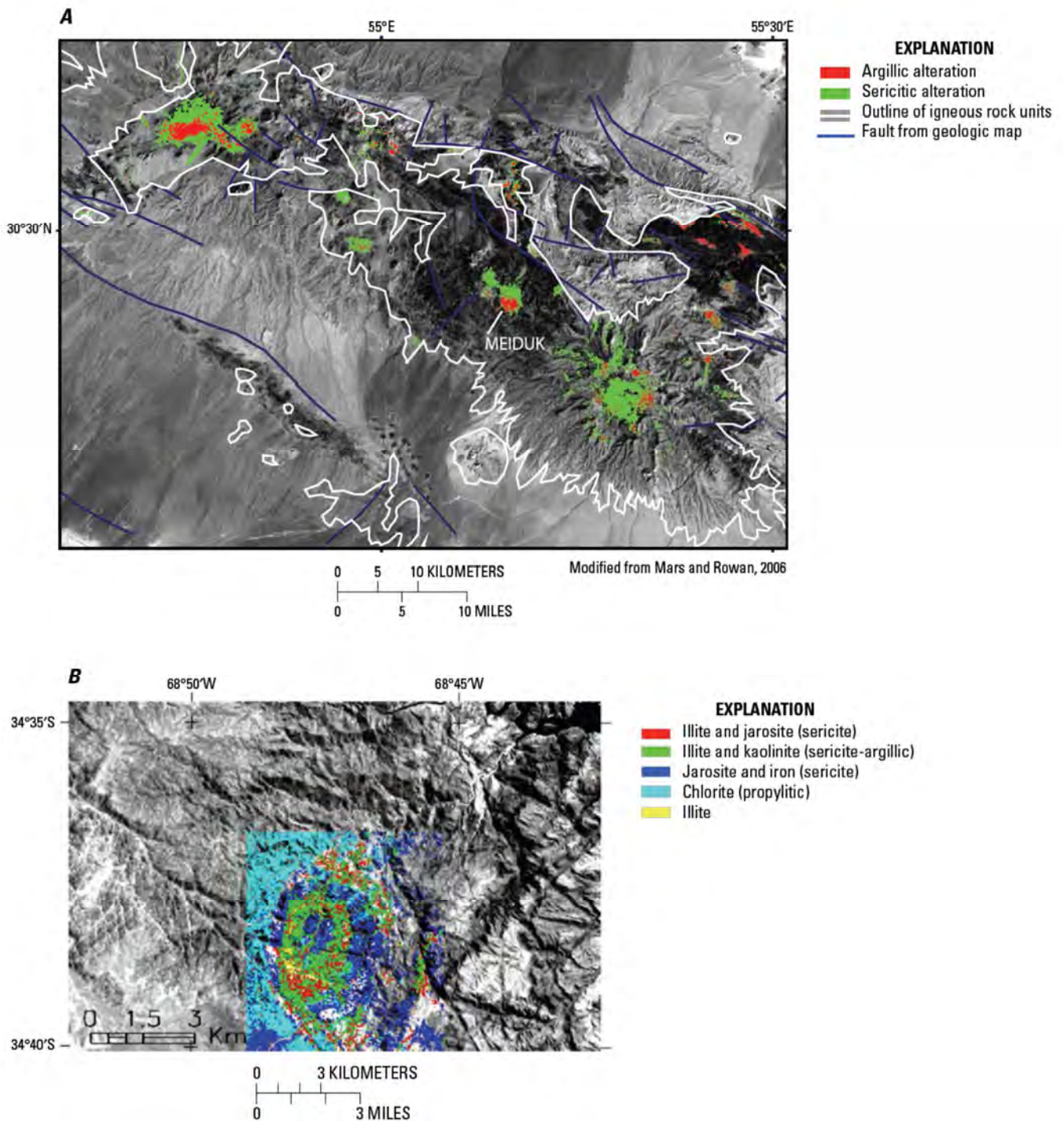
مطالعه موردی - نقشه‌برداری سنگ‌های دگرسان شده در ناحیه سرچشمه ایران با استفاده از داده‌های ASTER

منطقه مورد مطالعه بخشی از مجموعه قوس ماگمایی ارومیه - دختر واقع در جنوب ایران می‌باشد که بعنوان قوس ماگمایی آند تقسیم‌بندی می‌گردد (شکل F11 علوی ۱۹۸۱، بربریان و سایرین ۱۹۸۲). بخش شمال غربی قوس ماگمایی ارومیه - دختر محصول فرورانش صفحه اقیانوسی فرورانده شده تیس به زیر خرد قاره ایران است که بوسیله برخورد صفحات عربی و اوراسیا دنبال شده

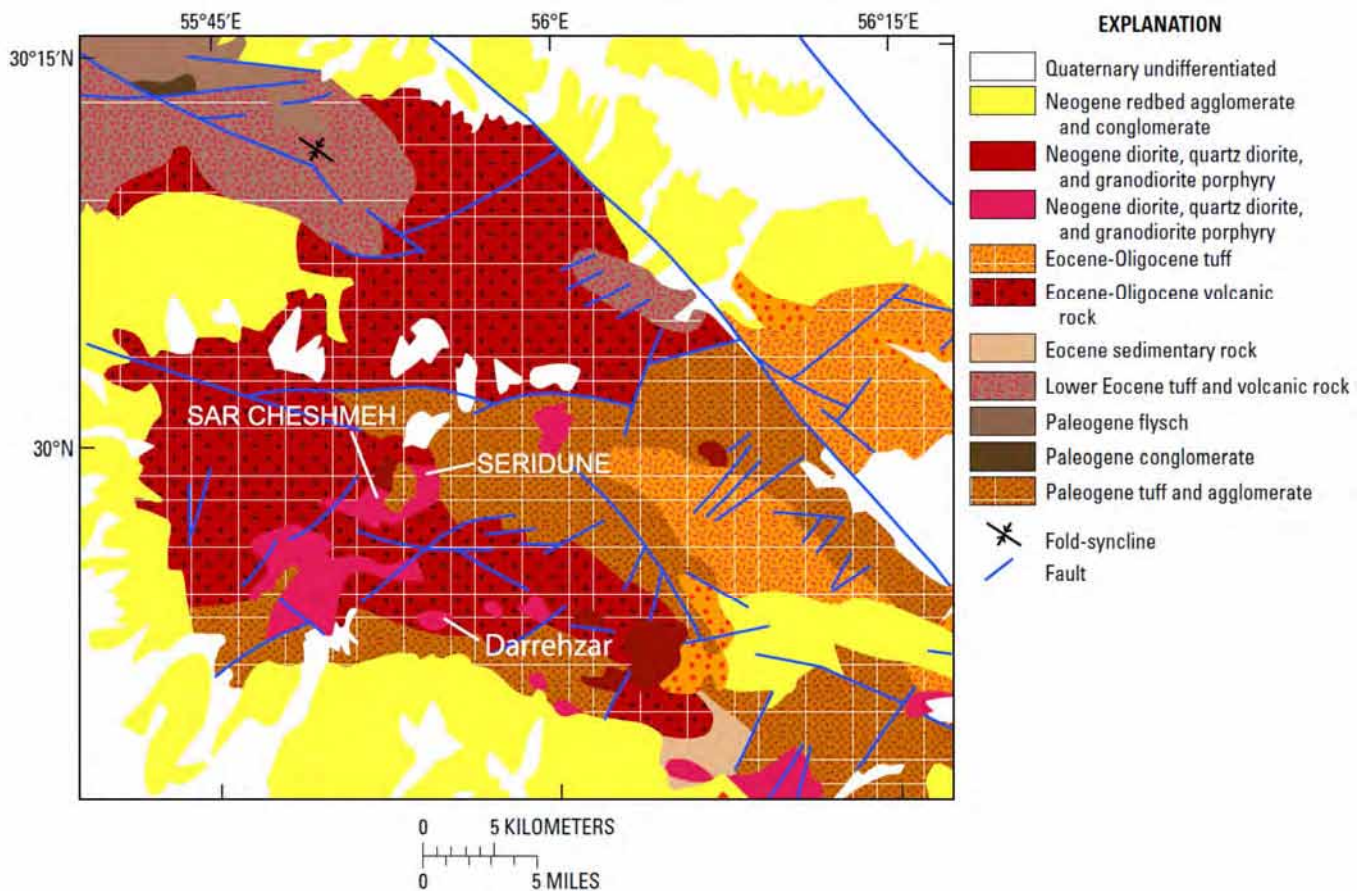
اندازه‌گیری‌های ASTER منعکس‌کننده تشعشع در ۳ باندهای محدوده طول موج ۰/۵۲ تا ۰/۸۶ میکرومتر (SWIR)، ۶ باندهای محدوده ۱/۶ تا ۲/۴۳ میکرومتر و ۵ باندهای محدوده ۸/۱۲۵ تا ۱۱/۶۵ میکرومتر طول موج (TIR) به ترتیب با قدرت تفکیک ۱۵، ۳۰ و ۹۰ متر می‌باشند (جدول F1 فوجیسادا ۱۹۹۵). همچنین ASTER دارای یک تلسکوپ VNIR با دید روبه عقب با قدرت تفکیک ۱۵ متر می‌باشد. پهنای خط پرواز ۶۰ کیلومتر بوده و توانایی نقطه‌برداری با دید کلی خط عرضی دور از خط عمود (off-nadir) ASTER تا ۲۳۲ کیلومتر می‌رسد (فوجیسادا ۱۹۹۵).

داده‌های ASTER SWIR دارای قدرت تفکیک طیفی مناسب برای توضیح علائم طیفی مختلف برای آرژیلیک پیشرفته (کائولینیت، آلونیت)، سرسیتی (موسکویت)، پروپیلیتیک (اپیدوت، کلریت، کلسیت) و مجموعه‌های کانی سوپرژن می‌باشد (شکل F9). نسبت‌های بانندی ASTER SWIR مثل 6/(5+7) و 8/(7+9) به ترتیب برای نقشه‌برداری جذب AL-O-H در سنگ‌های سرسیتی و جذب CO₃ در سنگ‌های پروپیلیتیک استفاده شده است (رووان و سایرین ۲۰۰۳). لگاریتم‌های عملگر منطقی از باندهای ASTER 4/6، 5/6 و 7/6 برای نقشه‌برداری سنگ‌های دگرسانی سرسیتی تا آرژیلیک بکار رفته‌اند (مارس و رووان ۲۰۰۶). دگرسانی سرسیتی، آرژیلیک پیشرفته و کانی‌های سوپرژن کائولینیت و جاروسیت کانسارهای مس پورفیری با استفاده از داده‌های ASTER VNIR-SWIR و الگوریتم‌های طیفی دارای شکل بهینه مورد نقشه‌برداری قرار گرفته‌اند (مارس و رووان ۲۰۰۶، توماسو و روبین اشتاین ۲۰۰۷).

داده‌های ASTER TIR دارای قدرت تفکیک طیفی کافی برای تشخیص خصوصیت پرتوهای باقی‌مانده (restrahlen) کوارتز می‌باشد که در نقشه‌برداری طیفی استفاده می‌گردد (شکل F7 رووان و مارس ۲۰۰۳). یک ترکیب بانندی ASTER TIR 13/12 و الگوریتم طیفی خصوصیت بهینه برای نقشه‌برداری سنگ‌های غنی از سیلیس همراه با کانسار رکو دیک (Reko Diq) در پاکستان مورد استفاده قرار گرفته است (شکل F7. رووان و سایرین ۲۰۰۶). به علاوه سنگ‌های سیلیسی شده و دارای دگرسانی پتاسیک همراه با کانسار مس پورفیری اینفرنیلو (Infernillo) در آرژانتین با استفاده



شکل F10. A) باند ۷ TM با سنگ‌های دارای دگرسانی آرژیلیک و سرسیتی منطقه اطراف معدن مس میدوک در ایران. واحدهای آرژیلیک و سرسیتی در میدوک و مناطق دارای پتانسیل مس پورفیری دارای الگوی دایره‌ای تا بیضوی می‌باشند. B) نقشه کانی‌های دگرسانی کانسار مس پورفیری اینفیرنیلو (Infiernillo) در آرژانتین. نتایج روش‌های نقشه‌برداری با استفاده از داده‌های ASTER VINIR-SWIR و تقسیم‌بندی نقشه‌بردار زاویه طیفی که بر روی باند ۲ ASTER قرار داده شده است. رنگ‌های متفاوت نشان‌دهنده مخلوط‌های متفاوت کانی‌های دگرسانی می‌باشد. ایلیت و جاروسیت (قرمز)، ایلیت و کائولینیت (سبز) و جاروسیت و آهن (آبی) بعنوان کانی‌های دگرسانی سرسیتی و آرژیلیک تفسیر شده‌اند. کلریت (نیلی) بعنوان دگرسانی پروپیلیتیک تفسیر شده است. کانی‌های دگرسانی که بوسیله ASTER نقشه‌برداری شده‌اند یک الگوی متمایز، دایره‌ای و دارای منطقه‌بندی را تشکیل می‌دهند (اصلاح شده بعد از توماسو و روبن اشتاین ۲۰۰۷).



شکل F11. نقشه زمین‌شناسی منطقه سرچشمه و سریدون (اصلاح شده بعد از هوبر ۱۹۶۹).

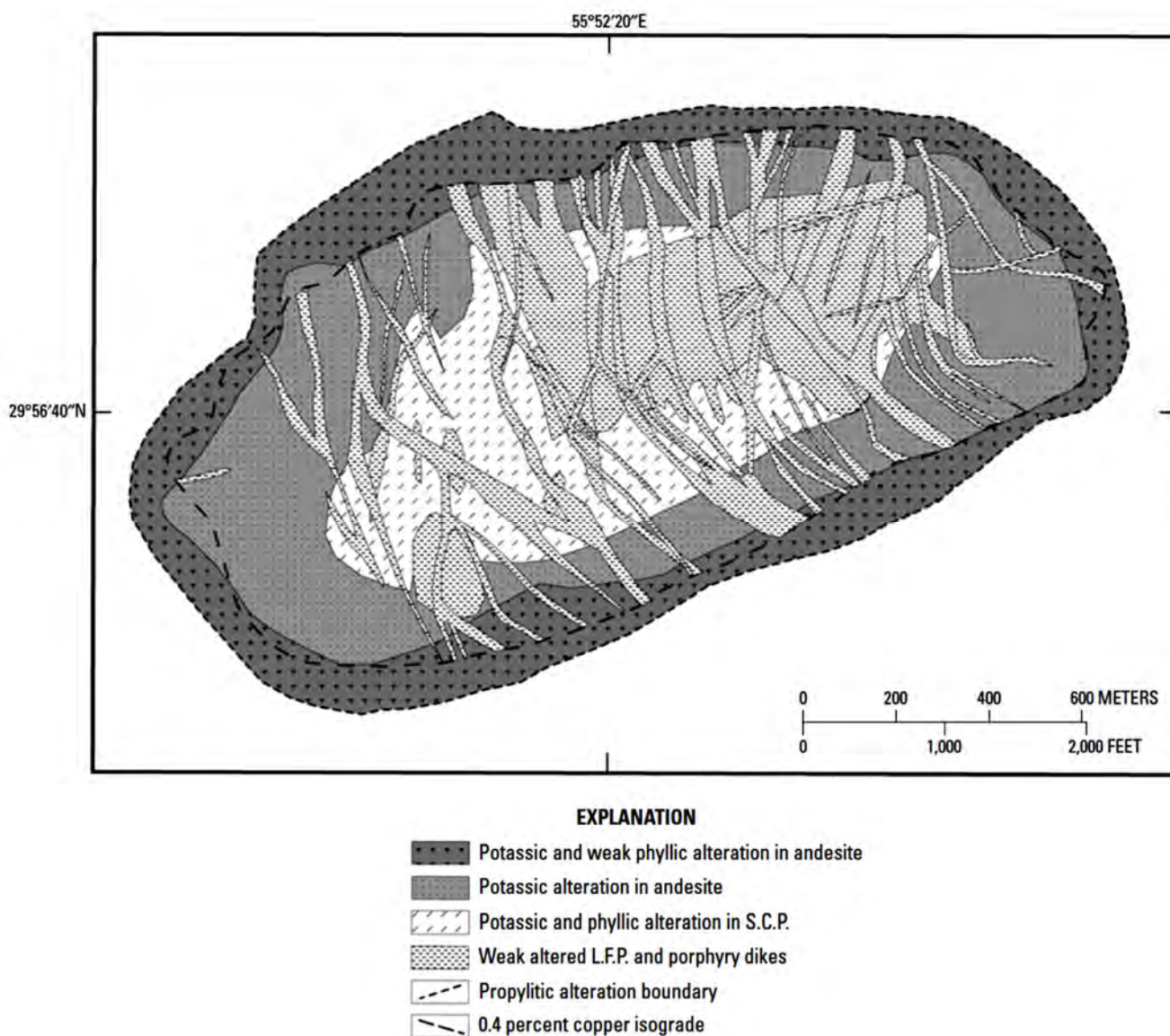
می‌باشند مورد نفوذ قرار گرفته‌اند (شکل F11 هوبر ۱۹۶۹، حسن‌زاده ۱۹۹۳). سنگ‌های نفوذی دیگر شامل گرانیت، گابرو بوده و سنگ‌های آتشفشانی شامل بازالت، آندزیت و داسیت هستند که بصورت جریان‌های گدازه و جریان‌های پیروکلاستیک فوران پیدا کرده‌اند (هوبر ۱۹۶۹، حسن‌زاده ۱۹۹۳). بیشتر آتشفشانی در زمان ائوسن تا میوسن اتفاق افتاده است (هوبر ۱۹۶۹، دیمتریویچ ۱۹۷۳، هیجان ۱۹۷۷، عمیدی ۱۹۸۴). کانی‌زایی عمده از زمان میوسن تا پلیوسن اتفاق افتاده، کانسارهای مس پورفیری و کانسارهای رگه‌ای بوجود آمده‌اند. روابط قطع‌شدگی بین توده‌های نفوذی و لایه‌های رسوبی بخش‌های آذرین همراه با تعیین سن سنگ‌های آتشفشانی نشان می‌دهد که قوس ماگمایی از اواخر ژوراسیک تا زمان حال فعال بوده است (نبوی ۱۹۷۲).

است (رگارد و سایرین ۲۰۰۴). کانسارهای مس پورفیری بزرگ در محدوده شامل سرچشمه در یک توده نفوذی کوارتز مونوزودیوریتی و میدوک در نفوذی کوارتز دیوریتی می‌باشند (حسن‌زاده ۱۹۹۳، هزارخانی ۲۰۰۶). تخمین زده شده که کانسار سرچشمه حدود ۱۲۰۰ میلیون تن مس با عیار ۱/۲ درصد داشته و دارای مقادیر قابل توجهی مولیبدن (۰/۰۳ درصد) و طلا (۳۲۴ تن سینگر و سایرین ۲۰۰۸) می‌باشد. منطقه مورد مطالعه ASTER شامل کانسارهای مس پورفیری شناخته شده سرچشمه، معدن دره‌زار و اندیس سریدون می‌باشد (شکل F11).

سنگ‌ها در سرچشمه یک توالی آندزیت‌های بازالتی کالک آلکالن ائوسن و سنگ‌های آتشفشانی شوشونیتی به سن الیگوسن می‌باشند که بوسیله توده‌های کوارتز دیوریت، کوارتز مونوزونیت و گرانودیوریت نئوژن که حاوی کانسارهای مس پورفیری

می‌دهد که بصورت پتاسیک و سرسیت دگرسان شده و توده داسیت پورفیری که بوسیله دگرسانی خارجی تر پتاسیک و پروپلیتیک در آندزیت‌ها احاطه شده است (شکل F12، هزارخانی ۲۰۰۶، واترمن و همیلتون ۱۹۷۵). برخی از سنگ‌های غنی از کائولینیت بصورت بخشی از پتوی سوپرژن یا بصورت سنگ‌های هیپوژن دارای دگرسانی آرژیلیک تا عمق ۲۵۰ متری زیر سطح فرسایش قبل از معدنکاری نقشه‌برداری شده‌اند (هزارخانی ۲۰۰۶).

کانسار سرچشمه در حدود ۱۳/۶ میلیون سال پیش تشکیل شده است (هزارخانی ۲۰۰۶، واترمن و همیلتون ۱۹۷۵). سنگ‌های تشکیل‌دهنده کانسار مس پورفیری سرچشمه از آندزیت‌هایی تشکیل شده‌اند که بوسیله توده‌های گرانودیوریت تا کوارتز مونزونیتی مورد نفوذ واقع شده و خود این توده‌ها بوسیله دایک‌های داسیت پورفیری قطع شده‌اند (شکل F12). نقشه‌های دگرسانی گرمابی معدن سرچشمه یک هسته داخلی تر با ترکیب گرانودیوریت تا کوارتز مونزونیت را نشان



شکل F12. نقشه دگرسانی و زمین‌شناسی دارای جزئیات کانسار سرچشمه، ایران (اصلاح شده بعد از واترمن و همیلتون ۱۹۷۵، هزارخانی ۲۰۰۶). SCP معادل سرچشمه پورفیری بوده و LFP لاتیت فلدسپات پورفیری است.

تصاویر ASTER از مناطق مخصوص اصلاح تصاویر در کوپریت (Cuprite) و یرینگتون (Yeringtin) نوادا و کوه پاس (Pass) در کالیفرنیا و طیف‌های آزمایشگاهی (دوباره نمونه برداری شده برای گذرهای باند ASTER) برای تعیین نسبت‌ها و مقادیر انعکاسی باند جهت محدود کردن الگوریتم‌های عملگر منطقی آرژیلیک (a)، سرسیتی (b) و پروپیلیتیک (c) مورد ارزیابی قرار گرفتند.

- (a) ((float(b3)/b2) le 1.35) and (b4 gt 2600) and ((float(b4)/b6) gt 1.37) and ((float(b5)/b6) le 1.089) and ((float(b7)/b6) ge 1.03)
 (b) ((float(b3)/b2) le 1.35) and (b4 gt 2600) and ((float(b4)/b6) gt 1.37) and ((float(b5)/b6) gt 1.089) and ((float(b7)/b6) ge 1.03)
 (c) ((float(b3)/b2) le 1.35) and (b4 gt 2600) and ((float(b7)/b8) gt 1.11) and ((float(b9)/b8) ge 1.01)

همه سه الگوریتم عملگر منطقی پوشش سبز را بوسیله خصوصیت جذبی کلروفیل در ۰/۶۵ میکرومتر با استفاده از نسبت باند ۳ به ۲ ASTER (a, b و c) می‌پوشانند. واحدهای تصویری شلوغ با استفاده از یک حد آستانه باند ۴ (a, b و c) از تمام عملگرهای زمین‌شناسی حذف گردیده است. عملگرهای منطقی آرژیلیک و سرسیتی (a و b) خصوصیات جذب AL-O-H را در محدوده ۲/۱۶۵ تا ۲/۲ میکرومتر با استفاده از نسبت‌های ۴/۶، ۵/۶ و ۷/۶ تهیه نقشه نموده‌اند. عملگر منطقی پروپیلیتیک (c) خصوصیت جذب Fe, CO₃ و Mg-O-H را با استفاده از نسبت‌های باند ۷/۸ و ۹/۸ نقشه برداری نموده است.

نسبت باند ۱۳/۱۲ داده‌های AST_05 TIR برای تهیه نقشه سنگ‌های غنی از سیلیس استفاده شده است. به منظور تعیین سنگ‌های غنی از سیلیس در نسبت باند ۱۳/۱۲ تصویر دارای مقیاس خاکستری یک مقدار آستانه مقادیر نسبت بیشتر از ۱/۰۷۵ برای داده‌ها بکار رفت. مقدار آستانه از نقشه برداری سنگ‌های سیلیسی شده با استفاده از نسبت‌های ۱۳/۱۲ در مناطق استاندارد گولد فیلد (Goldfield) کوپریت نوادا تعیین شده است.

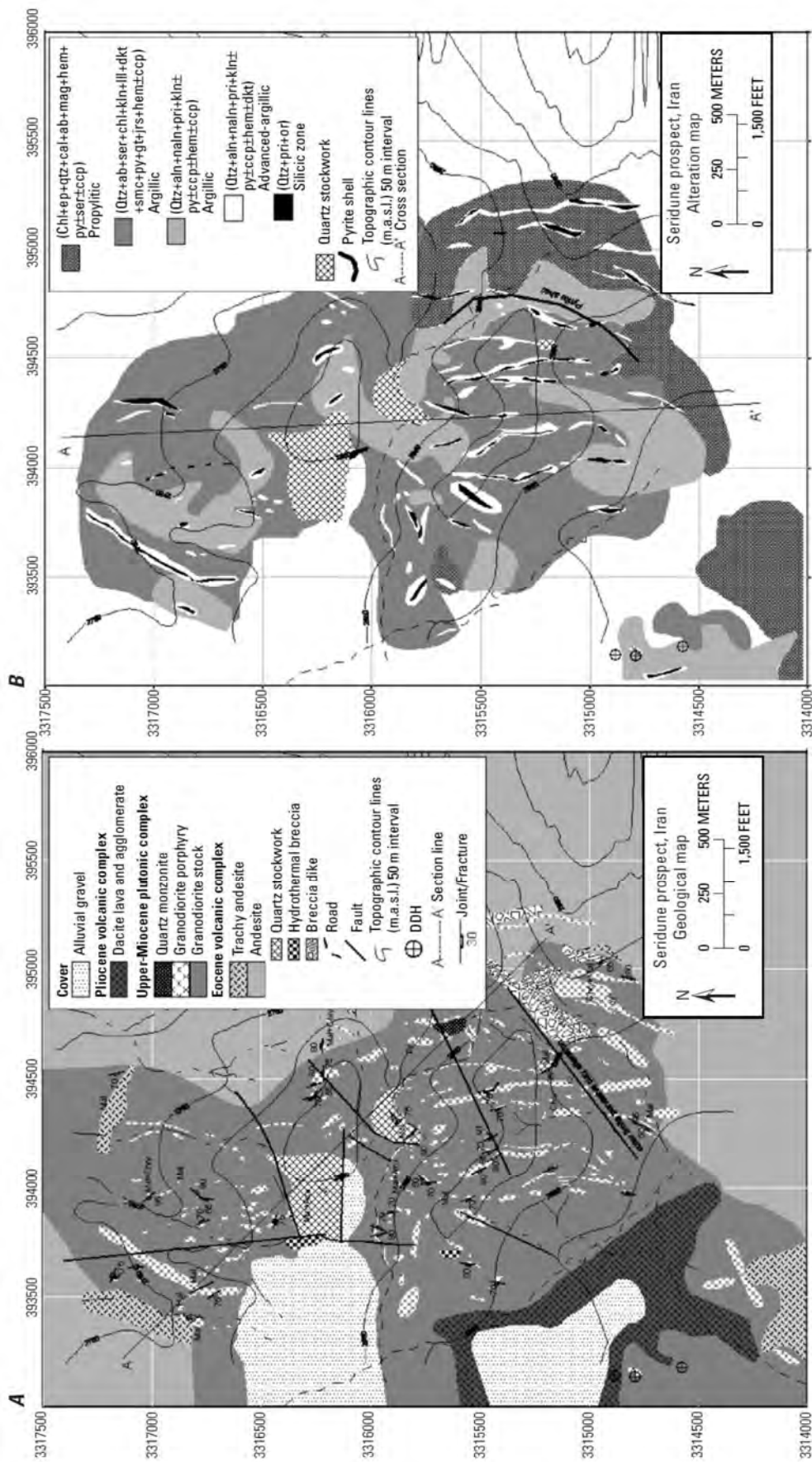
یک تصویر ترکیبی رنگ کاذب ASTER SWIR با استفاده از باندهای ۴، ۶ و ۸ به ترتیب در رنگ‌های قرمز، سبز و آبی (ASTER 468) برای علامت‌گذاری سنگ‌های دارای خصوصیات جذب قوی در محدوده‌های ۲/۲ و ۲/۳۱ تا ۲/۳۲ میکرومتر بطور مثال در سنگ‌های دارای دگرسانی آرژیلیک، سرسیت و پروپیلیتیک

اندیس مس پورفیری سریدون از آندزیت‌های ائوسن و تراکی آندزیتی تشکیل شده که بوسیله گرانودیوریت میوسن بالایی مورد نفوذ قرار گرفته و خود بوسیله دایک‌های پورفیری کوارتز مونزونیت تا گرانودیوریتی قطع شده است (شکل F13B، برزگر ۲۰۰۷). داسیت پلیوسن بعد از کانی‌زایی و گراول‌های کواترنری بخش‌هایی از سنگ‌های آندزیتی و نفوذی را می‌پوشانند. گرانودیوریت‌ها، مونزونیت‌ها و آندزیت‌های مجاور سنگ‌های نفوذی حاوی مناطق دگرسانی آرژیلیک و سرسیتی با هم مخلوط شده بوده و یک منطقه که سنگ‌های آن بصورت پروپیلیتیک دگرسان شده‌اند در جنوب شرقی منطقه وجود دارد (شکل F13B، برزگر ۲۰۰۷). سنگ‌پوش‌های سیلیس با روند شمالی مناطق دگرسانی آرژیلی، سرسیتی و پروپیلیتیک را قطع می‌کنند. یک منطقه از سنگ‌هایی که بصورت آرژیلیک دگرسان شده است سنگ‌پوش‌ها را در حاشیه سنگ‌پوش‌ها قرار داده و رگه‌های استوک ورک کوارتز در بخش مرکزی اندیس قرار دارند (شکل F13B، برزگر ۲۰۰۷).

داده‌ها و استانداردسازی - روش‌های نقشه برداری - تصویر ترکیب رنگی کاذب ASTER

مجموعه داده‌های ASTER که در این مطالعه استفاده شده است شامل داده‌های پرتو AST_Level_1b و داده‌های تشعشعی AST_05 می‌باشند. داده‌های پرتوی VNIR-SWIR AST_Level_1b با استفاده از نرم‌افزار برداشت اتمسفری نسبت به انعکاس استانداردسازی شده‌اند. داده‌های نسبت بانندی TIR از داده‌های انتشاری AST_05 گردآوری شده است.

الگوریتم‌های عملگر منطقی برای تهیه نقشه سنگ‌هایی که بصورت آرژیلیک، سرسیتی و پروپیلیتیک دگرسان شده‌اند در منطقه سرچشمه استفاده شده است. الگوریتم عملگر منطقی از یکسری نسبت‌های بانندی برای تهیه نقشه خصوصیات جذبی طیفی استفاده می‌کند (مارس و رووان ۲۰۰۶). برای هر واحد تصویری الگوریتم عملگر منطقی یکسری از نسبت‌های بانندی را انجام می‌دهد. هر عملگر منطقی بوسیله مقایسه نسبت باند با یک محدوده از قبل تعیین شده حد آستانه برای هر نسبت یک مقدار صحیح یا غلط تعیین می‌کند. تمام نسبت‌های باند در الگوریتم باید به ترتیب درست باشند برای اینکه یک مقدار ۱ به یک بایت از تصویر اختصاص داد شود،



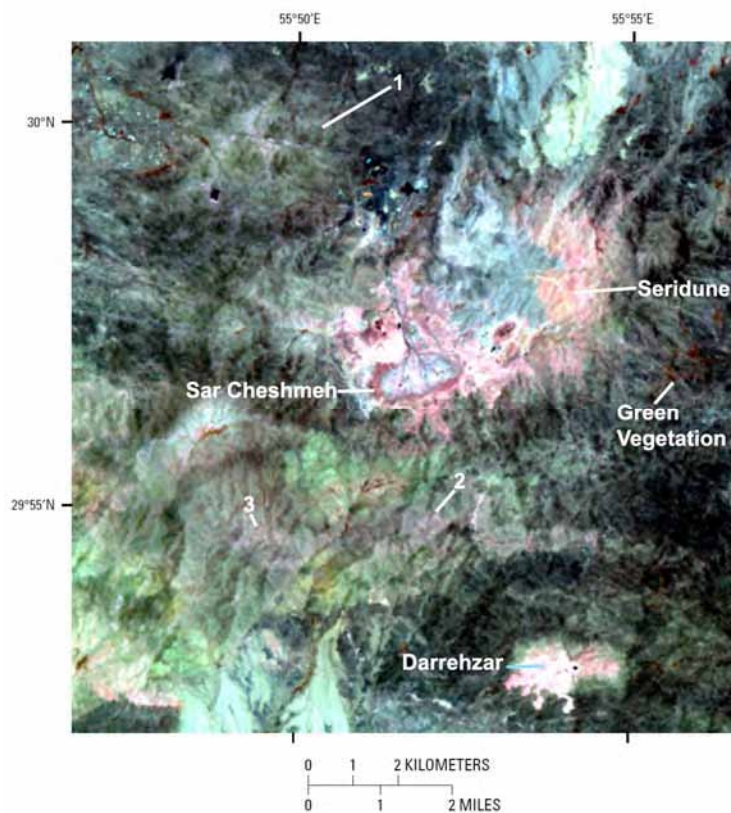
شکل F13. نقشه سنگ‌شناسی تفصیلی اندیس سریدون (نقل از برزگر ۲۰۰۷). (B) نقشه دگرسانی گرمابی اندیس سریدون.

پررنگ شده‌اند. بعلاوه الگوهای خطی سنگ‌های دارای دگرسانی سرسیتی تا آرژیلیک پیشرفته به سمت جنوب شرق و جنوب غرب محدوده شماره ۳ و غرب محدوده شماره ۲ وجود دارد. سنگ‌های دارای دگرسانی پروپیلیتیک منطقه‌ای را اطراف سنگ‌های دارای دگرسانی‌های آرژیلیک پیشرفته و سرسیتی معدن دره زار تشکیل می‌دهند که دارای مرزبندی مشخصی بوده و بطرف شمال با سنگ‌های دارای آرژیلیک پیشرفته و سرسیتی اندیس سریدون هم‌جوار است. یک منطقه وسیع از سنگ‌های پروپیلیتیک بین معادن سرچشمه و دره زار وجود دارد که بطرف غرب گسترش یافته و یک الگوی دایره‌ای از سنگ‌های دارای دگرسانی پروپیلیتیک در شمال غرب سرچشمه وجود دارد (شکل F14 محدوده شماره ۱). بنابراین تصویر ASTER468 نشان‌دهنده الگوهای بیضوی تا دایره‌ای از سنگ‌های دارای دگرسانی آرژیلیک تا سرسیتی است که بوسیله مناطق ناپیوسته تا وسیع سنگ‌های پروپیلیتیک شده در کانسارهای دره زار و سرچشمه، اندیس سریدون و یک ناحیه در سمت شمال غرب سرچشمه احاطه شده‌اند (محدوده شماره ۱).

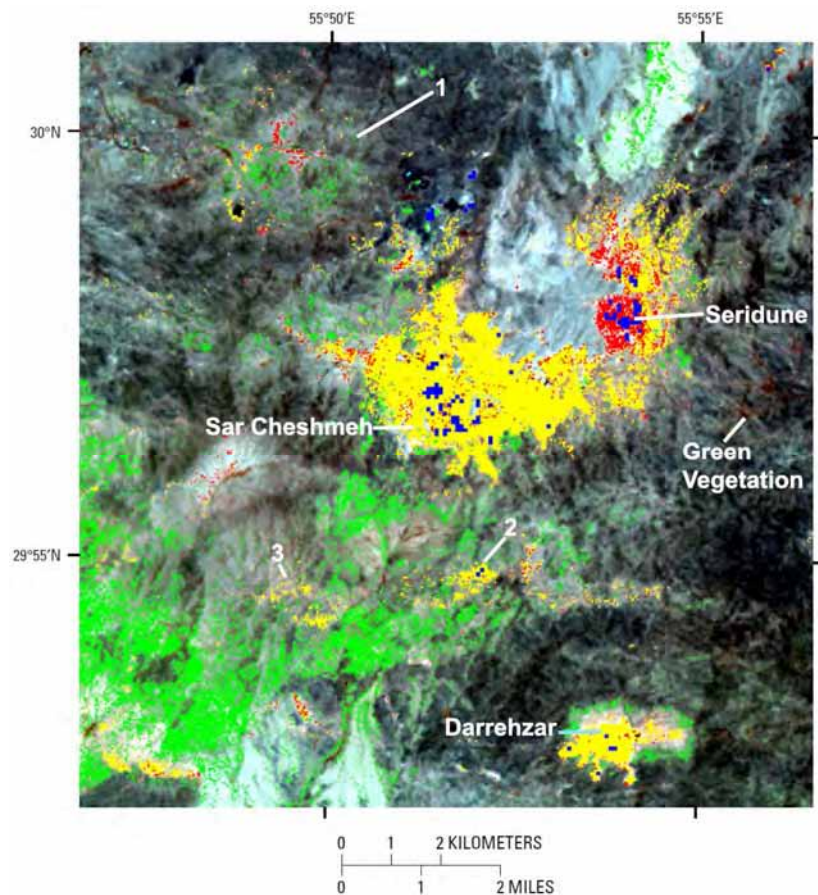
استفاده شده است. تصویر ASTER468 سنگ‌هایی را نشان می‌دهد که دارای جذب قوی در ۲/۲ میکرومتر هستند مانند سنگ‌های دارای دگرسانی آرژیلیک، سرسیتی به رنگ‌های قرمز روشن تا صورتی و سنگ‌هایی که دارای جذب شدید در محدوده ۲/۳۱ تا ۲/۳۲ میکرومتر هستند مانند سنگ‌های دارای دگرسانی سبز پررنگ تا کم‌رنگ (شکل F14). پوشش گیاهی در تصویر ASTER468 بصورت قرمز پررنگ ظاهر می‌گردد (شکل F14).

توصیف و تفسیر تصویر ASTER468 و نقشه کانی‌های دگرسانی ASTER

یک تصویر کاذب ASTER468 نشان‌دهنده هسته‌های بیضوی تا دایره‌ای شکل سنگ‌های دارای دگرسانی سرسیتی و آرژیلیکی در اطراف معدن سرچشمه، اندیس سریدون و معدن دره زار است (شکل F14). مناطق دارای دگرسانی‌های جزئی‌تر آرژیلیک و سرسیتی در تصویر ASTER468 به طرف شمال غرب (شکل F14 محدوده شماره ۱)، جنوب (شکل F14 محدوده شماره ۲) و جنوب غرب (شکل F14 محدوده شماره ۳) معدن سرچشمه



شکل F14. تصویر ترکیبی رنگ کاذب (باند ۴: قرمز، باند ۶: سبز، باند ۸: آبی) از منطقه سرچشمه. مناطق دارای رنگ قرمز تا صورتی شامل دگرسانی‌های آرژیلیک پیشرفته و سرسیتی هستند. مناطق سبز کم‌رنگ تا تیره از سنگ‌های دارای دگرسانی پروپیلیتیک تشکیل شده‌اند.



شکل F15. نقشه کانی‌های ASTER منطقه سرچشمه شامل یک تصویر رنگی کاذب (باند ۴: قرمز، باند ۶: سبز، باند ۸: آبی) و آرژیلیک پیشرفته (قرمز)، سرسیتی (زرد)، پروپلیتیک (سبز) و سنگ‌های سیلیسی (آبی).

پراکنده دارای دگرسانی آرژیلیک پیشرفته است که بوسیله سنگ‌های پروپلیتی شده احاطه شده‌اند. علاوه بر این سنگ‌های غنی از سیلیس در محدوده شماره ۲ وجود دارند. الگوهای خطی سنگ‌های دارای دگرسانی سرسیتی و آرژیلیک پیشرفته در غرب محدوده شماره ۲ و جنوب - جنوب غرب محدوده شماره ۳ نقشه‌برداری شده‌اند که ممکن است نماینده رگه‌ها و حاشیه‌های دگرسانی باشند. سنگ‌های دگرسان شده گرمابی سریدون، سرچشمه، دره زار و محدوده شماره ۲ که بوسیله ASTER نقشه‌برداری شده پیشنهاد می‌کنند که مناطق دگرسان شده گرمابی غنی از سیلیس سنگ‌پوش یا استوک ورک رگه‌های کوارتز می‌باشند (شکل F15). نقشه دگرسانی ASTER نشان‌دهنده یک ناحیه وسیع دگرسانی پروپلیتیک است که مربوط به گرانودیوریت‌ها و کوارتز مونزونیت‌ها در بخش جنوب شرقی منطقه مورد مطالعه است (اشکال F11 و F15).

نقشه‌های دگرسانی ASTER معادن سرچشمه و دره زار با استفاده از الگوریتم‌های عملگر منطقی و نسبت باندی 13/12 (شکل F15) نشان‌دهنده مناطق هسته بیضوی وسیع از سنگ‌های دارای دگرسانی سرسیتی و سنگ‌های نادر دارای دگرسانی آرژیلیک پیشرفته پراکنده و غنی از سیلیس است که سنگ‌های پروپلیتی شده آنها را در بر گرفته‌اند (شکل F15). نقشه‌های دگرسانی سرچشمه و سریدون با نقشه‌های دگرسانی ASTER بخوبی مطابقت دارند (اشکال F12، F13B و F15). اندیس سریدون از یک ناحیه جنوب شرقی آرژیلیک پیشرفته و سنگ‌های دارای دگرسانی گرمابی غنی از سیلیس، یک ناحیه در شمال شرق شامل سنگ‌های دارای دگرسانی آرژیلیک و سرسیتی و یک ناحیه رو به شمال شامل سنگ‌های سرسیتی احاطه شده بوسیله سنگ‌های پروپلیتیک تشکیل شده است (شکل F15). محدوده شماره‌های او ۲ شامل الگوهای بیضوی از سنگ‌های سرسیتی و سنگ‌های

مناطق دایره‌ای تا بیضوی سنگ‌های دارای دگرسانی سرسیت و آرژیلیک است که با سنگ‌های پروپیلیتی شده احاطه شده و مربوط به کانسارهای شناخته شده مس پورفیری مانند سرچشمه، دره زار، سریدون و کانسارهای مس پورفیری بالقوه مانند محدوده‌های شماره ۲ و ۳ می‌باشند (شکل F15). در محدوده شماره ۱ تصویر ASTER468 نشان‌دهنده یک ناحیه دایره‌ای سنگ‌های دارای دگرسانی پروپیلیتی و سنگ‌های کمتر دگرسان شده آرژیلیک و سرسیتیک نشان‌دهنده یک کانسار پورفیری پنهان در عمق است.

همچنین نقشه‌های کانی ASTER مناطق دایره‌ای تا بیضوی سنگ‌های دگرسان شده آرژیلیک و سرسیتی هستند که در برخی موارد حاوی سنگ‌های غنی از سیلیس می‌باشند. مناطق دگرسانی پروپیلیتیک مجاور نواحی دایره‌ای تا بیضوی سنگ‌های دگرسان شده آرژیلیک و سرسیتی قرار دارند. سنگ‌های دارای دگرسانی سرسیتیک وسیع که در سرچشمه، دره زار و محدوده شماره ۲ در مجاورت سنگ‌های پروپیلیتی شده قرار دارند یک سطح عمیق‌تر رخنمون را نسبت به سنگ‌های دارای دگرسانی‌های آرژیلیک و سرسیتی نقشه‌برداری شده وسیع به روش طیفی پیشنهاد می‌کنند. الگوی دایره‌ای سنگ‌های پروپیلیتی شده فراوان با مقادیر کم‌وسعت‌تر سنگ‌های دگرسان شده سرسیتی و آرژیلیک پیشرفته سطح کم‌عمق‌تر رخنمون یک سیستم گرمابی را نسبت به مورد مشابه نقشه‌برداری شده در سریدون پیشنهاد می‌کند. بنابراین این بررسی مفید بودن شناسایی کانسارهای مس پورفیری بالقوه پنهان، انواع دارای رخنمون جزئی و تعیین سطح رخنمون بوسیله نقشه‌برداری طیفی مناطق دگرسانی گرمابی خارجی تر را نشان می‌دهد.

G. خصوصیات کانسنگ هیپوژن

کانسنگ در کانسارهای مس پورفیری سنگی است که در آن غلظت، ارزش، موقعیت و قابلیت بازیافت مس +/ - مولیدن -/ + طلا معدنکاری را تحت شرایط الزامات اقتصادی از پیش تعیین شده امکان‌پذیر می‌سازد. کانسنگ هیپوژن حاوی کانی‌های مس، مولیدن و سایر کانی‌های گرمابی متعددی است که بوسیله سیالات دما بالای ناشی از ماگماها یا گرم شده بوسیله آنها نهشته شده‌اند. واژه‌های کانسنگ هیپوژن و کانسنگ سوپرژن (به بخش J

انواع مختلف سنگ‌های دگرسان شده و توزیع آنها سطوح مختلف سیستم‌های پورفیری رخنمون یافته را در منطقه مورد مطالعه پیشنهاد می‌کند. نقشه دگرسانی سرچشمه (شکل F12) سنگ‌های دارای دگرسانی پتاسیک وسیع را نشان می‌دهد که بوسیله سنگ‌ها پروپیلیتی شده احاطه شده‌اند، در حالیکه نقشه دگرسانی سریدون (شکل F13B) سنگ‌های دگرسان شده گرمابی غنی از سیلیس با دگرسانی وسیع آرژیلیک پیشرفته را نشان می‌دهد. احتمالاً نشان‌دهنده سطوح کم‌عمق‌تر رخنمون نسبت به سرچشمه است (شکل F5 Lowell and Guilbert 1970). همچنین نقشه‌های کانی ASTER سطح رخنمون سیستم‌های پورفیری را پیشنهاد می‌کنند. سرچشمه، سریدون و محدوده شماره ۲ با سنگ‌های سرسیتی شده و غنی از سیلیس (استوک ورک‌های سیلیس) که بوسیله سنگ‌های پروپیلیتیک در برگرفته شده‌اند رخنمون عمیق‌تری از سیستم‌های پورفیری را نسبت به محدوده سریدون پیشنهاد می‌کنند که بیشتر حاوی سنگ‌های آرژیلیک پیشرفته و غنی از سیلیس است (اشکال F4 و F15). در نهایت محدوده شماره ۱ که حاوی مخلوطی از سنگ‌های پروپیلیتیک، آرژیلیک پیشرفته و سرسیتی است نشان‌دهنده رخنمون سطح بالایی یک سیستم پورفیری است (اشکال F6 و F15).

نتایج

سنگ‌های همراه با کانسارهای مس پورفیری که بطور گرمابی دگرسان شده با کمک داده‌های ASTER بطور موفقیت‌آمیزی نقشه‌برداری شدند. داده‌های تشعشع ASTER VNIR-SWIR ASTER_Level_1B برای تهیه نقشه سنگ‌های دارای دگرسانی‌های آرژیلیک پیشرفته، سرسیت و پروپیلیتیک با استفاده از عملگرهای منطقی به انعکاس تبدیل شده، به علاوه یک نسبت باند ASTER TIR13/12 از داده‌های انتشاری AST_05 برای تهیه نقشه سنگ‌های غنی از سیلیس استفاده نموده است.

توزیع مکانی سنگ‌های دگرسان شده گرمابی که بطور طیف نقشه‌برداری و شناسایی شده با استفاده از داده‌های ASTER در سرچشمه ارتباط بسیار خوبی با توزیع و انواع مناطق دگرسان شده در مدل کانسارهای مس پورفیری لاول و گیلبرت (لاول و گیلبرت ۱۹۷۰) دارد. تصویر ASTER468 و نقشه دگرسانی نشان‌دهنده

عیار میانگین نقره در کانسارهای مس پورفیری در سال ۲۰۰۸ که از آنها نقره بازیافت شده است (در حدود یک سوم کانسارها) ۲ گرم بر تن بوده و از ۰ تا ۲۱ گرم بر تن متغیر بوده است (سینگر و سایرین ۲۰۰۸). عیار میانگین ۲۰۰۸ طلا به عنوان محصول فرعی (بازیافت شده از حدود یک سوم کانسارها) ۰/۲۱ گرم بر تن بوده و عیارهای آن از ۰ تا ۱/۳ گرم بر تن متغیر است (سینگر و سایرین ۲۰۰۸). رنیوم نیز به عنوان محصول فرعی از برخی کانسارهای مس پورفیری بازیافت شده است ولی داده‌های مربوط به تولید آن معمولاً در دسترس نیست. داده‌های منتشر شده عیاری که عیارهای هیپوژن و سوپرژن نقره و طلا را از هم تفکیک نماید وجود ندارد.

کانی‌شناسی

کانی‌های عمده هیپوژن مس کالکوپیریت و بورنیت هستند و ممکن است یکی از آنها یا هر دو آنها در همه کانسارها وجود داشته باشند (جدول G1). مولیبدنیت تنها کانی مهم مولیبدن بوده، تقریباً در سه چهارم کانسارهای مس پورفیری یافت می‌شود (جدول G1). مقادیر کمتری مس هیپوژن از دیژنیت، کوولیت، انارژیت و تتراهدريت/تانتیت بازیافت می‌گردد. کوولیت، انارژیت و دیژنیت بیشتر در بخش‌های غنی از پیریت مجموعه دگرسانی آرژلیک پیشرفته تشکیل شده و یا در تعداد کمی از کانسارها حفظ شده‌اند (به بخش I "دگرسانی گرمابی" مراجعه شود). تتراهدريت و تانتیت با هر دو دگرسانی‌های سرسیتی و آرژلیک پیشرفته وجود دارند. تصور بر این است که طلا و نقره در کالکوپیریت و بورنیت وجود داشته و مولیبدنیت حاوی رنیوم است. کانی‌های کانسنگ هیپوژن از لحاظ تکنیکی کانی‌های هیپوژنی هستند که برای محتوای مس \pm مولیبدن \pm طلا بازیافت شده ولی واژه کانی کانسنگ هیپوژن یا کانی کانسنگ بطور وسیعی در یک کانسار بدون توجه به صرفه اقتصادی آن برای کانی‌های مس و مولیبدن بکار می‌رود.

مجموعه‌های کانی

کانی‌های هیپوژن مس و مولیبدن همراه با سایر کانی‌های گرمابی در گروه‌هایی موسوم به مجموعه در صورتیکه تعادل در بین کانی‌های تشکیل‌دهنده گروه شناخته شده یا فرضی باشد وجود

"خصوصیات کانسنگ سوپرژن" (مراجعه شود) ترکیبی از توصیف‌کننده‌های اقتصادی و ژنزی بکار رفته در زمان معدنکاری است البته زمانی که تشخیص داده شود هوازدگی کانی‌های هیپوژن کانی‌های سوپرژن ایجاد نموده و غلظت‌های مس غنی‌شده نزدیک به سطح ایجاد کرده است. از لحاظ تاریخی غنی‌شدگی سوپرژن کانی‌های سولفیدی هیپوژن به کانسنگ سولفید سوپرژن معدنکاری کلی کانسارهای مس پورفیری را از لحاظ اقتصادی امکان‌پذیر ساخته است.

عیار

عیارهای میانگین مس و مولیبدن مربوط به ۲۱۷ کانسار مس پورفیری در سال ۲۰۰۲ به ترتیب ۰/۴۹ و ۰/۰۱۸ درصد بود (سینگر و سایرین ۲۰۰۲). عیار میانگین در سال ۲۰۰۸ مربوطه به ۴۲۲ کانسار مس پورفیری ۰/۴۴ درصد مس بود (سینگر و سایرین ۲۰۰۸). در گردآوری عیارهای مس، مولیبدن، نقره و طلا کانسارهای مس پورفیری عیارهای کانسنگ مس هیپوژن و سوپرژن بطور عادی از هم تفکیک نمی‌گردند، هرچند عیارهای سولفید مس سوپرژن در بیشتر موارد و نه همیشه به علت غنی‌شدگی نسبت به عیارهای سولفید مس هیپوژن بالاتر است (به بخش J "خصوصیات کانسنگ سوپرژن" مراجعه کنید). کاهش عیار از ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۸ به ظاهر بیشتر انعکاسی از چندین فاکتور شامل تناژهای کمتر معدنکاری شده کانسنگ سولفید غنی‌شده سوپرژن، معدنکاری کانسنگ‌های عیار پایین‌تر از هر دو نوع، معدنکاری فزاینده کانسنگ‌های اکسید مس عیار پایین‌تر که از آنها مس به نسبت ارزان‌تر بوسیله لیچینگ بازیافت می‌گردد (به بخش J "خصوصیات کانسنگ سوپرژن" مراجعه کنید) و افزایش قیمت مس است که سنگ دارای کانه‌زایی مس عیار پایین را به کانسنگ تبدیل می‌کند.

عیارهای مس هیپوژن از چند دهم درصد تا بیش از ۱ درصد بطور قابل توجهی متغیر است. عیارهای مولیبدن هیپوژن نیز بطور قابل توجهی از کمتر از ۰/۰۰۱ تا ۰/۱ درصد تغییر می‌کند (سینگر و سایرین ۲۰۰۸). عیار ۰/۰۱۳ درصد مولیبدن در سال ۲۰۰۸ را می‌توان به این دلیل که مولیبدن بطور شیمیایی با هوازدگی غنی‌شدگی پیدا نمی‌کند به عنوان میانگین آن در نظر گرفت، هرچند مولیبدن ممکن است در برخی کانسارها غنی‌شدگی پیدا کند.

منطقه‌بندی معمول است. مجموعه‌ها ممکن است منعکس‌کننده وارونگی در دما، ترکیب سیال (pH و میزان فعالیت K^+ و Na^+)، شیب‌های نشان‌دهنده آرایش کلی مناطق دگرسانی پتاسیک، سرسیتی، پروپلیتیک و سایر دگرسانی‌ها باشند. برای مثال مجموعه‌های دگرسانی پتاسیک (شامل کانی‌های مس هیپوزن و مولیبدن) ممکن است طی تکامل کانسارهای مس پورفیری که از چندین توده نفوذی تشکیل شده‌اند چندین بار ایجاد شوند (Proffett 2009). مجموعه‌های رگه و قطع شدگی آنها با جابه‌جایی یا بدون آن روابط پاراژنزی و منطقه‌بندی بین کانی‌های هیپوزن را با بیشترین وضوح آشکار می‌سازد. مجموعه‌های کانی دگرسانی و پاراژنزی به همراه روابط منطقه‌بندی بطور مفصل در بخش I، "دگرسانی گرمابی" توصیف شده است.

اشکال و بافت‌ها

کانی‌های سولفید مس و مولیبدن هیپوزن بطور معمول ۱ تا ۲ درصد حجم کانسنگ هیپوزن را تشکیل می‌دهند. این کانی‌ها در سه بافت که بطور متغیری در همه کانسارهای مس پورفیری وجود دارند یافت می‌شوند: ۱) کانی‌های مس و مولیبدن عمدتاً بصورت کالکوپیریت، بورنیت، مولیبدنیت که در سنگ‌های میزبان پراکنده هستند، ۲) کانی‌های مولیبدن و مس در رگچه‌ها، ۳) کانی‌های مس و مولیبدن در زمینه‌های برشی. بیشتر کانی‌های مس هیپوزن پراکنده در سنگ‌های میزبان بصورت کانی‌های مجزا به ابعاد ۱ میلی‌متر یا کوچک‌تر بصورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار یا بصورت مجموعه‌های توده مانند با ابعاد میلی‌متری تا سانتی‌متری با سایر کانی‌های هیپوزن (کوارتز، پیریت، فلدسپات پتاسیم‌دار، میکای پتاسیم‌دار، انیدریت و بیوتیت) یافت می‌شوند. کانی‌ها و مجموعه‌های پراکنده مس در کانی‌های اولیه سیلیکات آهن و منیزیم‌دار آذرین و محل کانی‌های اکسیدی تجمع پیدا کرده‌اند و بوسیله در هم رشدی کانی‌های سولفیدی و سیلیکاتی گرمابی جانشین شده‌اند یا تجمع پیدا کرده و همچنین روی مرز دانه‌ها یا ریزشکستگی‌ها در کانی‌های سیلیکاته سنگ‌های آذرین میزبان یافت می‌شوند.

رگه‌های حاوی کانی‌های مس و مولیبدن بطور معمول از کمتر از ۱ میلی‌متر تا چندین سانتی‌متر پهنا داشته، ابعادکانی‌های رگه از

داشته و در گروه‌هایی موسوم به همراه، در صورتی که تعادل ناشناخته و یا نامعین باشد، یافت می‌گردند. همراهی‌ها و مجموعه‌های کانی هیپوزن بصورت رگه‌ها و زمینه‌های برشی یافت شده، همچنین ممکن است جانشین کانی‌های اولیه (فلدسپات، بیوتیت، آمفیبول، پیروکسن) و قطعات سنگ در سنگ‌های میزبان شوند. بورنیت، کالکوپیریت و مولیبدنیت بطور معمول در کانی‌های گرمابی کوارتز، پیریت، فلدسپات پتاسیم، بیوتیت، مگنتیت و میکای پتاسیم‌دار (دگرسانی پتاسیک و سرسیتی، جدول G1) در انواع وسیعی از مجموعه‌ها یافت می‌شوند که منعکس‌کننده دما، pH، حالت سولفیداسیون و حالت اکسیداسیون سیال رسوب‌دهنده است (سیدورف و سایرین ۲۰۰۵). این مجموعه‌ها در بیشتر کانسارهای مس پورفیری کانسنگ هیپوزن تشکیل می‌دهند. کانسنگ هیپوزن و مناطق عیار پایین در عیار پایین در نواحی دگرسانی پتاسیک، سرسیتی و آرژیلیک پیشرفته بیشتر کانسارهای مس پورفیری بوسیله مجموعه‌های دگرسانی پروپلیتیک (کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم‌دار، کلسیت، اپیدوت و کلریت، جدول G2) احاطه شده است. مجموعه‌های دگرسانی سدیک و سدیک-کلسیک (آلبیت اولیه و یا پلاژیوکلاز سدیک، اکتینولایت، کلریت، اپیدوت، جدول G2) در عمق برخی کانسارهای مس پورفیری وجود داشته بطور معمول در زیرمجموعه‌های دگرسانی پتاسیک یافت شده و یا نسبت به آنها بصورت جانبی قرار دارند.

پاراژنز و منطقه‌بندی

روابط زمانی (پاراژنزی) و مکانی (منطقه‌بندی) مجموعه‌های کانی گرمابی هیپوزن شامل کانی‌های مس و مولیبدن (جدول G2) بطور وسیعی در کانسارهای مس پورفیری مشابه هستند. بطور عمومی دگرسانی گرمابی در عمق تشکیل شده و بوسیله دگرسانی سرسیتی که ممکن است آن را قطع کرده و نسبت به منطقه مرکزی دگرسانی پتاسیک تأخیری باشد دنبال می‌گردد (شکل II). دگرسانی آرژیلیک بطور معمول در تعدادی از کانسارهای نزدیک به سطح تشکیل شده ولی تا عمیق‌ترین سطوح سایر کانسارها امتداد می‌یابد. این منطقه معمولاً بر روی دگرسانی سرسیتی و پتاسیک قرار می‌گیرد. در حال حاضر به هم ریختگی در جزئیات از مقیاس محلی تا مقیاس کانسار در مجموعه‌های پاراژنزی و

جدول G1. فراوانی رخداد (درصد کانسارها) کانی‌های گرمایی هیپوزن (H) و کانی‌ها، عناصر سوپرز (S) در کانسارهای مس پورفیری. گروه A شامل کانه‌ها و عناصر مربوط به آنها (O). کانی‌های موجود در گروه B (کانی‌های سولفیدی و تلوریدی)، C (کانی‌های سیلیکاته)، D (کانی‌های اکسیدی)، E (کانی‌های سولفات، فسفات، و فلوریدی)، F (کانی‌های کربناته)، و G1, G2 (سایر کانی‌ها) که بندرت یافت شده و معمولاً بعنوان باطله در نظر گرفته می‌شوند.

| A. Ore minerals | Percentage of deposits | | B. Sulfide and telluride minerals | Percentage of deposits | C. Silicate minerals | Percentage of deposits |
|---|------------------------|---------|--|------------------------|---|------------------------|
| Chalcopyrite $CuFeS_2$ | 98.2 | H; O | Pyrite FeS_2 | 100 | Quartz/silica SiO_2 | 100 |
| Bornite Cu_5FeS_4 | 75.5 | H; O | Sphalerite ZnS | 45.5 | Muscovite/sericite $KAl_2(Si_2AlO_{10})(OH,F)_2$ | 86.4 |
| Chalcocite/digenite/djurleite $-Cu_2S$ | 55.5 | S; H; O | Galena PbS | 41.8 | Chlorite $(Ca,Na,K)(Mg,Fe,Al)_6(Si,Al)_8O_{20}(OH)_{10}.n(H_2O)$ | 80.9 |
| Tetrahedrite/tennantite $(Cu,Fe)_{13}(Sb,As)_{13}$ | 32.7 | H; O | Pyrrhotite FeS | 19.1 | Epidote $Ca_2(Fe,Al)Al_2(SiO_4)(Si_2O_7)O(OH)$ | 69.1 |
| Enargite/luzonite/famatinite $Cu_3(As,Sb)S_4$ | 22.7 | H; O | Marcasite FeS_2 | 12.7 | Biotite/phlogopite $K(Mg,Fe^{2+})_3[AlSi_3O_{10}(OH,F)_2]$ | 65.5 |
| Molybdenite MoS_2 | 70.9 | H; O | Arsenopyrite $FeAsS$ | 8.2 | K-feldspar $KAlSi_3O_8$ | H |
| Gold Au | 61.8 | H; O | Tellurides | 8.2 | Kaolinite/illite/dickite $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ | 50 |
| Silver Ag | 8.1 | H; O | Others: cobaltite (CoAsS), bravoite (Fe,Ni,Co)S ₂ , arsenosylvanite (Cu ₃ (As,V)S ₄) | H | Actinolite $Ca_2(Mg,Fe^{2+})_5Si_8O_{22}(OH)_2$ | 29.1 |
| Electrum (Au,Ag) | 11.6 | H; O | | | Pyrophyllite $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$ | 20.9 |
| Covellite CuS | 51.8 | S; H; O | | | Montmorillonite/smectite $(Na,Ca)_{0.3}(Al,Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2.n(H_2O)$ | 19.1 |
| Azurite $Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$ | 45.5 | S; O | | | Garnet $Fe_3Al_2(SiO_4)_3$ | 15.5 |
| Cuprite Cu_2O | 25.5 | S; O | | | Zeolite $NaCa_4[Al_8Si_{28}O_{72}]n(H_2O)$ | 17.3 |
| Tenorite CuO | | S; O | | | Tourmaline $NaFe_3Al_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH)_4$ | 14.6 |
| Chrysocolla $(Cu,Al)_2H_2Si_2O_5(OH)_2.n(H_2O)$ | 22.7 | S; O | | | Albite $NaAlSi_3O_8$ | 13.6 |
| Copper Cu | 20 | S; O | | | Diopside $CaMgSi_2O_6$ | 7.3 |
| Brochantite $Cu_4(SO_4)(OH)_6$ | | S; O | | | Zunyite $Al_{13}Si_5O_{20}(OH,F)_{18}Cl$ | 5.5 |
| Chalcocanthite $CuSO_4 \cdot 5(H_2O)$ | 8.2 | S; O | | | | |
| Antlerite $Cu_3(SO_4)(OH)_4$ | | S; O | | | | |
| Other Cu oxide minerals: neotocite, malachite, ³ atacamite, plancheite, turquoise, libethenite, olivenite, chalcophyllite, metatorvermite, chenevixite, krohnkite, natrochalcite | | S; O | | | | |

جدول G1. فراوانی رخداد (درصد کانسارها) کانی‌های گرمایی هیپوزن (H) و کانی‌ها، عناصر سوپرزین (S) در کانسارهای مس پورفیری. گروه A شامل کانه‌ها و عناصر مربوط به آنها (O). کانی‌های موجود در گروه B (کانی‌های سولفیدی و تلوریدی)، C (کانی‌های سیلیکاته)، D (کانی‌های اکسیدی)، E (کانی‌های سولفات، فسفات و فلوریدی)، F (کانی‌های کربناته)، و G1, G2 (سایر کانی‌ها) که بندرت یافت شده و معمولاً بعنوان باطله در نظر گرفته می‌شوند. ادامه جدول قبل.

| D. Fe, Al, Ti oxide minerals | Percentage of deposits | E. Sulfate, phosphate, fluoride minerals | Percentage of deposits | F. Carbonate minerals | Percentage of deposits |
|---|------------------------|---|------------------------|-------------------------------------|------------------------|
| Magnetite Fe ₃ O ₄ | 74.6 | Anhydrite/gypsum | 46.2 | carbonate/calcite CaCO ₃ | 38.2 |
| Hematite/specularite Fe ₂ O ₃ | 59.1 | Alumite KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆ | 25.5 | siderite | 7.3 |
| Goethite/limonite | 35.5 | Jarosite KFe ³⁺ ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆ | 17.3 | | |
| Diaspore AlO(OH) | 16.4 | Apatite Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH,F,Cl) | 12.7 | | |
| Rutile TiO ₂ | 10 | Barite BaSO ₄ | 12.7 | | |
| | | Fluorite CaF ₂ | 10 | | |

| G1. Other minerals (5-1 percent of deposits) | G2. Other minerals (less than 1 percent of deposits) |
|--|--|
| Sulfur, turquoise, andalusite, bismuth, Bi minerals, bismuthinite, cubanite, graphite/organic, serpentine, stannite, stibnite, wad/ manganite/psilomelane/ pyrolucite/Cu-wad, corundum, millerite/ polydymite/ violarite/mackinawite/ heazlewoodite, scheelite/powellite, uraninite/pitchblende, ankerite, topaz | Acanthite, Al oxides arsenates bastnaesite, cassiterite, cerussite, chromite, cinnabar, emplectite, jamesonite, opal, scheelite/powellite, scorodite, selenide, sphene, wolframite, wollastonite, vallerite, woodhouseite, svanbergite |

جدول G2. برخی مجموعه کانی‌های هیپوزن رگ‌های و پراکنده در کانسارهای مس پورفیبری.

| Alteration type | Silicate+sulfide+oxide assemblage | Other minerals sometimes present | Common relict igneous | Notes | Common vein minerals |
|---|--|--|--|--|--|
| Potassic (all with rutile) | Found in most deposits Quartz+K-feldspar+magnetite Quartz+K-feldspar+biotite±magnetite±bornite Quartz+K-feldspar+biotite±magnetite±chalcocopyrite±pyrite Quartz±K-feldspar+biotite+molybdenite±pyrite | Anhydrite Tourmaline, anhydrite, apatite, fluorite, TiO ₂ Albite, topaz, ilmenite | Albite Albite Albite | Lots of these are chalcocopyrite-bornite as well No arsenopyrite, does not coexist with pyrite-chalcocopyrite | Magnetite±quartz. Quartz+bornite±chalcocopyrite±magnetite±anhydrite±calcite. Quartz+chalcocopyrite±pyrite±molybdenite±magnetite±anhydrite±calcite Quartz+molybdenite (B veins). Pyrite+quartz±chalcocopyrite±tourmaline. |
| Sericitic (all with rutile) | Quartz+sericite (K-mica)+chalcocopyrite+pyrite±molybdenite Quartz+sericite (K-mica)+pyrite±sphalerite Quartz+sericite (K-mica)±chlorite+pyrite | Tourmaline, anhydrite Tourmaline, tennantite, galena, magnetite, hematite, albite, Fluorite, apatite | | | Hematite+quartz±pyrite. Pyrite+bornite+quartz±sphalerite. Pyrite+galena+sphalerite+quartz±tetrahedrite±hematite±rhodochrosite. Calcite, epidote. |
| Propylitic | Albite+K-feldspar+epidote±actinolite±chlorite±hematite Quartz+andalusite+pyrite | Magnetite, pyrite, sericite, calcite, TiO ₂ | K-feldspar, albite | This more like porphyry environment | Pyrite±quartz±nargite±covellite±tetrahedrite. Alumite+quartz. |
| Advanced argillic (all with TiO ₂) | Quartz+pyrophyllite+pyrite±alumite±enargite±tetrahedrite Quartz+kaolinite/dickite+pyrite±alumite±enargite±tetrahedrite Na-plagioclase+actinolite+titanite±epidote±diopside | Diaspore, corundum, topaz, dumortierite, zunyite, TiO ₂ Chalcocite, covellite, hematite Chlorite, calcite, calcium-garnet | | | Actinolite. Epidote. Pyrite. None. |
| Sodic Intermediate argillic (SCC) Greisen | Albite+chlorite+epidote+pyrite Quartz+illite/montmorillonite±calcite±pyrite±chlorite K-feldspar+muscovite | Tourmaline, TiO ₂ Sericite, albite, epidote, kaolinite Biotite | Albite K-feldspar, albite K-feldspar | Deep paired veins and envelopes | Muscovite+quartz+pyrite>chalcocopyrite. |

حفرات خالی میلی‌متری تا سانتی‌متری بلورهای خودشکل کانی‌های سولفید مس، مولیبدنیت و سایر کانی‌های هیپوژن و بزرگ‌ترین کانی‌های گرمابی دانه‌ای باشد که در کانسارهای مس پورفیری یافت می‌شوند.

H and K. خصوصیات هیپوژن، سوپرژن و باطله

به دلیل اینکه کانسارهای مس پورفیری به روش کلی معدنکاری می‌شوند بیش از ۹۸ درصد کانسنگ از سنگ و کانی‌های بی‌ارزش معروف به باطله تشکیل شده‌اند که طی فرآوری برای بازیافت مس، مولیبدن، طلا و نقره دور ریخته می‌شوند. باطله شامل کانی‌های اولیه سنگ میزبان، کانی‌های گرمابی هیپوژن و کانی‌های سوپرژنی هستند که دارای مس و مولیبدن قابل بازیافت نمی‌باشند. سنگی که حاوی مس یا مولیبدن نباشد (۱۰۰ درصد باطله) یا مقادیر مس و مولیبدن آن برای فرآوری بیش از حد پایین باشد باطله گفته می‌شود.

کانی‌شناسی

باطله هیپوژن در کانسارهای مس پورفیری درون سنگ‌های گرانیتی که بیشترین سنگ میزبان این کانسارها می‌باشند بطور عمده شامل کانی‌های اولیه سنگ‌ساز مثل پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم، کوارتز، میکاها، آمفیبول‌ها، پیروکسن‌ها و کانی‌های فرعی (اکسیدهای آهن - تیتانیوم، آپاتیت، زیرکون) می‌باشند. در سنگ‌های میزبان رسوبی باطله هیپوژن شامل کلسیت و دولومیت اولیه به علاوه کوارتز، فلدسپات‌ها، میکاها، کانی‌های مافیک و قطعات سنگ است. کانی‌های باطله گرمابی هیپوژن بطور عمده شامل کوارتز، میکای پتاسیم‌دار، کلریت، اپیدوت، بیوتیت، فلدسپات پتاسیم‌دار، انیدریت و کانی‌های سیلیکات آلومینیوم (کائولینیت، ایلیت، دیکیت و پیروفیلیت) می‌باشند، هرچند تعداد زیادی از سایر کانی‌های گرمابی سیلیکات، اکسید، سولفات، فسفات و کربنات باطله گرمابی هیپوژن را تشکیل می‌دهند (جدول G1). در کانسارهای مس پورفیری با کانسنگ اسکارن کانی‌های باطله هیپوژن معمول شامل پیروکسن، اکتینولایت، گارنت و کانی‌های اکسید آهن می‌باشند.

میکرومتر تا چندین میلی‌متر متغیر است. ظاهر رگه از انواع واضح مسطح که تا چندین متر پیوستگی دارند تا انواع انحناء‌دار با مرزهای نفوذی و رگه‌های ناپیوسته که در فواصل سانتی‌متری دچار باریک‌شدگی می‌گردند تغییر می‌کنند (به "روابط با ساختارها" در بخش D "محیط ناحیه‌ای" مراجعه شود). رگه‌های مسطح شکستگی‌های ایجاد شده بوسیله دگرشکلی شکنا در سنگ میزبان را پر می‌کنند، درحالی‌که رگه‌های منحنی دارای مرزهای نفوذی طی دگرشکلی شکل‌پذیر ایجاد شده یا بوسیله دگرسانی بعدی تعدیل پیدا کرده‌اند. حواشی مشخص تا جزئی کانی‌های دگرسانی با پهنای میلی‌متری تا سانتی‌متری که بیشتر رگه‌ها را در بر گرفته‌اند منعکس‌کننده عدم تعادل بین سیال رگه و کانی‌های سنگ دیواره می‌باشند. کانی‌های موجود در رگه‌های مسطح تا نیمه‌مسطح ممکن است دارای منطقه‌بندی داخلی و کانی‌های سولفیدی تمرکز یافته در طول حواشی رگه‌ها و مراکز پرشدگی رگه کوارتز \pm سولفید شکل‌دار پیوسته باشند، چنین منطقه‌بندی بوسیله ته‌نشست در فضای باز ایجاد می‌گردد. برخی از رگه‌ها شامل هر دو جزء شیمیایی و آواری با قطعات کانی زیر میلی‌متر می‌باشند که در طول حاشیه رگه‌ها یا به موازات آنها بوسیله کانی‌های سولفید و کوارتز سیمانی شده‌اند. این رگه‌ها شاخص جریان سیال دارای سرعت نسبتاً زیاد و جور شدگی قطعات می‌باشند.

برش‌هایی که حاوی کانی‌های مس و مولیبدن می‌باشند در بیشتر کانسارهای مس پورفیری از لحاظ حجمی کوچک‌ترین جزء را تشکیل داده و سهم برش‌ها (و رگه‌ها) در عیار کانسنگ با فراوانی آنها متناسب است. برش‌ها در طول مرزهای سنگ دیواره بوسیله جایگزینی نفوذی‌های منجمد شده (برش‌های توده نفوذی)، بوسیله تزریق سیالات (ماگمایی یا آبدار) با فشار، انتقال، ساییدگی سنگ‌های دیواره (برش‌های نفوذ یافته) و بوسیله شکستگی مسطح توده‌های نفوذی انجماد یافته و سنگ‌های دیواره بوجود می‌آیند (برش‌های تکتونیکی، به "بافت‌ها و ساختارها" بخش N مراجعه کنید). برش‌ها می‌توانند در سراسر تکامل کانسارهای مس پورفیری تشکیل شده، بطور معمول تراوا بوده و معمولاً کانه‌دار می‌باشند. قطعات و زمینه‌های (ماتریس) برشی از لحاظ ظاهر، اندازه و ترکیب تا حد زیادی متغیر می‌باشند. زمینه‌ها ممکن است حاوی

و سنگ‌های دیواره باشد. هوازگی باطله عمیق و نزدیک به سطح نسبت‌های سوپرژن آلومینوسیلیکات، رس، اکسید آهن و کانی‌های سولفات‌ها مثل کائولینیت، ایلیت، مونت موریلونیت، لیمونیت (گوئیت، هماتیت، جاروسیت) و آلونیت در سنگ‌های دیواره و رگه‌ها را افزایش می‌دهد. تعدادی از کانی‌های باطله که بوسیله فرایندهای سوپرژن و هیپوژن تشکیل شده‌اند دارای چگالی‌های پایین‌تری نسبت به کانی‌های سنگ‌ساز اولیه و کانی‌های گرمابی هیپوژنی هستند که جانشین آنها شده‌اند. کانی‌های باطله دارای چگالی پایین‌تر در ترکیب با فضاها خالی ایجاد شده بوسیله انحلال کانی بطور معمول استحکام فیزیکی کانسنگ و باطله را کاهش می‌دهند.

روابط مکانی، بافت‌ها، مجموعه‌های کانی و ترکیب کانی‌ها مجموعه‌های کانی سوپرژن را از کانسنگ‌ها و باطله هیپوژن متمایز می‌سازند. مجموعه‌های کانی باطله سوپرژن بطور معمول دارای این مشخصات هستند:

۱. به سطح امروزی نزدیک می‌باشند.
۲. شامل اکسیدهای آهن خاکی (و منگنز) هستند که جزو مجموعه کانی هیپوژن نیستند و فقط بوسیله هوازگی وجود می‌آیند.
۳. در سنگ‌های متخلخل، دارای چگالی پایین و اغلب تجزیه شده یافت می‌شوند که در آنها اجزای سنگ بوسیله هوازگی شیمیایی (تجزیه) و فیزیکی (فرسایش) از بین رفته‌اند.
۴. کانی‌های دامبالا با سیالات درگیر دوفازی در آنها وجود ندارد.
۵. در مقاسیه با کانی‌های باطله هیپوژن دارای گونه‌های مشابه ترکیبات شیمیایی آنها تاحدی متفاوت و ترکیبات ایزوتوپی آنها بطور جزئی تا قابل توجه متفاوت است.
- کانی‌های باطله سوپرژن در کانسنگ سوپرژن (بخش J "خصوصیات کانسنگ سوپرژن") خصوصیات متمایز اضافی دارند که در آنها موارد زیر یافت می‌گردد:
۶. در مجموعه‌های دارای کانی‌های سولفید سوپرژن مثل کالکوسیت، کولیت، کانی‌های $SyCu_x$ و کانی‌های سولفید هیپوژن شامل پیریت و کالکوپیریت
۷. با کانی‌های سولفید سوپرژن و هیپوژن در لایه‌هایی با وسعت جانبی زیاد که نزدیک به سطح و اغلب بموازات آن بوده، و

باطله سوپرژن شامل کانی‌های بی‌ارزش تشکیل شده بوسیله هوازگی سنگ‌های میزبان، کانی‌های سنگ‌ساز هیپوژن اولیه و کانی‌های گرمابی هیپوژن می‌باشند. فراوان‌ترین کانی‌های باطله سوپرژن فازهای سیلیسی (کلسدونی، اوپال) کائولینیت، ایلیت، مونتموریلونیت، لیمونیت (گوئیت، هماتیت و جاروسیت) و آلونیت است (جدول G1). به استثناء لیمونیت و بیشتر کانی‌های اکسید منگنز کانی‌های معمول که بوسیله فرایندهای سوپرژن و هیپوژن بوجود می‌آیند از گونه‌های کانی مشابهی هستند. منشأ کانی‌های باطله از طریق موقعیت، بافت، مجموعه‌های کانی و خصوصیات ترکیبی که در بخش منطقه‌بندی فهرست شده‌اند قابل تعیین است.

مجموعه‌های کانی و پارائنز

مجموعه‌های کانی گرمابی هیپوژن که تشکیل‌دهنده باطله و پارائنز می‌باشند در بخش G "خصوصیات کانسنگ هیپوژن" و جدول G2 توصیف شده است. توصیف مجموعه کانی‌های باطله سوپرژن مشکل‌تر است، زیرا تعدادی از کانی‌های سوپرژن در مجموعه‌های نامتعادل حاصل از چرخه‌های چندگانه هوازگی یافت می‌شوند. مجموعه‌های باطله سوپرژن در چندجا در این بخش توصیف شده‌اند، مجموعه‌های کانسنگ سوپرژن و کانی‌های همراه آنها در بخش J "خصوصیات کانسنگ سوپرژن" توصیف شده است.

منطقه‌بندی

توزیع کانی‌های باطله اولیه سنگ‌ساز توزیع انواع سنگ‌هایی را دنبال می‌کنند که کانسارهای مس پورفیری را تشکیل می‌دهند، در حالیکه کانی‌های گرمابی باطله هیپوژن اغلب دارای منطقه‌بندی هستند (بخش G "خصوصیات کانسنگ هیپوژن"، بخش M "خصوصیات ژئوشیمیایی"). باطله گرمابی هیپوژن در بخش‌های عمیق‌تر کانسارهای دارای منطقه‌بندی بیشتر از کوارتز، میکاها، فلدسپات‌ها، و پیریت هم در سنگ‌های دیواره و هم در رگه‌ها تشکیل شده است. باطله گرمابی هیپوژن نزدیک به سطح در کانسارهای دارای منطقه‌بندی می‌تواند شامل بخش‌های بالاتر کانی‌های کوارتز دانه‌ریز، رس، سولفید، اکسید و سولفات در رگه‌ها

روی کانسنگ هیپوژن و باطله‌ای قرار دارند که از آن حاصل شده‌اند.

۸ با یا بدون اکسیدهای آهن خاکی و منگنز.

۹. هم در سنگ‌های متخلخل دارای چگالی پایین و هم در سنگ‌هایی که چگالی آنها کمتر تحت تأثیر فرایندهای هیپوژن و سوپرژن قرار گرفته و یا اصلاً تحت تأثیر این فرایندها قرار نداشته است یافت می‌گردند.

بافت‌ها و اندازه دانه‌های باطله هیپوژن

کانی‌های باطله هیپوژن بیش از ۹۸ درصد کانسنگ و کانی‌های هیپوژن کانسنگ کمتر از ۲ درصد کانسنگ را تشکیل داده، نسبت‌های کانی باطله و کانی کانسنگ در سراسر حجم‌های بزرگ سنگ‌های میزبان بطور نسبی ثابت است. بنابراین بافت‌ها و اندازه دانه‌های باطله و کانی‌های کانسنگ در بیشتر کانسارهای مس پورفیری تا حد زیادی مشابه بوده روش‌های فرآوری و معدنکاری معمول را تسهیل می‌سازند. هرچند بافت کانی‌های باطله و اندازه دانه‌ها تا حد زیادی از سنگ‌های میزبان به ارث می‌رسد، بافت‌ها و اندازه دانه‌های سنگ میزبان اولیه بطور یکنواختی بوسیله فرایندهای دگرسانی که کانی‌های باطله سنگ میزبان اولیه را به کانی‌هایی با اندازه دانه، چگالی و ترکیبات مختلف تغییر می‌دهد تعدیل پیدا می‌کنند. برای مثال در منطقه دگرسانی سرسیتی سنگ‌های میزبان پورفیری که حاوی کانی‌های سولفید مس \pm مولیبدن کافی برای تشکیل کانسنگ می‌باشند سرسیت بطور جزئی تا کامل فنوکریست اولیه، فلدسپات‌های زمینه و کانی‌های مافیک را جایگزین نموده، کانی‌شناسی و بافت پورفیری باقیمانده را بجای می‌گذارند. این سرسیت باطله بطور معمول نسبت به سنگ میزبان اولیه و کانی‌های کانه سولفید دانه‌ریزتر بوده، بطور معمول با ابعاد میکرومتری و بندرت میلی متری مجموعه‌های دارای چگالی‌های پایین‌تری را نسبت به چگالی کانی‌های اولیه بوجود می‌آورند. افت حجم همراه با کاهش اندازه دانه بطور معمول قدرت سنگ را کاهش داده و زمانی که کانسنگ سرسیتی شده معدنکاری و فرآوری می‌گردد حجم بالاتری از ذرات دانه‌ریز را بوجود می‌آورد. برعکس ممکن است کانی‌های باطله، بطور عمده کوارتز و فلدسپات‌ها در مناطق دگرسانی پتاسیک کانسنگ پورفیری بافت‌ها و اندازه دانه‌های سنگ

میزبان اولیه را بجز در موارد اضافه شدن شدید فلدسپات پتاسیم-بیوتیت حفظ نموده و بطور معمول نسبت به کانی‌های سولفید مس \pm مولیبدن دانه درشت‌تر باشند. جانشینی فلدسپات‌ها، بیوتیت هورنبلند اولیه با فلدسپات پتاسیم و بیوتیت گرمابی بطور معمول باطله منطقه پتاسیک را بوجود می‌آورد که استحکام نسبی دارد. منطقه کانسنگ پتاسیک ممکن است به چاله‌های انفجار با تراکم بیشتر نیاز داشته و نسبت به منطقه کانسنگ سرسیتی در زمان معدنکاری و فرآوری مقدار کمتری ذرات دانه‌ریز تولید کند.

بافت‌ها و اندازه دانه‌های باطله سوپرژن

بافت و اندازه باطله سوپرژن در کانسارهای مس پورفیری با انواع موجود در باطله هیپوژن این تفاوت را دارد که در آنها فرایندهای هوازدگی و غنی‌شدگی دارای مشخصات زیر می‌باشند:

(۱) بوسیله انحلال شیمیایی باطله هیپوژن و کانی‌های کانسنگ یا اجزاء کانی برداشته شده، مجموعه‌های متخلخل و ترد از اجزاء سنگ باقیمانده (بطور عمده اشکال سیلیس، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، سرسیت باقیمانده و کائولینیت) برجای می‌گذارد که پوشش شسته شده را تشکیل می‌دهد.

(۲) کانی‌های کانسنگ و باطله سوپرژن که بطور جزئی پر شده، جانشین و اشباع شده‌اند، سنگ باقیمانده متخلخل و بطور معمول مس دانه‌ریزتر با سایر کانی‌های فسفات، کلرید، کربنات، سولفات، اکسید و سیلیکات (نزدیک به سطح کنونی یا سطوح دیرینه) کانسنگ اکسید را تشکیل می‌دهند.

فرایندهای درگیر در هوازدگی، غنی‌شدگی کانسارهای مس پورفیری، کانی‌شناسی مناطق سولفید مس و اکسید غنی شده بوسیله محققین مختلف ارائه شده است (آندرسون ۱۹۸۲، تیتلی و ماروزاس ۱۹۹۵، لانگ ۱۹۹۵، سیلیتو ۲۰۰۵). روابط مکانی پوشش شسته شده، کانسنگ اکسید و کانسنگ سولفید در شکل I نشان داده شده است.

بافت‌های باطله سوپرژن و اندازه دانه‌ها، محصولات یک یا تعداد بیشتری غنی‌شدگی و چرخه‌های فرسایش با مقادیر متغیری کانی‌های مس همراه هستند. کانی‌های سوپرژن بطور معمول بیشتر شامل اکسیدهای آهن، کائولینیت، اسمکتیت (مونتموریلونیت) و مقادیر کمتر آلونیت بوده و بطور دانه‌ریز در شکستگی‌های سایر

مراجعه کنید). تمام این فاکتورها هزینه‌های معدنکاری و فراوری، هزینه‌های سرمایه، نرخ‌های تولید و در نهایت سودآوری تولید مس \pm مولیبدن \pm طلا \pm نقره از یک کانسار مس پورفیری راتحت تأثیر قرار می‌دهند.

ترکیبات و بافت‌های کانی‌های اکسید آهن سوپرژن (لیمونیت) در شناسایی و ارزیابی کانسارهای مس پورفیری مفید هستند. کانی‌شناسی سولفید قبلی کلاهدک شسته شده (پیریت، کالکوپیریت، کالکوسیت و انارژیت) را می‌توان بوسیله کانی‌شناسی (گوئیت، هماتیت، جاروسیت)، رنگ، بافت و منشأ لیمونیت شناسایی نمود (بلانکارد ۱۹۶۸، آندرسون ۱۹۸۲، گیلومر ۱۹۹۵، سیلیتو ۲۰۰۵). لیمونیت‌های انتقال‌یافته نشان‌دهنده پیریت افزایش یافته بوده و لیمونیت‌های درجا نشان‌دهنده نسبت‌های پایین کانی‌های پیریت/سولفید مس می‌باشند. در کانسارهای مس پورفیری آند گوئیت با شسته شدن و کانی‌های اکسید مس جزئی همراه بوده، هماتیت با غنی‌شدگی کامل مس همراه است، نسبت پیریت/کالکوپیریت در حدود ۵/۱ بوده و جاروسیت بطور عمومی اطراف کلاهدک‌های شسته شده گوئیتی و هماتیته روی هاله‌های پیریتی قرار دارند که اطراف کانسارهای مس پورفیری را در بر گرفته‌اند (سیلیتو ۲۰۰۵).

I. دگرسانی گرمایی

دگرسانی گرمایی در اینجا اشاره دارد به فرایندهای متاسوماتیک که ترکیب و کانی‌شناسی سنگ‌های دیواره و یا سنگ‌های میزبان کانسنگ را تغییر می‌دهند. به همین ترتیب پرشدگی‌های رگه بطور اسمی از این تعریف حذف می‌گردند، هرچند در محیط‌های پورفیری دگرسانی سنگ دیواره بطور نزدیکی با رگه‌های باریک "رگچه‌ها" با بیش از ۱۰ سانتی‌متر پهنا در ارتباط هستند ولی بطور معمول پهنای آنها از ۰/۱ تا ۱۰ سانتی‌متر متغیر بوده و کمتر از ۱ تا ۵ درصد حجم را تشکیل داده و بندرت بیش از ۱۰ درصد حجم سنگ را در مناطق کانسنگ اقتصادی تشکیل می‌دهند. یک خصوصیت مهم کانسارهای مس پورفیری مجموعه رگه‌هایی است که موسوم به D بوده و بصورت رگه‌های سولفید \pm کوارتز با حاشیه دگرسانی سرسیتی با پهنای چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر می‌باشند. رگه‌هایی که مشخصه کانسارهای مس پورفیری می‌باشند

کانی‌ها (سوپرژن، هیپوژن و اولیه) یا در طول مرز دانه‌ها، پرشدگی و پوسته‌گذاری شکستگی‌ها و فضا‌های خالی و کانی‌های خود شکل پراکنده هستند. سیلیس اوپالی سوپرژن و کانی‌های اکسید مس مانند کریزوکولا ممکن است در شکستگی‌ها و فضا‌های خالی بافت کولوفرم از خود نشان دهند. در سنگ باقیمانده کلاهدک شسته شده بافتی شامل ماتریس حفره‌دار و خشن متشکل از سیلیس دانه‌ریز تا خیلی دانه‌ریز، اکسیدهای آهن خاکی، کائولینیت/اسمکتیت دارد که تا ده‌ها درصد فضا‌های خالی را پر می‌کنند. بافت‌های سنگ اولیه در این ناحیه بطور جزئی تا کلی محو می‌گردند. اگر کانی‌های سوپرژن یا کانی‌های باقیمانده سنگ‌ساز در پوشش شسته شده با کانی‌های اکسید مس قابل بازیافت یافت شود می‌توان آنها را باطله سوپرژن تصور کرد، در غیر اینصورت مواد زائد محسوب می‌گردند.

اهمیت باطله

کانسارهای مس پورفیری تقریباً بطور کامل از کانی‌های باطله هیپوژن و سوپرژن تشکیل شده و خصوصیات کانی‌های باطله همرا با عیارهای مس \pm مولیبدن \pm طلا به صرفه بودن اقتصادی معدنکاری کانسارهای مس پورفیری را تعیین می‌کند.

کانی‌های باطله خصوصیات فیزیکی کانسنگ مانند سختی، چگالی شکستگی و رگه و توزیع اندازه ذرات بعد از آتشباری و خردشدگی را کنترل می‌کنند. این خصوصیات فیزیکی در عوض تعداد زیادی از الزامات و تجهیزات معدنکاری شامل نسبت‌های کانسنگ/باطله نواری (شیب پله‌ها)، چگالی چال انفجاری، ظرفیت خردکردن، تعداد دفعات تعویض تایرها و طراحی آسیاب را دیکته می‌کنند. هرچند ممکن است پوشش شسته شده و مواد زائد از لحاظ تکنیکی باطله نباشند، خصوصیات آنها با کانسنگ بطور قابل توجهی متفاوت بوده و نیازمند طراحی Layback و زمان‌بندی برداشت خاکبرداری در معادن روباز است. کانی‌های باطله که با سیالات و مواد شیمیایی فراوری واکنش انجام می‌دهند بیشتر طراحی آسیاب را تحت تأثیر قرار می‌دهند. باطله پیریت به دلیل خاصیت تولید اسید و باری که بر روی کنترل گوگرد تحمیل می‌کند مقولات زیست‌محیطی کانسارهای مس پورفیری را بشدت تحت تأثیر قرار می‌دهد (به بخش S "سیماهای زیست محیطی")

باشند. مجموعه‌های کانی شامل کانی‌های جدید یا گرمابی (شامل سولفیدها و اکسیدهای کانسنگ) همین‌طور کانی‌های اولیه باقیمانده یا تعدیل‌یافته سنگ می‌باشند که بجز در شرایط دگرسانی هیدرولیزی شدید در شرایط معمول حفظ می‌گردند. جدول G2 مجموعه‌های کانی معمول را خلاصه کرده است، این کانی‌ها شامل انواع تشکیل شده در تعادل شیمیایی و کانی‌های باقیمانده یا نیمه‌پایدار گرمابی می‌باشند که الزاماً با هم در تعادل نیستند.

دگرسانی پتاسیک و سرسیتی بطور یکنواختی با کانی‌زایی سولفید در کانسارهای مس پورفیری همراه بوده و نسبت به همدیگر دارای منطقه‌بندی مکانی، زمانی و حرارتی می‌باشند.

دگرسانی پتاسیک تمایل به این دارد که نسبت به دگرسانی سرسیتی مرکزی‌تر، عمیق‌تر، دامبالا‌تر بوده و زودتر تشکیل گردد (اشکال E4 و I2). دگرسانی پتاسیک شامل فازهای سیلیکات پتاسیم اضافه شده می‌باشد، افزوده شدن فلدسپات پتاسیم بطور مشخص کانی عمده پتاسیم در سنگ‌های دیواره سیلیسی و گرانیتی بوده در حالی که بیوتیت کانی عمده پتاسیم در سنگ‌های دیواره دارای ترکیب حدواسط تا مافیک است (شکل II). کانی‌های دیگر اضافه شده شامل سولفیدها با حالت‌های سولفیداسیون حدواسط (بورنیت، کالکوپیریت، پیریت) و بطور معمول مگنتیت، مولیبدنیت، انیدریت یا کلسیت می‌باشند. پلاژیوکلاز سدیک بطور معمول در این دگرسانی باقی می‌ماند. دگرسانی پتاسیک بطور مستقیم با رگچه‌های غنی از کوارتز فراوان همراه است که شامل رگه‌های مهم تیپ A (رگه‌های کوارتز-بورنیت-کالکوپیریت \pm مولیبدنیت \pm سولفید مس-آهن) و رگه‌های تیپ B کوارتز \pm مولیبدنیت \pm سولفید مس-آهن می‌باشند (Gustafson and Hunt 1975)، ولی ممکن است رگه‌هایی نیز باشد که در آنها بیوتیت، مگنتیت و یا سولفیدهای مس-آهن غالب هستند. رگه‌های میکادار تیره اولیه (EDM) شامل حواشی دگرسانی پتاسیک در مقیاس میلی‌متری در طول رگه‌های فقیر از کوارتز حاوی سولفیدهای مس-آهن می‌باشند ولی این رگه‌ها بطور مشخص حاوی مقادیر جزئی سرسیت (موسکویت) و بطور محلی آندالوزیت می‌باشند (میر ۱۹۶۵). اضافه شدن متاسوماتیک قلیایی (غنی از پتاسیم) با حجم کمتری دگرسانی هیدرولیتیک غالب است. افزوده شدن فلز و

در بخش "رگه‌ها و رگچه‌ها" و حاشیه‌های دگرسانی در بخش بعدی مورد بحث قرار گرفته است.

دگرسانی گرمابی سنگ بوسیله متاسوماتیسم یونی مشخص شده و شامل واکنش‌های مهم متاسوماتیسم قلیایی و هیدرولیتیک (یا اسیدی)، واکنش‌های اکسیداسیون-احیاء (شامل سولفیداسیون)، واکنش‌های ته‌نشست القاء شده بوسیله حلالیت مانند ته‌نشست کوارتز و واکنش‌های آبیایی-کربناتی شدن است که در آنها آب یا کربنات اضافه می‌گردد (شکل II).

کانی‌شناسی

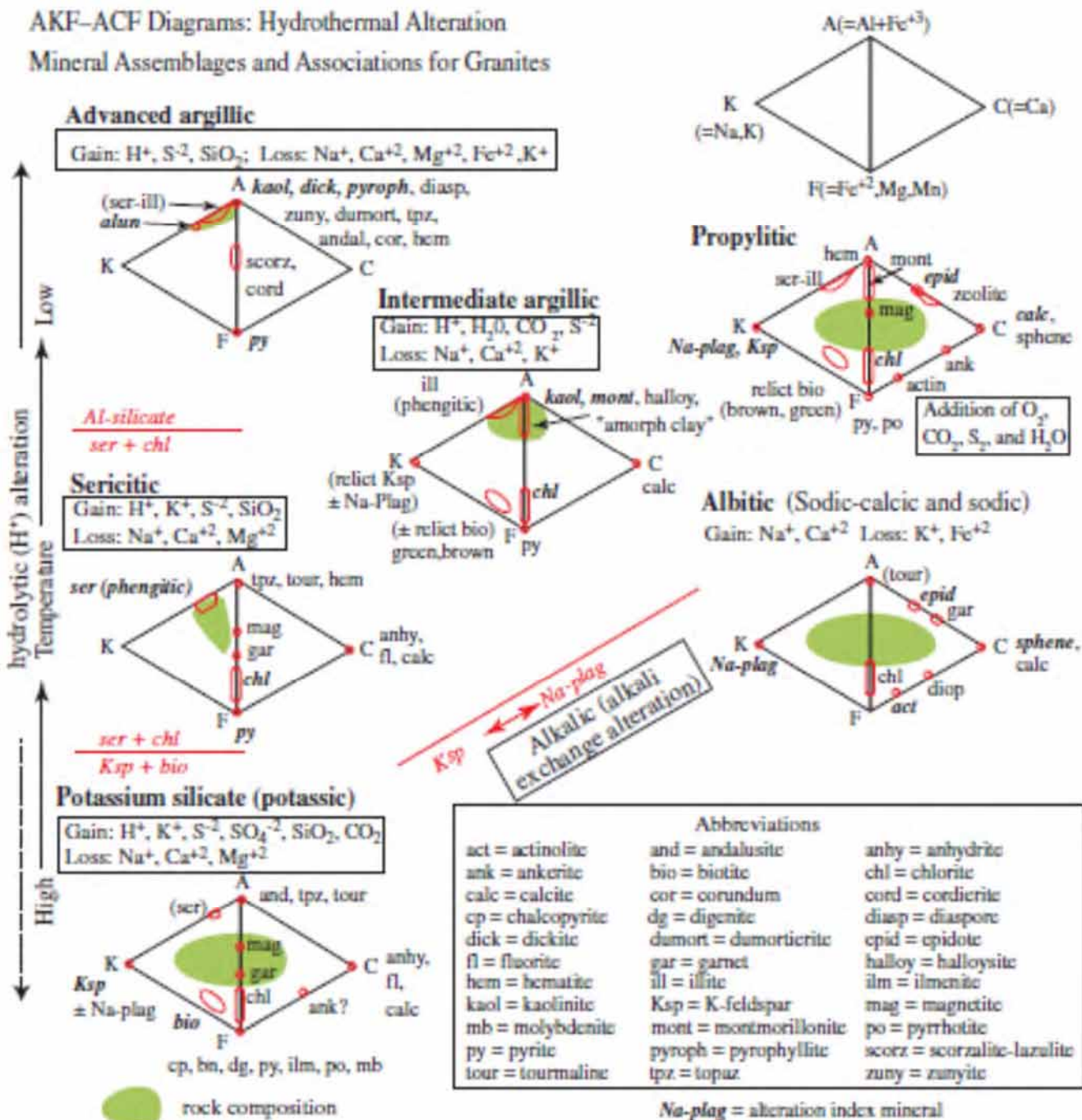
معمول‌ترین کانی‌های کانسارهای مس پورفیری بطور عمده از کانی‌های سنگ‌ساز اولیه پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم‌دار، کوارتز، میکاها، آمفیبول‌ها، پیروکسن‌ها بصورت کانی‌های فرعی (اکسیدهای آهن و تیتانیوم، آپاتیت، زیرکون) و بطور نادرتری شبه فلدسپات‌ها، کربنات و کانی‌های ریزبلور یا شیشه تشکیل شده است. سنگ‌های میزبان رسوبی ممکن است شامل کلسیت، دولومیت، رس‌ها، مواد آلی (کربن و موادی از این قبیل)، سولفات و سولفید (پیریت) به علاوه کوارتز، فلدسپات‌ها، میکاها، کانی‌های آهن و منیزیم‌دار و قطعاً سنگ است.

کانی‌های باطله هیپوژن یا گرمابی بطور عمده از کوارتز، میکای پتاسیم‌دار، کلریت، اپیدوت، بیوتیت، فلدسپات پتاسیم‌دار، آلپیت یا فلدسپات غنی از پتاسیم، مونت موریلونیت، کانی‌های آلومینیم سیلیکات شامل کائولینیت، ایلیت، دیکیت، پیروفیلیت و آندالوزیت تشکیل شده‌اند هرچند که تعداد زیادی از سایر کانی‌های سیلیکات، اکسید، سولفات، فسفات و کربنات گرمابی تشکیل‌دهنده باطله گرمابی هیپوژن هستند (جدول G1). در کانسارهای مس پورفیری که با اسکارن همراه هستند کانی‌های باطله هیپوژن شامل اکتینولایت، پیروکسن کلسیم‌دار و گارنت می‌باشند.

کانی‌شناسی مجموعه‌ها و رگه‌های همراه آنها

چندین نوع دگرسانی سنگ دیواره مشخصه مناطق کانسنگ مس پورفیری هستند. این انواع دگرسانی ممکن است چندین کیلومتر به سمت بالا و خارج گسترش داشته (برای حواشی رگه نوع D فواصل بیشتر است) و دارای منطقه‌بندی مکانی و زمانی

AKF-ACF Diagrams: Hydrothermal Alteration Mineral Assemblages and Associations for Granites



شکل 11. مجموعه کانی‌های AKF-ACF در انواع عمده دگرسانی سنگ دیواره (فعالیت سیلیس لزوماً با کوارتز کنترل نمی‌گردد). کانی‌های نام برده شده در هر نمودار فازهای معمول موجود برای هر نوع دگرسانی هستند. در دگرسانی‌های ضعیف‌تر و دما پایین‌تر پروپیلیتی و آرژیلیک حدواسط تعدادی از کانی‌ها باقی مانده و جدید تشکیل نشده‌اند. بجز زئولیت‌ها و رس‌ها بیشتر کانی‌های نشان داده شده دارای محدوده وسیع دما - فشار تشکیل می‌باشند (به شکل 13 مراجعه شود). اصلاح شده بعد از میر و هملی (۱۹۶۷).

گوگرد مجموعه‌های سولفید با حالت حدواسط سولفیداسیون را ایجاد می‌کنند که در آنها انیدریت کانی همراه معمول است.

دگرسانی سرسیتی حواشی با پهنای چند سانتی متری (با دامنه تغییرات از کمتر از ۱ میلی‌متر تا بیش از ۱ متر) را در طول رگه‌های کنترل شده ساختاری "D" که خود در امتداد شکستگی‌ها و گسل‌ها بوجود می‌آیند تشکیل می‌دهند. جایی که این رگه‌ها بطور متراکم وجود دارند دگرسانی ممکن است در حجم‌های بیش از ۱ کیلومتر مکعب وجود داشته باشد (به دیلز، راسک و رید ۲۰۰۸ مراجعه شود). رگه‌های تیپ D دارای پهنای کمتر از ۱ میلی‌متر تا بیش از ۱ متر بوده، بطور عمده شامل سولفیدهای پیریت و حجم‌های کم تا زیاد کوارتز می‌باشند که تقریباً بطور یکنواخت بعد از غالب دایک‌های پورفیری و رگه‌های تیپ A و B تشکیل می‌گردند. کانی‌های سولفیدی دارای منطقه‌بندی شدید در رگه‌های D بوده از رگه‌های مرکزی غنی از کالکوپیریت که مناطق دگرسانی پتاسیک قدیمی‌تر را قطع کرده‌اند به سمت بالا و خارج به رگه‌های پیریت - کالکوپیریت تا رگه‌های غالباً پیریت‌دار حاوی مقادیر متغیری اسفالریت، تتراهدريت، مقادیر کمی گالن و کربنات‌های منگنز و بطور معمول تورمالین یا انیدریت تبدیل می‌گردند. در کم عمق‌ترین محیط‌ها هماتیت میکایی (اسپیکولار) و کوارتز کانی‌های عمده در برخی از رگه‌های D می‌باشند. حواشی دگرسانی سرسیتی بوسیله جانشینی کل کانی‌های سنگ با میکای پتاسیم‌دار سفید دانه‌ریز (سرسیت)، کوارتز همراه با درصد کمی پیریت، هماتیت میکایی و روتیل یا سایر اکسیدهای تیتانیوم بصورت کانی‌های نادر مشخص می‌گردد. خارج از حاشیه دگرسانی سرسیتی وسیع کانی‌های مافیک تا فاصله‌ای به کلریت تبدیل شده و پلاژیوکلاز بطور مشخص تا حدی بوسیله سرسیت و آلبیت باقیمانده جایگزین می‌گردد. میکای پتاسیم‌دار سرسیتی بطور مشخص نزدیک به مناطق کانسنگ مس شامل موسکویت بوده ولی در بخش‌های بالاتر و خارجی‌تر دگرسانی سرسیتی میکا در دماهای پایین‌تری تشکیل شده و شامل فنژیت آهن و منیزیم‌دار است.

دگرسانی آرژیلیک پیشرفته به دگرسانی هیدرولیتیک شدید و شسته شدن کاتیون‌های دارای پایه قلیایی اشاره دارد که کانی‌های آلومینو- سیلیکات فقیر از عناصر قلیایی (پروفیلیت، دیکیت و

کائولینیت به ترتیب کاهش پایداری حرارتی)، آندالوزیت محلی در مناطق دمابالا، آلونیت و تنوعی از کانی‌های غنی از سیلیس، فلئوئورین و آلومینیم مانند توپاز، دیاسپور، زونیت، کورنودم و دومورتیریت را بوجود می‌آورد (اشکال II و III). مناطق غنی از کوارتز (سنگ‌پوش‌ها) که در آنها تمام آلومینیم برداشت شده است (دگرسانی سیلیس باقیمانده) در مناطق کم‌عمق گذر به محیط‌های گرمایی معمول هستند. در تمام مجموعه‌ها مقادیر فرعی تا نادر کانی‌های اکسید تیتانیوم و فسفات وجود دارند. این دگرسانی هیدرولیتیک شدید بوسیله سیالاتی تشکیل می‌شوند که دارای pH بی‌نهایت پایین و بطور معمول با مقادیر بالای گوگرد همراه بوده و منجر به تشکیل مجموعه‌های غنی از سولفید دارای حالت سولفیداسیون بالا می‌گردند، این مجموعه‌ها بیشتر از پیریت، کولیت، دیژنیت، تنانیت و یا بورنیت همراه با آلونیت تشکیل شده‌اند.

دگرسانی آرژیلیک حدواسط به مجموعه‌های رس‌زا تشکیل شده بوسیله دگرسانی هیدرولیتیک اشاره دارد که در شرایط مشابه دمایی نسبت به دگرسانی سرسیتی در شرایط اسیدی‌تر و نسبت به دگرسانی آرژیلیک پیشرفته در شرایط قلیایی‌تر تشکیل شده‌اند. دگرسانی آرژیلیک حدواسط ممکن است مناطق کوارتز-آلونیت را در محیط‌های نزدیک به سطح در بر بگیرند ولی بطور محلی بصورت هم‌پوشانی روی مناطق دگرسانی پتاسیک و سرسیتی قاعده‌ای تا عمق زیاد گسترش دارد. همانطور که در مورد بیوت مونتانا توصیف گردید رس‌های اسمکتیت یا کائولینیت جانشین پلاژیوکلاز شده، فلدسپات پتاسیم آزرین دگرسان نشده باقی مانده و کانی‌های آهن و منیزیم‌دار بدون تغییر مانده یا تا حدی به کلریت دگرسان تبدیل می‌شوند (سلز و میر ۱۹۴۸، میر و سایرین ۱۹۶۸). سایر کانی‌های رسی شامل هالوزیت و رس‌های آمورف در دماهای پایین و ایلیت است که بطور معمول در دماهای بالاتر بصورت فنژیت در می‌آیند. آلبیت، بیوتیت، پیروکسن و آمفیبول ممکن است در این دگرسانی باقی بمانند. محتوای سولفید که عمدتاً شامل پیریت است بطور معمول پایین بوده و کلسیت نیز معمولاً یافت می‌گردد. سلز و میر (سلز و میر ۱۹۴۸) نشان دادند که مناطق دگرسانی حدواسط در بیوت مونتانا حواشی دورتر نسبت

سدیم دار، اکتینولایت، اپیدوت، کلریت و تیتانیت می‌باشند. در دماهای زیر ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد آلیت با کلریت و اپیدوت همراه است. در دماهای بالاتر از ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد پیروکسن کلسیم دار، پلاژیوکلاز غنی از کلسیم و گارنت‌های محلی کلسیم-آلومینیم- آهن ممکن است در سنگ‌های آذرین نزدیک به سنگ‌های کربناته تشکیل شده و در این محیط دگرسانی سدیک-کلسیک بدون اندواسکارن بصورت تدریجی است (به دیلز و اینوادی ۱۹۹۲ مراجعه شود). کانی‌های سولفیدی بطور معمول در دگرسانی سدیک-کلسیک حضور ندارند ولی ممکن است جایی که در تماس با دگرسانی پتاسیک یا سرسیتی قرار دارند در دگرسانی سدیک نیز سولفید وجود داشته باشد.

گریزن اشاره دارد به جفت‌های هاله-رگه که با موسکویت ماکروسکوپی بلورین و گرمایی همراه است (سیدورف و سایرین ۲۰۰۸). گریزن شامل رگه‌های حاوی موسکویت، کوارتز و مقادیر کمی سولفید (پیریت بیشتر از کالکوپیریت) با هاله‌های فلدسپات-موسکویت می‌باشد. گریزن شکل مجموعه رگه‌های صفحه ای را در مناطق ریشه سیستم‌های مس پورفیری که از گرانیتهای سیلیسی فقیر از آمفیبول بوجود می‌آیند به خود می‌گیرد. هرچند دگرسانی گریزن دارای شباهت‌های کانی شناختی با دگرسانی سرسیتی است خصوصیاتى مانند اندازه درشت‌دانه‌ها، وجود فلدسپات پتاسیم و بیوتیت گرمایی محلی و کمیاب بودن کانی‌های سولفیدی موجب تمایز آن از دگرسانی سرسیتی می‌گردد.

مطابق آنچه در کارهای اینوادی (اینوادی ۱۹۸۲ a,b) و اینوادی و سایرین (اینوادی و سایرین ۱۹۸۱) بررسی شده است، اسکارن اشاره دارد به کانی‌های سیلیکات کلسیم- آهن- منیزیم که جانشین کربنات و دیگر سنگ‌های دیواره شده‌اند. کانی‌های سیلیکات منیزیم در سنگ‌های مادر دولومیتی غالب بوده و کانی‌های سیلیکات آهن و کلسیم در سنگ‌های مادر آهنی غالب هستند که در کانسارهای مس پورفیری بیشتر یافت می‌گردند. اسکارن‌های آبدار اولیه نوعی (typical) شامل کانی‌های گارنت آندرادیت-گروسولار و پیروکسن‌های غنی از کلسیم هستند که ترکیب آنها از دیوپسید تا هدرنرژیت منیزیم دار متغیر است. این کانی‌ها بطور نمونه جایگزین کربنات می‌گردند. اکتینولایت مشخصه

به دگرسانی سرسیتی هستند که اطراف رگه‌های مرحله اصلی وجود دارد و تفسیر آنها این بوده که این دو نوع دگرسانی بطور همزمان تشکیل شده‌اند (میر و هملی ۱۹۶۷). مطالعات اخیر سیستم‌های زمین گرمایی و گرمایی پیشنهاد می‌کنند که دگرسانی آرژیلیک حدواسط در دمای پایین‌تر (کمتر از ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد، ریز ۱۹۹۰، سیمونز و سایرین ۲۰۰۵) در مقایسه با دگرسانی سرسیتی (۲۵۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد، راسک، رید و دیلز ۲۰۰۸، راسک، رید و میلر ۲۰۰۸) تشکیل می‌شود. در سنگ‌های میزبان با ترکیب حدواسط غنی از پلاژیوکلاز کلسیم دار مانند کانسارهای مس پورفیری جنوب غرب اقیانوس آرام دگرسانی مشابهی معروف به SCC (ایلیت- سرسیت- کلریت- رس) معمول است (مشاوره با سیلیتو و گپ ۱۹۸۴، سیلیتو ۲۰۰۰). دگرسانی پروپیلیتیک اشاره دارد به دگرسانی سنگ‌های آذرین بوسیله هیدراسیون، کربناته شدن، اکسیداسیون و واکنش‌های سولفیداسیون محلی برای تشکیل مجموعه‌های غنی از کانی‌های آبدار و حاوی کربنات، سولفید و یا هماتیت (شکل II). مجموعه‌های مشخص این دگرسانی حاوی کانی‌های گروه اپیدوت، کلریت یا اکتینولایت در دماهای بالاتر و کلریت، ایلیت- سرسیت یا اسمکتیت در دماهای پایین‌تر بصورت جانشینی پلاژیوکلاز کلسیم دار و کانی‌های آهن و منیزیم دار می‌باشند. بیشتر کانی‌های آذرین کانی‌های هستند که بطور محلی از سنگ اولیه باقیمانده یا پایدار هستند (برای مثال فلدسپات پتاسیم دار، بیوتیت، آمفیبول، مگنتیت و تیتانیت)، و آلیت بطور معمول از اجزاء غنی از سدیم پلاژیوکلاز اولیه تبلور پیدا می‌کند. محتوای سولفید این دگرسانی معمولاً پایین است.

دگرسانی سدیک و سدیک- کلسیک به دگرسانی قلیایی شدید اشاره دارد که در آن کانی‌های غنی از سدیم و بطور معمول غنی از کلسیم اضافه شده و کانی‌های غنی از پتاسیم و معمولاً غنی از آهن از بین می‌روند. واکنش‌های دگرسانی مشخص جانشینی فلدسپات سدیم دار بجای فلدسپات‌های پتاسیم، کانی‌های کلسیم- آهن- منیزیم و یا جانشینی میکای پتاسیم دار بوسیله کلریت است. تبادل قلیایی شاخص اضافه شدن سدیم \pm کلسیم و خارج شدن پتاسیم \pm آهن است. کانی‌های مشخص اضافه شده شامل پلاژیوکلاز

سایرین ۲۰۰۸) و بیوت مونتانا (میر و سایرین ۱۹۶۸)، از رگه‌ها و دگرسانی سرسیتی همراه تشکیل شده که بطور جانبی بیش از ۱۰ کیلومتر گسترش دارند (شکل D6C).

حواشی

همانطور که در بالا عنوان شد حاشیه‌های دگرسانی گرمابی اطراف رگه‌های نیمه‌مسطح میلی‌متری تا سانتی‌متری تا رگه‌های محلی با ابعاد دسی‌متری مشخصه کانسارهای مس پورفیری هستند. جایی که رگه‌ها به هم خیلی نزدیک بوده و حواشی آنها همپوشانی پیدا می‌کنند نتایج دگرسانی گسترده می‌باشد. نظریه تشکیل حاشیه رگه به اینصورت است که جریان سیالات گرمابی در طول شکستگی‌های نیمه‌مسطح و اجزاء سیال از طریق یک شکاف پایدار به درون سنگ دیواره مجاور نفوذ کرده و واکنش‌های کانی گرمابی را ایجاد کرده‌اند (به کورژینسکی ۱۹۵۹ و گیگر و سایرین ۲۰۰۲ مراجعه شود). حواشی بطور معمول از طریق یکسری واکنش‌های کانی در فواصل به نسبت متفاوت از رگه مرکزی ایجاد می‌گردند ولی این موارد معمولاً در متن عنوان نمی‌گردد (سلز و میر ۱۹۴۸ و ۱۹۵۰، گیگر و سایرین ۲۰۰۲).

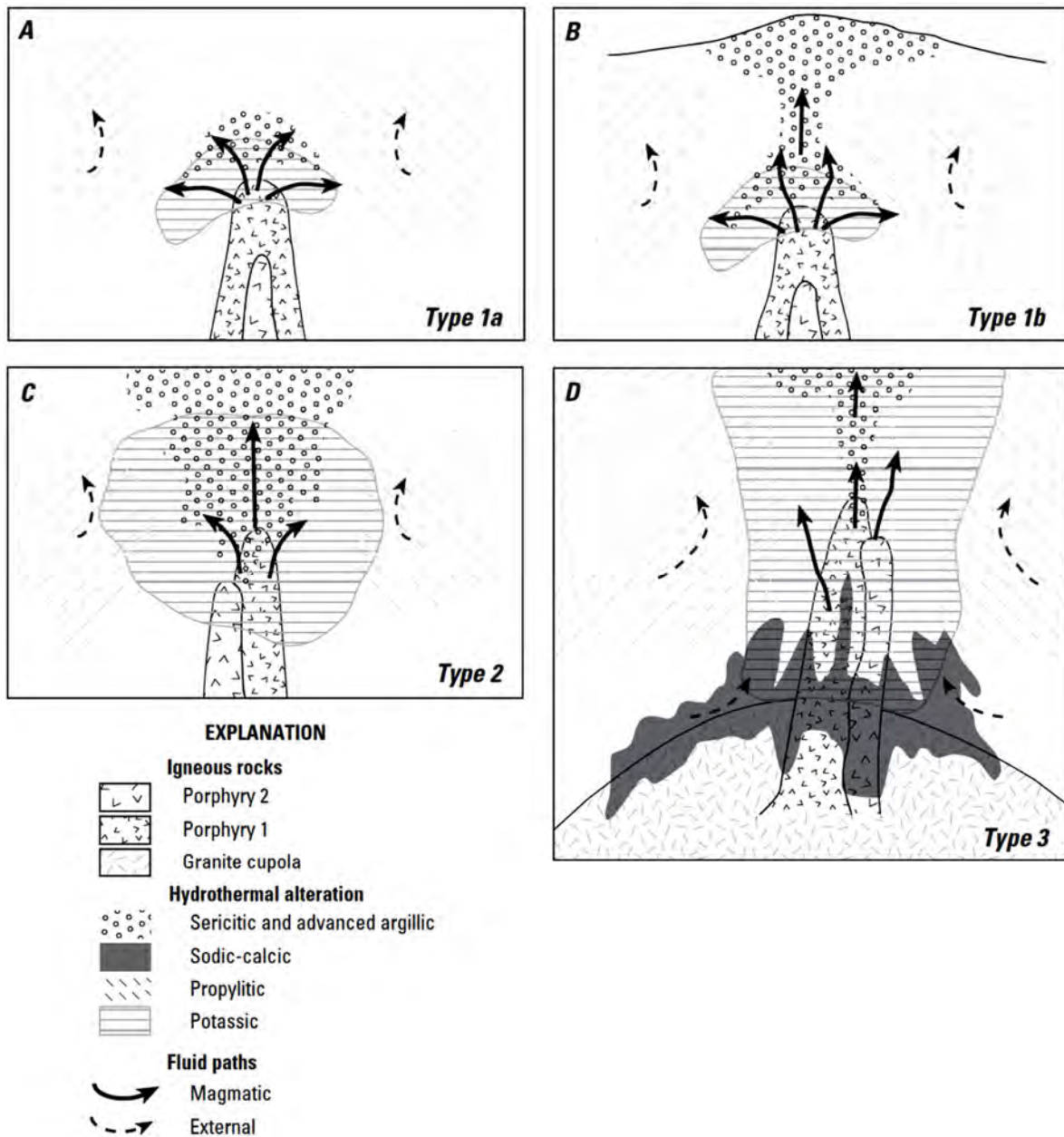
دگرسانی پتاسیک بوسیله اضافه شدن وسیع بیوتیت و یا فلدسپات پتاسیم در مناطقی که بیش از ۱ کیلومتر پهنا و ۱ کیلومتر ارتفاع دارند مشخص می‌گردد، ولی این دگرسانی در اطراف به نواحی باریکی می‌رسد که در آنها شکستگی‌ها بوسیله سولفیدها، کوارتز، کربنات‌ها، بیوتیت پر شده و مگنتیت دارای حواشی باریکی میلی‌متری بیوتیت گرمابی است که در سنگ سالم توسعه پیدا کرده است (مراجعه شود به بیوت: رابرتز ۱۹۷۵، گیگر و سایرین ۲۰۰۲، شکل ۹، بینگهام: سیدوروف و سایرین ۲۰۰۵).

دگرسانی سرسیتی بطور یکنواختی در مقیاس سانتی‌متری تا دسی‌متری و بندرت حواشی با ابعاد متری تشکیل می‌شود که در آن سرسیت جانشین فلدسپات‌ها می‌گردد. کانی‌های آهن و منیزیم‌دار به‌ویژه بیوتیت عموماً در یک حاشیه ثانویه (یا جبهه واکنشی) در فاصله دورتری نسبت به رگه به سرسیت تبدیل می‌گردد، ولی در برخی موارد مانند منطقه سرسیت خاکستری Butte جبهه واکنش بیوتیت نسبت به جبهه فلدسپات به رگه نزدیک‌تر است (راسک، رید و دیلز ۲۰۰۸).

مجموعه‌های اسکارن آبدار است که در برخی موارد با کالکوپیریت، پیریت، مگنتیت و تشکیل کانسنگ همراه هستند (اینوادی ۱۹۸۲b). مراحل بعدی اسکارن آبدار شامل کانی‌هایی مثل اکتینولایت، کلریت و تالک است که بطور معمول با کلسیت، کوارتز، مگنتیت، هماتیت و سولفیدها که جانشین گارنت و پیروکسن اولیه شده‌اند همراه می‌باشند و معمولاً بعنوان نماینده دگرسانی قهقرایی طی سردشدگی، هیدراسیون و کربناتی شدن تعبیر و تفسیر می‌گردند.

ابعاد جانبی و عمودی

مناطق دگرسانی گرمابی دارای ابعاد جانبی و عمودی کیلومتری بوده و تغییرات هندسی عمده‌ای را در نتیجه عملکرد عمق، ترکیب سنگ و جهت یافتگی مناطق نفوذپذیرتر مانند سنگ دارای شکستگی‌های آبدار و دایک‌های پورفیری از خود نشان می‌دهند (شکل I2 سیدوروف و سایرین ۲۰۰۵). در محیط کم‌عمق توده‌های نفوذی تمایل دارند بصورت دایک مانند در مناطق باریکی با پهنای کمتر از ۱ کیلومتر در امتداد دایک‌هایی قرار گیرند که سیالات گرمابی را متمرکز می‌کنند. ابعاد عمودی در این محیط کم بوده (۱ تا ۳ کیلومتر) و مناطق دگرسانی به سمت بالا به درون نواحی گرمابی نفوذ می‌کنند که در برخی موارد حاوی کانی‌زایی مس-طلا می‌باشند (شکل E4، مقاسیه بین Yerington، نوادا، Yanacocha در پرو و Far South East-Lepanto در فیلیپین). در محیط‌های عمیق‌تر مانند بیوت مونتانا و احتمالاً برخی کانسارهای جنوب غرب ایالات متحد مناطق دگرسانی گرمابی شکل فنجان وارونه را دارند که بطور جانبی و عمودی گسترش ۱ تا ۴ کیلومتری دارند. در بیشتر این محیط‌ها مناطق دگرسانی سرسیتی در بخشی از این گنبد دگرسانی پتاسیک قدیمی نفوذ کرده و تا فواصل نامشخص (بیش از ۲ کیلومتر) به سمت بالا گسترش دارند. جایی که گسل خوردگی همزمان با دگرسانی سرسیتی اتفاق افتاده، رگه‌ها و مناطق دگرسانی سرسیتی بطور عمودی بیش از ۳ کیلومتر و بطور جانبی بیش از ۵ کیلومتر گسترش دارند (El Abra در شیلی، آمبروز ۱۹۷۷). کانسارهای رگه‌ای فلزات پایه موسوم به کوردیلرا که خود بوسیله رگه‌های غنی از فلزات پایه متعدد و دارای منطقه‌بندی در کوه‌های آند پرو مشخص است (اینوادی ۱۹۷۷، بارتوز ۱۹۸۷، بومگارتنر و



شکل 12. الگوهای منطقه‌بندی دگرسانی گرمابی و مسیرهای جریان سیال برای کانسارهای مس پورفیری که در محیط‌های مختلف جایگزین شده‌اند. نقل از سیدورف و سایرین (۲۰۰۵، شکل شماره ۱۰).

دیلز (۲۰۰۸). توصیف مناطق دگرسانی سرسیتی برای کانسارهای مس پورفیری از کانساری به کانسار دیگر و حتی گاهی درون یک کانسار منفرد تفاوت داشته بطور اصولی بکار نرفته است و از سنگی که ۵ تا ۱۰ درصد حجم آن حواشی سرسیتی از خود نشان می‌دهد (به لاوی و گیلبرت ۱۹۷۰ مراجعه شود) تا سنگی که ۱۰۰ درصد حجم آن دگرسانی وسیع سرسیتی است تغییر می‌کند. دگرسانی آرژیلیک پیشرفته بطور نمونه حاشیه‌های منطقه‌داری ایجاد می‌کند که درون دگرسانی‌های سرسیتی یا آرژیلیک حدواسط

مناطق خارجی‌تر و بالاتر دگرسانی سرسیتی بوسیله نواحی درونی‌تر کوارتز-سرسیت گسترده با پیریت فراوان و مناطق خارجی‌تر کوارتز-سرسیت فنزیتی و کلریت مشخص می‌گردند که با فاصله بوسیله مناطق وسیع سنگ دارای دگرسانی ضعیف حاوی کلریت \pm سرسیت فنزیتی در بر گرفته شده است (به دیلز و اینوادی ۱۹۹۲ مراجعه شود). مناطق دگرسانی گسترده و وسیع سرسیتی غیرمعمول نیستند ولی وسعت ناحیه غیرعادی سرسیت خاکستری در بیوت (Butte) در حدود ۱ کیلومتر مکعب است (راسک، رید و

بوده و بندرت در امتداد رگچه‌های کوارتز نیز یافت می‌گردند، همانطور که بوسيله مثال‌های یرینگتون (Yerington) نوادا نشان داده شده است (کارتون ۱۹۶۸، ديلز و اينوادی ۱۹۹۲).

دگرسانی آرژيليك حدواسط و پروپيليتيك کمتر حاشيه‌های مشخص ايجاد می‌کنند که بطور ضعیفی در نوشته‌ها توصیف شده‌اند. مناطق دگرسانی اسکارن بی‌آب مشخصاً بصورت حاشيه رگه‌ها تشکیل نمی‌شوند و بصورت جبهه‌های واکنشی واضح بین سنگ غنی از کربنات نسبتاً ناتراوا و دگرسان نشده و اسکارن‌های متخلخل و نفوذپذیر در مجاورت تماس‌های سنگ‌شناسی یا گسل‌ها یافت می‌گردند.

دگرسانی زمينه سنگ

مجموعه کانی دگرسانی که در بالا توصیف شد به کل سنگ اشاره داشته و در اینجا تفاوتی بین زمينه و بقیه سنگ قائل نشده است. در این تعریف همه مناطق دگرسانی سنگ دیواره بعنوان حاشيه اطراف رگه‌ها در نظر گرفته می‌شوند. تنها استثناء در کانسارهای مس پورفیری زمينه اپلیتی دایک‌های پورفیری است که بطور مشخص نسبت به سنگ‌های گرانیتوئیدی همسان دانه تراوایی زیادی دارد. زمينه اپلیتی معمولاً بشدت دگرسان شده است در حالیکه فنوکریست‌های موجود در آن کمتر دگرسان شده‌اند، این مطلب شاهد قوی در تأیید این مطلب است که زمينه اپلیتی که بطور ضعیفی شکستگی پیدا کرده است اجازه جریان سیال را می‌دهد (به کار ديلز و اينوادی ۱۹۹۲ مراجعه شود).

شدت

تصور بر این است که شدت دگرسانی سنگ اینجا بوسيله تغییر خالص از طریق افزوده شدن یا کاهش اجزاء شیمیایی از سنگی با حجم ثابت (فرضی که بوسيله شواهد بافتی تأیید می‌گردد، با رهیافت گرسنز مقایسه شود: گرسنز ۱۹۶۷، گرنترز ۱۹۶۸). شدت دگرسانی تحت عنوان انتقال جرم شیمیایی بطور معمول از شدید تا ضعیف به ترتیب از آرژيليك پیشرفته، سرسیتی، سدیک-کلسیک و سدیک، پتاسیک، آرژيليك حدواسط و پروپيليتيك کاهش پیدا می‌کند.

در برگرفته شده‌اند. در بیشتر مناطق کانسنگ کانسارهای مس پورفیری رگه‌های کوارتز-سولفید با حاشيه‌های غنی از پیروفیلیت کمیاب بوده و درون دگرسانی سرسیتی قرار گرفته‌اند (مقایسه، El Salvador گوستافسون و هانت ۱۹۷۵، Batu Hijau کلود و سایرین ۱۹۹۹). در رگه‌های فلزات پایه کم‌عمتر و تأخیری‌تر کوردیلرا حاشيه‌ها بطور معمول در طول رگه‌های نزدیک پهن بوده (با ابعاد دسی‌متر تا میلی‌متر) و با افزایش فاصله از مرکز توده نفوذی باریک می‌شوند. در بیوت (Butte) حاشيه‌ها اطراف رگه‌های کوارتز-سولفید منطقه‌بندی داشته از ۱۰ سانتی‌متر تا ۱۰ متر در پهنای متغیر بوده و شامل یک منطقه درونی‌تر محلی آرژيليك پیشرفته (غنی از پیروفیلیت) می‌باشند که خود بوسيله مناطق دگرسانی سرسیتی، آرژيليك حدواسط و پروپيليتيك احاطه شده است (سلز و میر ۱۹۴۸، میر سایرین ۱۹۶۸). مطالعات سیالات درگیر و ایزوتوپ‌های پایدار پیشنهاد می‌کنند که دگرسانی آرژيليك حدواسط در بیوت (Butte) در دماهای پایین‌تر (کمتر از ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد) و زمان‌های جوان‌تر (تأخیری‌تر) نسبت به دگرسانی سرسیت-پروپيليتيك در دماهای ۲۵۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌گردد (ژانگ ۲۰۰۰، راسک، رید و میلر ۲۰۰۸). در بالاترین مناطق دگرسانی کم‌عمق کانسارهای مس پورفیری مناطق دگرسانی آرژيليك پیشرفته مشابه نواحی دگرسانی آرژيليك پیشرفته کوارتز-آلونیت یا کانسارهای طلای گرمابی سولفیداسیون بالای بخوبی توصیف شده بوده و بطور گذرا به آنها تبدیل می‌گردند (هدنکوئیس و سایرین ۲۰۰۰). مناطق داخلی‌تر غنی از کوارتز بطور مشخص درون دگرسانی کوارتز-آلونیت، کوارتز-آلونیت ± دیکیت ± پیروفیلیت و پروپيليتيك غنی از کلریت قرار دارند (مقایسه با El Salvador، هدنکوئیس و سایرین ۲۰۰۰). دگرسانی آرژيليك حدواسط بطور معمول در منطقه‌ای وجود دارد که بین مناطق آرژيليك پیشرفته و پروپيليتيك در محیط‌های نزدیک به سطح قرار گرفته‌اند ولی همچنین ممکن است بصورت یک دگرسانی عمیق دماپایین و ضعیف در نتیجه شسته‌شدگی روی مناطق کانسنگ کانسارهای مس پورفیری را بپوشاند.

حاشيه‌های دگرسانی سدیک-کلسیک با پهنای سانتی‌متری تا دسی‌متری در مجاورت رگچه‌های اکتینولایت و اپیدوت معمول

الگوهای منطقه‌بندی

شده فازهای بخار دارای چگالی پایین و شوراب تولید می‌کنند، ولی در تمام موارد انبساط پیدا کرده، انرژی مکانیکی ایجاد می‌کنند که موجب آب‌شکست سنگ می‌گردند (بورنهام و اوهموتو ۱۹۸۰). چنین سیالاتی حرکت کرده، بطور معمول روبه بالا و خارج بسمت سطح از منبع ماگمایی می‌باشند. در زمانی که سیال از حجره ماگمایی زیرین آزاد می‌گردد این منطقه تحت فشار هیدروستاتیک به نسبت آب‌های زیرزمینی پیرامون دچار فشار بیش از حد قرار گرفته و این سیالات ماگمایی - گرمابی در اشکال هندسی متفاوتی که از کشیده عمودی تا پوسته هم‌مرکز مدل لول و گیلبرت متغیر است بسمت بالا و خارج حرکت می‌کنند (شکل I2 سیدورف و سایرین ۲۰۰۵).

در محیط‌های عمیق مانند بیوت (Butte) اشکال شبیه فنجان وارونه با شیب ملایم درون پوسته‌های هم‌مرکز غالب هستند در حالیکه بطور مشخص در محیط‌های حدواسط و کم‌عمق جریان سیال رو به بالا برای ایجاد مناطق کشیده عمودی غالب است (پروفت ۲۰۰۹). سیالات در حال سرد شدن در عمق دگرسانی پتاسیک دمابالا با دگرسانی سرسیتی دمابالین پوشیده می‌شوند که با منطقه‌بندی مکانی، تعادل فاز و ترکیبات سیال درگیر مطابقت دارد (مسیر A شکل I3 هملت و سایرین ۱۹۸۰، سیدورف و سایرین ۲۰۰۵، راسک، رید و دیلز ۲۰۰۸). در اعماق حدواسط و کم‌عمق سیالات ماگمایی - گرمابی چگالی کلی کم و بالا آمدگی بزرگی به شکل یک ستون تنوره مانند ایجاد می‌کنند که تا سطح آب زیرزمینی نزدیک به سطح بالا می‌آید (هنلی و مک ناب ۱۹۷۸). در این سناریو بخار چگالی پایین ممکن است بطور جزئی از بخش کوچکی از شوراب چگالی بالا جدا شده و متراکم گردد، جایی که تولید دگرسانی آرژیلیک پیشرفته احاطه شده به دگرسانی سرسیت و آرژیلیک حدواسط تغییر پیدا می‌کند (مسیر C شکل I3). در نتیجه تصاعد روبه بالای عادی در مراحل اولیه دمابالا از دگرسانی پتاسیک عمیق تا آرژیلیک پیشرفته کم‌عمق با مس - طلای غالب صورت می‌گیرد که بوسیله فازهای بخار و شوراب منتقل شده و بصورت کانی‌های سولفیدی در هردو محیط نهشته شده است. بسته به رژیم دمایی دگرسانی سرسیتی ممکن است یک موقعیت حدواسط را اشغال کند.

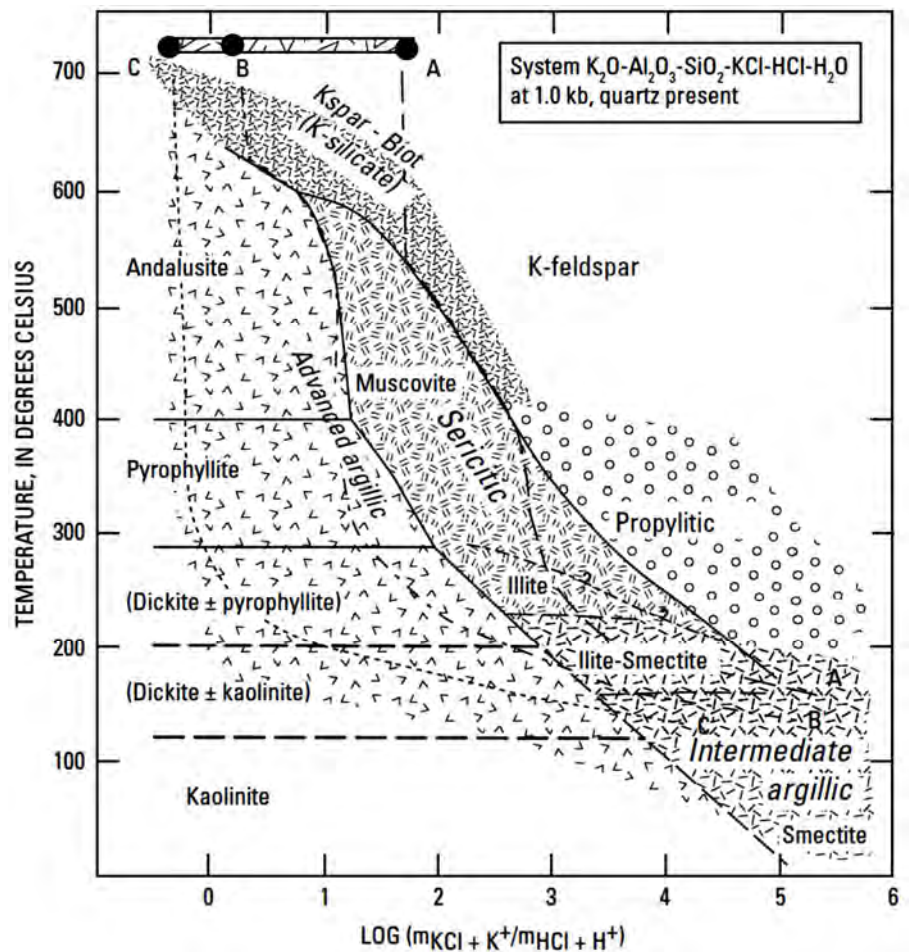
کانی‌های گرمابی بطور جزئی دارای منطقه‌بندی هستند، این منطقه‌بندی ممکن است تاحدی بخاطر مسیرهای جریان سیال و خصوصیات فیزیکوشیمیایی در یک مدت زمان معین از لحاظ مکانی متغیر بوده و ممکن است تا حدی به این دلیل باشد که سیستم ماگمایی - گرمابی طی گستره‌هایی در مقیاس سیستم با دامنه صدها هزار تا میلیون‌ها سال تکامل و تغییر پیدا کرده باشد (به "دوام سیستم‌های ماگمایی - گرمابی" در بخش D مراجعه شود). منطقه‌بندی کانی گرمابی هم در مقیاس‌های میلی‌متری تا متری همانطور که قبلاً برای حاشیه رگه‌های توسعه یافته به موازات شکستگی‌های رگه (عمود بر جریان سیال گرمابی) توصیف شد و هم در مقیاس‌های کیلومتری به موازات جریان سیال در طول رگه‌ها، شکستگی‌ها و دایک‌های پورفیری اتفاق می‌افتد. شیب‌های فشار که در اینجا توصیف گردید تاحد زیادی موجب رانده شدن جریان سیال می‌گردند. بنابراین الگوهای منطقه‌بندی در مقیاس بزرگ تا حد زیادی بوسیله تراوایی دیکته می‌شود که خود در عوض شدت بوسیله توانایی ماگمایی - گرمابی یا گسل‌خوردگی برای ایجاد شکستگی و بسته شدن این شکستگی‌ها بوسیله کانی‌های گرمابی (بطور عمده بوسیله کوارتز دیکته می‌گردد) تحت تأثیر قرار دارد. در مرتبه دوم شرایط دما و فشار سنگ، سیال، ویسکوزیته و دیگر خصوصیات سیال را تحت تأثیر قرار می‌دهد. یک سیمای بی‌نهایت مهم سیالات ماگمایی - گرمابی این است که بطور مشخص دارای حدود ۵ درصد وزنی نمک‌های حل شده بوده و زمانی که طی جدا شدن از ماگما در اعماق کم دچار افت فشار می‌گردند تفکیک شده و بخار دارای چگالی پایین با مقادیر کم شوراب ایجاد می‌کنند (بودنار و سایرین ۱۹۸۵، هاینریش ۲۰۰۵). بطور نمونه سیالات غیرماگمایی دما پایین‌تر یا سیالات ماگمایی - گرمابی تأخیری که در عمق زیاد منشأ می‌گیرند به بخار و شوراب تفکیک نمی‌گردند.

سه جزء در اینجا تشخیص داده شده‌اند که در منطقه‌بندی دگرسانی سهیم هستند. عامل اول صعود سیالات ماگمایی - گرمابی اولیه از حجره ماگمایی عمیق است. این سیالات معمولاً تفکیک

کانسنگ و سطوح بالاتر ایجاد می‌کنند. این دگرسانی سرسیتی رگه‌های کوارتز سولفیدی تیپ D و گاهی گسل‌ها را دنبال کرده و مشاهدات جهانی را ایجاد می‌کنند که مطابق آنها رگه‌های تأخیری D و مناطق دگرسانی سرسیتی مناطق دگرسانی پتاسیک را که زودتر تشکیل شده‌اند در کانسنگ کانسارهای مس پورفیری قطع می‌کنند (اشکال I2B, I2C, گوستافسون و هنت ۱۹۷۵، سیدورف و سایرین ۲۰۰۵). آخرین ورود سیالات ماگمایی- گرمایی حتی در دماهای پایین‌تر در سطح کانسنگ وجود داشته و دگرسانی آرژلیک حدواسط ضعیف گسترده را در دماهای کمتر از ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد به‌ویژه در دایک‌های پورفیری تأخیری بوجود می‌آورد، مانند آنچه که در بیوت (Butte) وجود دارد (به ژانگ ۲۰۰۰ مراجعه گردد).

عامل دوم کاهش در دما و فشار سیالی است که از حجره ماگمایی زیر یک عمق داده شده بصورت تابعی از زمان حاصل می‌گردد. این مطلب ظاهراً به این دلیل ایجاد می‌گردد که توده گرانیوئیدی زمانی که به طرف پایین انجماد پیدا می‌کند بخارات ماگمایی را برای سیال کانسنگ فراهم می‌کند که به طرف بالا صعود نموده و در هر عمقی در ادامه دمای پایین‌تر یک مسیر دما- فشار به منطقه کانسنگ و محیط نزدیک به سطح روی آن می‌رسند. در این حالت سیال صعودکننده اغلب به فازهای بخار و شورآب تفکیک می‌شود ولی بیشتر بصورت تک فاز باقی می‌ماند. صعود این سیال بطور مشخص دگرسانی پتاسیک ضعیف در زیر سطح کانسنگ (مقایسه شود با Ann-Manson دیلز و اینوادی ۱۹۹۲) دگرسانی سرسیتی، و در برخی موارد برش‌های تورمالین‌دار در

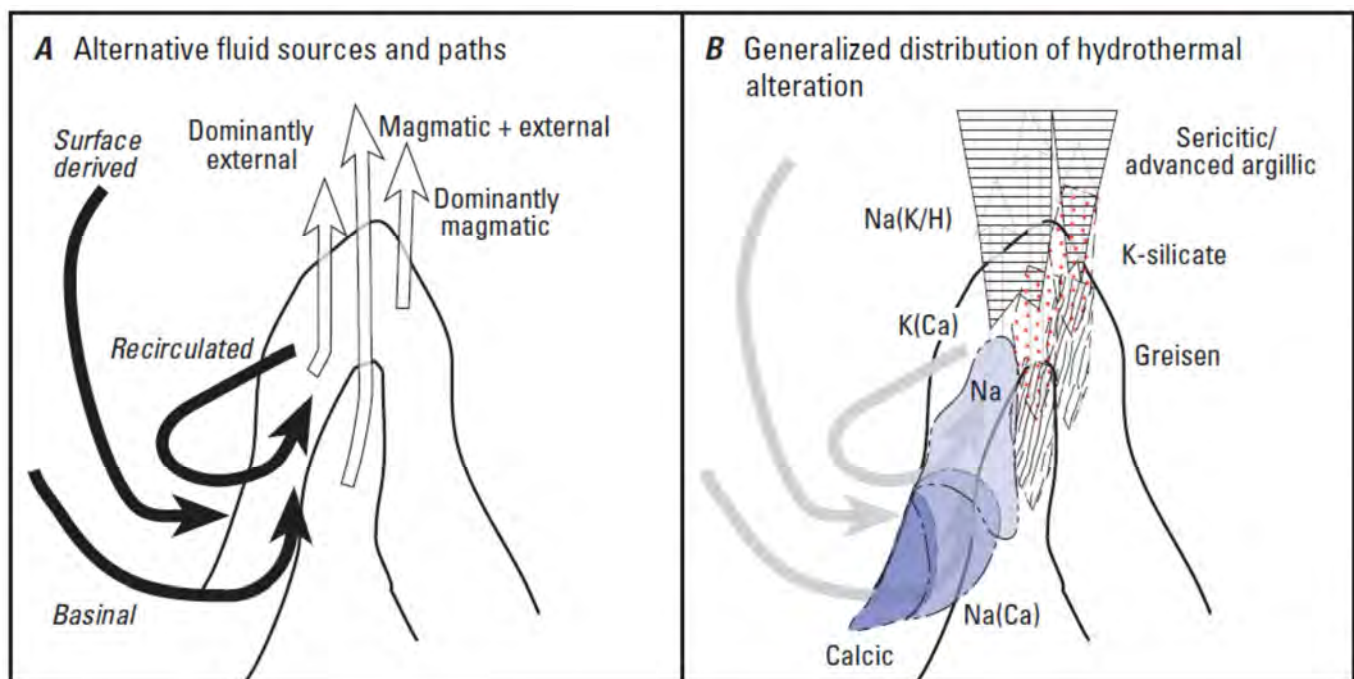
شکل ۱۳. دما نسبت به نمودار m_{KCl} / m_{HCl} برای سامانه $-O_3Al_2 -OKCl - HCl - H_2$ در OK_2 در اکیلو بار با حضور کوارتز که نشان‌دهنده پایداری کانی و میدان‌های انواع دگرسانی‌های معمول در کانسارهای مس پورفیری است. m_{KCl} / m_{HCl} وابسته به ترکیب ماگما می‌باشد. مسیرهای A, B و C بطور فزاینده نشان‌دهنده مقادیر پایین‌تر KCl/HCl سیالات گرمایی و نسبت‌های بالاتر سیال/ سنگ می‌باشند. مسیر A نشان‌دهنده مسیر احتمالی تکامل سیال برای ماگمای متالومین یا ماگمای دارای نسبت بالای K/Na (برای مثال گرانیت) می‌باشند. مسیر B نشان‌دهنده ماگمای پرآلومین یا دارای نسبت پایین K/Na می‌باشد (برای مثال تونالیت). سرد شدن سیالی با نسبت m_{KCl} / m_{HCl} پایین دگرسانی آرژلیک پیشرفته ایجاد می‌کند. مسیر C نشان‌دهنده انجماد بخار جدا شده از شوراب در نسبت‌های بالای آب/ سنگ دگرسانی آرژلیک پیشرفته ایجاد می‌کند. برای توضیح بیشتر به سیدورف و سایرین (۲۰۰۵ شکل شماره ۱۲) مراجعه شود.



منطقه یرینگتون به بخش‌های مرکزی مناطق کانسنگ نفوذ کنند (شکل I2D، کارتن ۱۹۸۶، سیدورف و سایرین ۲۰۰۵). زمانی که سیال غیرماگمایی آب‌های جوی رقیق باشند (کمتر از ۳ درصد وزنی شوری) نمی‌توانند به بخش‌های مرکزی سامانه گرمایی جایی که دگرسانی پتاسیک و سرسیتی در دماهای بیش از ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌گردند برسند، این سیالات تنها بطور مشخص در دماهای کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد نفوذ کرده و در دگرسانی آرژیلیک پیشرفته کم‌عمق، پروپیلیتیک و آرژیلیک حدواسط دماپایین و تأخیری مشارکت دارند.

ماهیت سیالات و منطقه‌بندی در محیط‌های اسکارن پیچیده‌تر بوده و نسبت به محیط کانسارهای مس پورفیری کمتر شناخته شده است، ولی اسکارن گارنت-پروکسن بی‌آب ممکن است به دگرسانی پتاسیک و سرسیتی مربوط باشد (مراجعه شود به اینوادی ۱۹۹۷ و ۲۰۰۰، انکینسون و اینوادی ۱۹۷۸، اینوادی و سایرین ۱۹۸۱). اندواسکارن بطور جزئی شبیه دگرسانی حاصل از سیالات غیرماگمایی است.

عامل سوم مشارکت سیالات غیرماگمایی اطراف در سنگ‌های میزبانی است که بوسیله پورفیری‌ها مورد نفوذ قرار گرفته‌اند (شکل I4). این سیالات ممکن است از شوراب‌ها تا آب‌های جوی رقیق متغیر باشند. این سیالات ممکن است در یک سامانه تحت فشار از لحاظ هیدروستاتیک که بوسیله حجره ماگمایی در عمق و توده‌های نفوذی داغ پورفیری تحریک شده و شکستگی‌هایی را که بوسیله سیالات ماگمایی-گرمایی ایجاد شده است دنبال کند. آب‌های سازندی شور در طول مرزکلاهیگ گرانیت در محدوده یرینگتون (Yerington) حجم‌های بزرگی از دگرسانی سدیک-کلسیک را که بسمت زیرکلاهیگ و محل کانسنگ امتداد پیدا کرده‌اند بوجود آورده‌اند (کارتن ۱۹۸۶، دیلز و اینوادی ۱۹۹۲). دگرسانی پروپیلیتیک در ناحیه یرینگتون بوسیله شوراب‌ها در دماهای پایین‌تر (دیلز و اینوادی ۱۹۹۲، دیلز و پروفوت ۱۹۹۵) و اعماق کمتر در منطقه بینگهام بوجود آمده است (بومن و سایرین ۱۹۸۷). اگر ورود سیال ماگمایی-گرمایی کاهش یابد شوراب‌ها ممکن است مانند

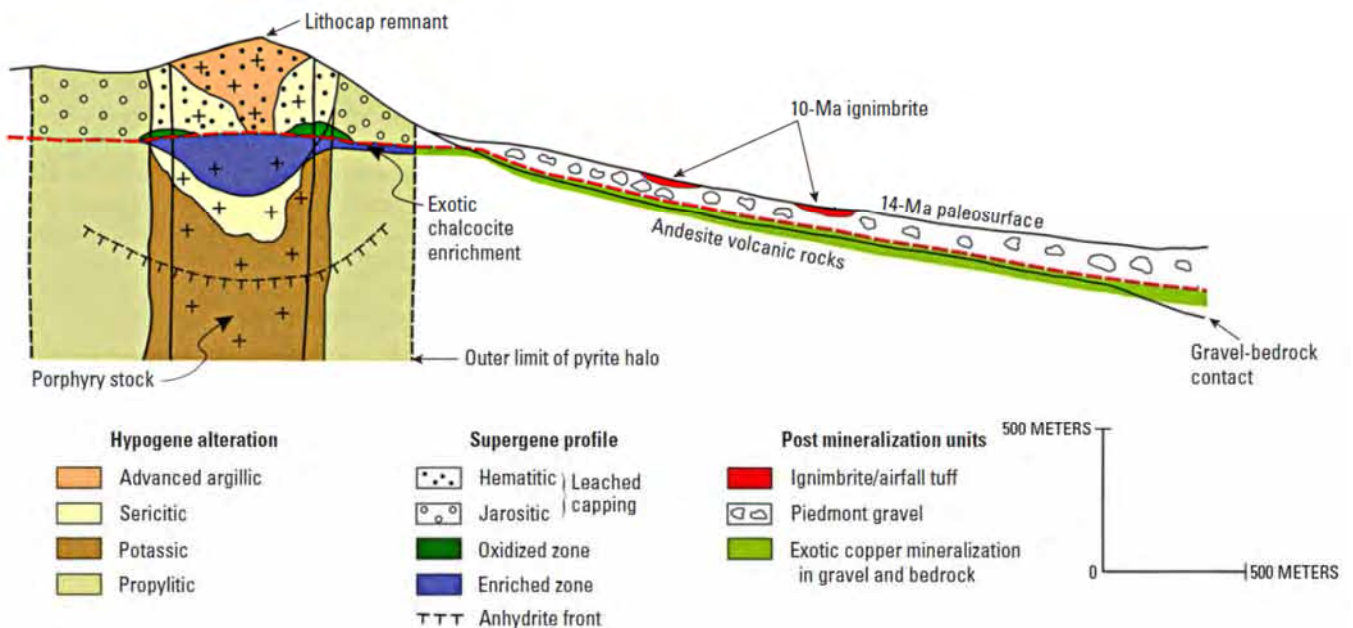


شکل 14. مدل چرخش سیال و دگرسانی در منطقه ریشه کانسارهای مس پورفیری (نقل از سیدورف و سایرین، ۲۰۰۵، شکل شماره ۵). (A) رسم شماتیک مسیرهای استنباط شده چرخش انواع انتخاب شده سیالات. (B) رسم شماتیک یک آرایش احتمالی انواع دگرسانی‌های مشاهده شده در مناطق ریشه. انواع دگرسانی‌های نمایش داده شده کلسیک، سدیک-کلسیک، سدیک، گریزن (گریزن غنی از موسکویت)، پتاسیک (سیلیکات پتاسیم)، گذار پتاسیک به کلسیک (K(Ca)) و گذار سدیک به پتاسیک و سرسیتی [Na (K/H)] و انواع سرسیتی و آرژیلیک پیشرفته می‌باشند. منشأ استنباط شده انواع مختلف دگرسانی بوسیله کمان‌های برچسب‌دار بخش A مشخص شده است.

۱. خصوصیات کانسنگ سوپرژن

کانسنگ سوپرژن حاوی کانی‌های قابل معدنکاری و سایر کانی‌های بی‌شمار از آب‌های زیرزمینی دارای pH پایین فرورو حاصل می‌گردند که کانی‌های مس هیپوژن را حل کرده و مس را در کانی‌های پایدار در محیط‌های دما پایین اکسیدان مس نهشته می‌سازد. طی تشکیل کانسنگ سوپرژن آب‌های فرورو بوسیله انحلال پیریت اسیدی شده و بطور همزمان موجب انحلال کانی‌های مس هیپوژن می‌گردد. چرخه‌های متعدد انحلال - رسوب منجر به تجمع دوباره مس در کانسارهای زیرین دارای گسترش جانبی زیاد معروف به کانسارهای اکسید مس سوپرژن، پتوهای غنی‌شدگی مس یا مناطق سولفید مس غنی‌شده و بطور کمیاب‌تر تجمعات دور معروف به کانسارهای اکسید خارجی (exotic) می‌گردد. سنگ متخلخل بالایی که از آن کانی‌های مس هیپوژن و سایر اجزای سنگ برداشت شده است کلاهدک شسته شده نام دارد

(به مقاطع H-K "باطله هیپوژن و سوپرژن" مراجعه شود). روابط مکانی کلاهدک شسته شده، کانسنگ اکسید، کانسنگ سولفید و کانسنگ خارجی نسبت به سنگ‌شناسی‌ها و مناطق دگرسانی هیپوژن در یک کانسار مس پورفیری در شکل 11 نشان داده شده است. غنی‌شدگی مولیبدن، طلا و نقره در کانسارهای مس پورفیری بوسیله فرایندهای هوازگی و غنی‌شدگی سندیت پیدا نکرده است. مجموعه‌های کانی و بافت‌ها در کلاهدک شسته شده برای شناسایی غنی‌شدگی زیرین بکار رفته و تعدادی از کانسارهای مس پورفیری بوسیله حفاری درون کلاهدک شسته شده اکتشاف گردیده‌اند. کانسنگ‌های سوپرژن بطور معمول به دلیل نزدیکی به سطح امروزی اول، عیارهای بالاتر مس و نرخ‌های بالاتر بازیافت زودتر از بخش‌های دیگر مورد معدنکاری قرار می‌گیرند. در کانسارهای مس پورفیری که برای دهه‌ها در حال تولید بوده‌اند کانسنگ‌های سوپرژن بطور وسیعی مورد معدنکاری قرار گرفته‌اند.



شکل 11. مقطع زون سوپرژن بالغ براساس کانسارهای مس پورفیری در شمال شیلی (بعد از سیلیتو ۲۰۰۵، شکل ۴). موقعیت و پیکربندی کلاهدک شسته شده (منطقه الگودار) و منطقه کانسنگ سولفید غنی شده (رنگ آبی پررنگ) بوسیله دگرسانی‌های به نسبت واکنش‌ناپذیر آرژیلیک پیشرفته و سرسیتی کنترل شده‌اند. کانسنگ اکسید مس (سبز پررنگ) بوسیله سیال دارای pH بالاتر در بخش‌های دگرسانی خارجی تر پتاسیک و داخلی تر پروپلیتیک کنترل شده است. موقعیت و پیکربندی غنی‌شدگی خارجی کالکوسیت و کانه‌زایی اکسید مس خارجی (سبز کم‌رنگ) بوسیله هاله پیریت و سطح آب زیرزمینی قدیمی کنترل شده است.

ابعاد، تناژها و عیارها

فرایندهای درگیر در هوازگی و غنی‌شدگی کانسارهای مس پورفیری بوسیله افراد مختلفی توصیف شده است (سیلیتو ۲۰۰۵، تیتلی و ماروزاس ۱۹۹۵، آندرسون ۱۹۸۲).

کلاهک شسته‌شده ممکن است مناطق کانی‌های اکسید مس را در بگیرد، ولی بیشتر مناطق کانسنگ مس اکسید غیرخارجی بلافاصله در بالای مناطق غنی‌شدگی سولفید قرار دارند. کانسنگ اکسید مس که بر روی کانسنگ هیپوژن یا سنگ‌های دارای کانه‌زایی مس با غلظت‌های پایین پیریت قرار گرفته است تمایل به این دارد که از لحاظ عمودی به نسبت یکنواخت بوده و بطور جانبی به درون کلاهک شسته شده روی هاله‌های پیریت تغییر عیار پیدا کند (شکل I، سیلیتو ۲۰۰۵). کانسنگ اکسید مس درون یا بالای مناطق سولفید مس غنی شده روی کانسنگ هیپوژن یا سنگ‌های دارای کانه‌زایی مس با نسبت‌های پیریت/سولفیدهای مس ۵/۱ بطور معمول کوچک بوده از لحاظ عمودی و جانبی ناپوسته‌اند و محدود به لنزهای واقع در قاعده کلاهک شسته شده می‌باشند (سیلیتو ۲۰۰۵).

کانسنگ مس سولفید غنی‌شده در بالای کانسنگ هیپوژن یا سنگ‌های دارای کانه‌زایی مس که در حدود ۵ برابر کانی‌های سولفید مس بیشتر از پیریت دارند بهترین توسعه را پیدا کرده است. عیارهای مس مناطق سولفید مس غنی‌شده تا ۳ برابر بیشتر از کانسنگ هیپوژن زیرین یا سنگ دارای کانه‌زایی مس در کانسارهای مس پورفیری آند است (سیلیتو ۲۰۰۵). در برخی کانسارهای مس پورفیری کانسارهای مس پورفیری آمریکای شمالی بسته به عیارهای کانسنگ هیپوژن از ۰.۳۴ تا ۱.۱۲ درصد مس و نسبت‌های متغیر بین ۳ تا ۱۰ پیریت/کالکوپریت در کانسنگ هیپوژن ضرایب غنی‌شدگی به ۸ می‌رسد (تیتلی و مازوراس ۱۹۹۵).

کانی‌شناسی

کانی‌های معمول مس در کانسنگ‌های اکسیدی عبارتند از: بروشتتایت، copper pitch، کوپریت، مس خالص، تنوریت، کریزوکولا، نئوتوسیت، مالاکیت، آنالسیم و سایر کانی‌های متنوع کربنات، اکسید، سیلیکات و سولفات نیز شناخته شده‌اند (جدول G1). مس در کانسارهای اکسید خارجی بیشتر بصورت کریزوکولا، wad و آتاکامیت است (سیلیتو ۲۰۰۵). کانی‌شناسی کانسنگ اکسید

ضخامت‌ها، تناژها و عیارهای مناطق کانسنگ اکسید سوپرژن و کانسنگ سولفید کانسارهای اکسید خارجی و کلاهک شسته شده بالایی در جنوب غرب امریکای شمالی و کانسارهای مس پورفیری آند بوسیله محققین مختلف ارائه شده است (تیتلی و ماروزاس ۱۹۹۵، لانگ ۱۹۹۵، سیلیتو ۲۰۰۵). ضخامت کلاهک شسته شده شدت متغیر بوده و از صفر تا چندصد متر در بیشتر کانسارهای مس پورفیری متغیر است. مناطق کانسنگ اکسید ضخامت‌هایی تا ۳۰۰ متر داشته ولی بطور معمول ده‌ها تا کمتر از ۲۰۰ متر ضخامت دارند و شامل ده‌ها تا چندصد مگاتن مس با عیارهای ۰/۰۳۴ تا بیش از ۱ درصد هستند. کانسنگ‌های اکسید خارجی مناطق دارای ده‌ها تا صدها هزار مگاتن مس با عیارهای ۰/۰۲۷ تا بیش از ۱ درصد می‌باشند. کانسنگ‌های مس سولفید مس غنی‌شده بیش از ۷۵۰ متر ضخامت دارند ولی بیشتر ده‌ها تا چند صد متر ضخامت داشته و از ده‌ها مگاتن تا بیش از ۱/۵ مگاتن مس با عیارهای ۰/۴ تا ۱/۷ درصد تشکیل شده‌اند. کانسنگ‌های مس سولفید غنی‌شده بطور یکنواخت نسبت به کانسنگ هیپوژن زیرین یا سنگ کانه‌دار شده عیار بالاتری دارند، در حالیکه عیارهای مناطق کانسنگ اکسید مس نسبت به عیارهای مناطق هیپوژن هم بالاتر وهم پایین‌تر است. بازیافت به نسبت کم‌هزینه مس از کانی‌های اکسیدی بوسیله انحلال اسیدی و رسوب مس از محلول‌ها فراوری کانسارهای اکسید عیارپایین را ممکن ساخته است.

تشکیل و توزیع

هوازگی و غنی‌شدگی عمده کانسارهای مس پورفیری بوسیله تعداد زیادی از عوامل کنترل می‌گردد که عبارتند از: وجود مناطق کانسنگ ضخیم هیپوژن، تراوایی ایجاد شده بوسیله گسل‌ها، شگستگی‌ها و رگه‌های استوک و رک، آرایش و کانی‌شناسی مناطق دگرسانی هیپوژن به‌ویژه نسبت پیریت/سولفید مس، ظرفیت خثی‌کنندگی اسید، نرخ‌های فرسایش و اکسیداسیون (آب و هوا)، تکتونیک، توپوگرافی و زمان (سیلیتو ۲۰۰۵). تغییرات شرایط شیمیایی در روابط پارائزنی پیچیده مجموعه‌های کانی نامتعادل و فازهای نیمه‌پایدار ایجاد نموده است.

روی توزیع را پوشانده و مکان کانی‌های سولفید مس سوپرژن تا حد زیادی از مکان پیریت هیپوژن و کانی‌های سولفید پیروی می‌کند. کالکوسیت سوپرژن و مقادیر کمتری کانی‌های $SyCu_x$ در چندین شکل بافتی به شکل زیر یافت می‌گردند:

(۱) جایگزینی بخشی پیریت پراکنده و رگه‌ای، کالکوپیریت و سایر کانی‌های سولفید مس بوسیله حاشیه‌های کالکوسیت و شکستگی‌های داخلی با کالکوسیت پر شده، جایگزینی جزئی مشخصه بخش‌های پایینی مناطق غنی‌شدگی می‌باشد که بدرون کانسنگ هیپوژن یا سنگ دارای کانه‌زایی مس عیار پیدا کرده است.

(۲) جایگزینی کامل پیریت پراکنده و رگه‌ای بوسیله کالکوسیت در بخش‌های بالایی و کامل شده مناطق غنی‌شده صورت گرفته است. اندازه دانه و ظاهر ممکن است از مجموعه‌های تیره دوده‌ای ریزبلور تا مجموعه‌های دانه‌ریز (زیر میلی‌متر تا میلی‌متر) بلورین با رنگ خاکستری تغییر کنند. فرم کالکوسیت ممکن است منعکس‌کننده سن و عمق باشد (سیلیتو ۲۰۰۵).

I. فرایندهای هوازدهی / سوپرژن

مقدمه

هوازدهی موجب اکسیداسیون و یا غنی‌شدگی سوپرژن شده، یک فرایند مهم در امکان‌پذیری اقتصادی تعدادی از کانسارهای مس پورفیری است (برای مثال سیلیتو و مک کی ۱۹۹۶، سیلیتو ۲۰۰۵). کانی‌زایی سوپرژن (ثانویه) زمانی تشکیل می‌گردد که فلزات موجود در سنگ‌های میزبان در آب جوی اکسیدی انتقال یافته باشد. جریان سیال تا حد زیادی از طریق مواد متخلخل و تراوا رو به پایین است، هرچند حرکت جانبی می‌تواند در مناطق دارای برجستگی توپوگرافی قابل توجه باشد. غنی‌شدگی سوپرژن زمانی اتفاق می‌افتد که سیالات اسیدی اکسیدان یون‌های فلزی را از کانسنگ هیپوژن حل نموده و آنها را در مناطق احیایی و قلیایی تر که در زیر سطح آب زیرزمینی قرار دارند نهشته می‌سازند. این پدیده یک توالی منطقه شسته‌شده اکسیدی در بالا (گوسان)، یک ناحیه سوپرژن در زیر گوسان و یک منطقه کانسنگ هیپوژن (اولیه) را در پایین بوجود می‌آورد (شکل II).

تا حد زیادی بوسیله pH سیال کنترل می‌گردد که خود تحت کنترل نسبت کانی‌های پیریت / سولفید مس در کانسنگ هیپوژن، سنگ دارای کانه‌زایی مس یا کانسنگ سوپرژن و همینطور ظرفیت خنثی‌کنندگی اسید سنگ‌های میزبان قرار دارد (سیلیتو ۲۰۰۵).

مس در کانسنگ سولفید غنی شده بیشتر بصورت کالکوسیت بوده و مقادیر کمتری مس از کوولیت و کانی‌های $SyCu_x$ بدست می‌آید. کانسنگ اکسید-سولفید مخلوط حاوی ترکیباتی از کانی‌های اکسید و سولفید مس است که در برخی از کانسارهای مس پورفیری یافت می‌گردند. بعنوان یک گروه کانی‌های مس سوپرژن در گردآوری‌های اخیر از تعداد کمتری کانسار نسبت به کانی‌های مس هیپوژن گزارش شده‌اند (سینگر و سایرین ۲۰۰۲، GI) که خود منعکس‌کننده به حد کمال رسیدن فعالیت‌های معدنی و اکتشاف نادر کانسارهای غنی‌شده است. فریمولیدیت کانی معمول مولیبدن در کانسنگ‌های اکسید مس و کلاهدک شسته شده بوده و اشکال طلا و نقره در کانسارهای مس پورفیری تعیین نشده است.

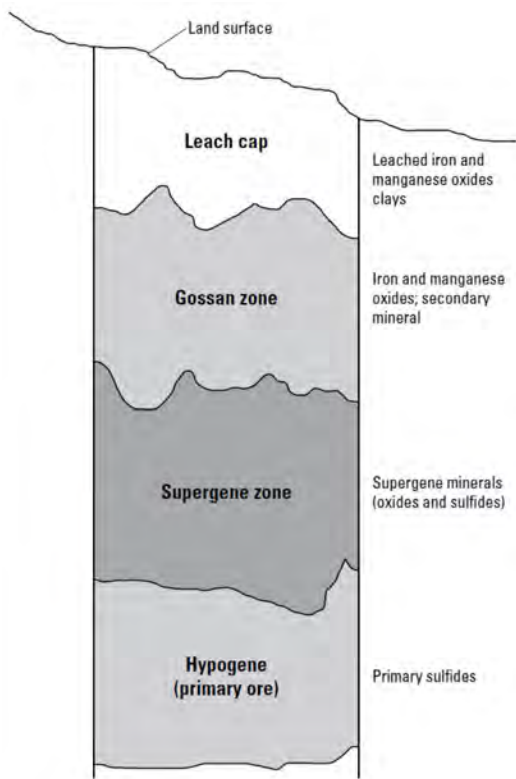
مجموعه‌ها و اجتماعات کانی

کانسنگ سوپرژن بیشتر از کانی‌های باطله (بیش از ۹۸ درصد) هیپوژن و سوپرژن تشکیل شده است، مجموعه‌ها و اجتماعات کانی باطله و کانسنگ در بخش‌های H تا K توصیف شده است، "خصوصیات باطله هیپوژن و سوپرژن".

بافت‌ها و اندازه دانه‌ها

کانی‌های کانسنگ اکسید مس بیشتر در مجموعه‌های بلورین یافت می‌گردند که شکستگی‌ها، حفرات خطی و پاکت‌ها را در کلاهدک شسته شده پر می‌کنند، یا بصورت پراکنده دانه‌ریز در کانی‌های دگرسانی اولیه در کانسنگ سولفید مس سوپرژن و یا تا حدی کمتر در کانسنگ هیپوژن و سنگ دارای کانه‌زایی مس یافت می‌گردند. کانی‌های اکسید مس بطور محلی بافت‌های کلو فورم از خود نشان داده (کریزوکولا، ملاکیت) و بلورهای خودشکل قابل جمع‌آوری را در حفرات و پاکت‌های شسته‌شده بوجود می‌آورند. اندازه دانه‌ها از میکرومتر تا سانتی‌متر بطور شدیدی در تغییر است. بافت‌ها و اندازه دانه‌ها در کانسنگ سولفید غنی‌شده بطور نزدیکی مشابه انواع کانسنگ هیپوژن می‌باشد که در آن غنی‌شدگی

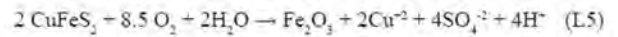
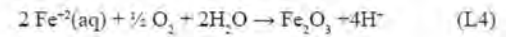
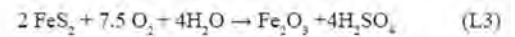
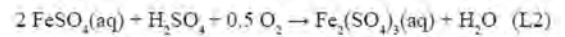
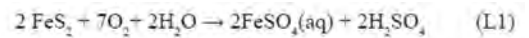
کالکوپیریت (S_2CuFe با ۳۶/۴ درصد مس) و بورنیت (S_4FeCu_5 با ۶۳/۳ درصد مس) می‌باشند.



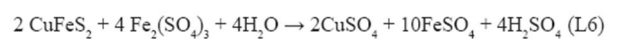
شکل L1. نیمرخ گوسان بالغ (نقل از دونینگ ۲۰۰۹).

می‌توان تصور نمود که محیط هوازدهی دارای سه حوزه ژئوشیمیایی اصلی است که هرکدام با حالت اکسیداسیون و pH خاصی مشخص می‌گردند. این سه حوزه عبارتند از (۱) یک ناحیه منبع شامل حجم سنگی که تحت تأثیر اکسیداسیون و افت جرم می‌گردد، (۲) یک ناحیه (یا نواحی) ته‌نشست جایی که جرم برداشت شده از منبع تجمع پیدا کرده و کانی‌های هیپوزن (سالم) منطقه اکسید که در این نوشتار مورد بحث قرار گرفت بخشی از منطقه ته‌نشست را تشکیل می‌دهند، (۳) سنگ اولیه که بطور اساسی از مجموعه‌های کانی قبل از اکسیداسیون تشکیل شده است (جدول L1). درجات متغیری از شسته شدن فلز در مقایسه با تجمع فلزات بطور عمودی و جانبی وجود دارد که نشان‌دهنده چندمرحله‌ای بودن غنی‌شدگی است. مناطق غنی‌شدگی سوپرژن می‌توانند از چندین متر تا بیش از ۲۰۰ متر ضخامت داشته و بطور معمول یک کلاهک شسته شده با ده‌ها متر ضخامت داشته باشد.

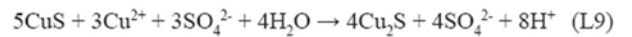
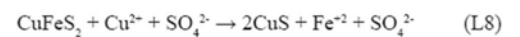
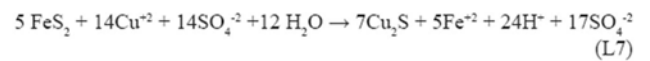
واکنش‌های اصلی که برای شروع فرایند سوپرژن لازم هستند به شرح زیر می‌باشند:



یا



طی مرحله نهشت پیریت دوباره اهمیت دارد، زیرا مس جایگزین آهن می‌گردد. بطور کلی واکنش‌ها بصورت زیر می‌باشند:



زمانیکه Cu^{2+} / HS^{-1} بالا باشد کالکوسیت (CuS) در بالا نهشته شده و کولیت در زیر کالکوسیت جایگه Cu^{2+} / HS^{-1} پایین‌تر است رسوب پیدا می‌کند. کائولینیت و کلریت هم در مناطق اکسیدی و هم در مناطق غنی‌شدگی سوپرژن بطور معمول جایگزین فلدسپار و بیوتیت می‌گردد.

غنی‌شدگی سوپرژن منجر به تجمع مجدد قابل توجه فلزات بوسیله جایگزینی انتخابی کانی‌های سولفید مس - آهن اولیه بوسیله کانی‌های ثانویه مس - آهن و تا حد کمتری پرشدگی فضاهای خالی بوسیله کانی‌های اکسید مس در منطقه زیرسطح ایستابی می‌گردد، جایی که محلول‌های لیچ اسیدی، اکسیدی احیایی و خنثی می‌گردند. این فرایند بطور معمول شامل شسته شدن حجم بالایی از سنگ بوده و با فراهم نموده شرایط مناسب در عمق مس قادر به ته‌نشست غلظت‌های بالاتر در یک حجم کوچک‌تر از سنگ است. کانی‌های معمول سولفید مس سوپرژن کالکوسیت (SCu_2 با ۷۹/۸ درصد مس)، کولیت (CuS با ۶۶/۴ درصد مس) دارای محتوای بالاتر مس نسبت به کانی‌های سولفید مس - آهن هیپوزن مانند

فقرشدگی آن مربوط به منطقه گوئیت است. نسبت Fe^{2+} و Fe^{3+} افزایش پیدا کرده ولی محتوای کل آهن بیشتر نشده است. کلسیت در منطقه گوئیت کاهش یافته ولی ژیپس در منطقه کالکوسیت حضور داشته است. اکسید مس در کل عرض نیمرخ افزایش پیدا کرده است. برای مباحث اضافی خواننده می‌تواند به کارهای آندرسون (آندرسون ۱۹۸۲)، آلپرز و بریمهال (آلپرز و بریمهال ۱۹۸۹)، چاوز (چاوز ۲۰۰۰) و سیلیتو (سیلیتو ۲۰۰۵).

نرخ‌ها

یک درک مفصل از اهمیت چرخه‌های چندگانه و نرخ‌های هوازگی نیازمند مطالعات سنگ‌شناسی و داده‌های سنی دقیق است. اگرچه روش‌های آنالیزی مانند تعیین سنی $^{40}Ar / ^{39}Ar$ برای مسئله بکار رفته است، توجه کافی در نمونه‌برداری، آماده‌سازی نمونه‌ها، آنالیز و تفسیر داده‌ها لازم است تا به نتایج معنی‌داری دست پیدا کرد. نوارهای رشد نشان‌دهنده حوادث ته‌نشست چندگانه اغلب تنها بعنوان دوره‌ای که طی آن اکسیداسیون اتفاق می‌افتد قابل استناد بوده ولی ممکن است نرخ‌های هوازگی را بدست ندهد (برای مثال موت و سایرین ۲۰۰۱). موت و سایرین (موت و سایرین ۲۰۰۱) در معدن ال سالوادور شیلی دریافتند که هوازگی در یک دوره ۶ میلیون ساله (در حدود ۳۵ تا ۳۶ میلیون سال پیش) در انتهای مرحله کانی‌زایی هیپوزن در حدود ۴۱ میلیون سال پیش اتفاق افتاده است. آنها حوادث سوپرژن چندگانه را در ۳۵، ۲۵، ۱۴ و ۱۱ میلیون سال پیش شناسایی نمودند. موت و سایرین (موت و سایرین ۲۰۰۱) نتیجه گرفتند که حوادث سوپرژن بوسیله رخدادهای آب و هوایی جهانی تا ناحیه‌ای شامل تغییر اقلیم جهانی نزدیک به مرز ائوسن-الیگوسن ایجاد شده‌اند. سیلیتو (سیلیتو ۲۰۰۵) مباحث اضافی در مورد نرخ‌های هوازگی را ارائه نموده است.

تأثیرات آب و هوای خرد و کلان

امروزه این مطلب شناخته شده که فرایندهای غنی‌شدگی سولفید سوپرژن که زمانی تصور می‌شد بطور اساسی در آب و هوای خشک اتفاق بیفتد در محدوده آب و هوایی شرایط حاره‌ای تا خشک صورت می‌گیرند (تیتلی ۱۹۷۸). در واقع نشان داده شده که فرایندهای سوپرژن در آب و هوای فوق خشک مشخص در صحرای آتاکاما (Atakama) در شیلی اتفاق می‌افتند (ریچ و سایرین ۲۰۰۹). عامل اصلی برای اینکه اجازه چرخش آب را بدهد

اکسیداسیون و شسته‌شدن کانی‌زایی اولیه ممکن است مناطق غنی‌شدگی نزدیک به منطقه هوازگی ایجاد کنند (هاتلی و ریکا ۲۰۰۵). ترکیب سنگ اولیه و آبشناسی قبل از کانی‌زایی همراه با یک یا چند چرخه بالاآمدگی و یا تغییر آب و هوا برای تشکیل کانساری که از لحاظ اقتصادی به صرفه باشد مهم است. مثال‌های عمده اکسیداسیون و غنی‌شدگی سوپرژن شامل کانسارهای مورنسی (Morenci) در آریزونا، چوکی کاماتا (Chuquicamata) و لا اسکوندید (la Escondida) در شیلی می‌باشند. مشابه نیمرخ‌های هیپوزن توسعه نیمرخ‌های سوپرژن پیش‌رونده بوده و شامل چندین مرحله است. تاریخچه سوپرژن بطور مشخص شامل دوره‌های طولانی زمانی و محیط‌های هوازگی چندگانه می‌باشد.

کانی‌شناسی

کانی‌شناسی کانسارهای هوازده بطور مفصل بوسیله محققین مختلفی بررسی شده است (آندرسون ۱۹۸۲، آلپرز و بریمهال ۱۹۸۹، چاوز ۲۰۰۰ و سیلیتو ۲۰۰۵). کانی‌های معمول در سنگ‌های بشدت شسته شده و به آنها کلاهک شسته شده وصل می‌شود، شامل گوئیت، جاروسیت، همتیت، ژیپس، آلونیت و کائولینیت است. کانی‌های اکسید و سوپرژن شامل مالاکیت، آزوریت، کریزوکولا، نئوتوسیت، کوپریت، کالکوسیت، کوولیت، جارلیت (djarleite)، دیژنیت، آنیلیت (anilite) و ایدایت (idalte) است. چاوز (چاوز ۲۰۰۰) فهرست کامل تری از کانی‌های منطقه اکسید را تهیه نموده که در جدول L2 ذکر شده است.

کووک (کووک ۱۹۸۸) مجموعه‌های کانی مس‌دار را در معدن لیکشور (Lakeshore) آریزونا به این صورت عنوان کرد: منطقه کالکوسیت، منطقه بروشتیت، منطقه کریزوکولا، منطقه مس wad و منطقه گوئیت. این مناطق افق‌های متمایزی ایجاد نکرده ولی در سراسر کانسنگ‌های سوپرژن یافت می‌گردند.

ژئوشیمی انعکاس مجموعه‌های کانی اکسید بوده بنابراین پیچیدگی آن به پیچیدگی اختلاط مجموعه کانی‌ها بستگی دارد. برای مثال کووک (کووک ۱۹۸۸) در عرض یک نیمرخ گوئیت، کریزوکولا و کالکوسیت در لیکشور (lakeshore) دریافت که SiO_2 ، Al_2O_3 ، MgO و ONa_2 در همه مناطق کاهش پیدا نموده ولی فقرشدگی SiO_2 تابعی از محتوای مس می‌باشد. کاهش میزان سیلیس منعکس‌کننده حجم کریزوکولا می‌باشد که بیشترین

و گاززدایی ماگما؛ واکنش‌های دمابالا بین سیالات حاصل از گاززدایی، نفوذی‌های متبلور شده، سنگ‌های دیواره، آب جوی و واکنش‌های بین آب جوی دما پایین و کانی‌های دمابالای قبلی ناشی می‌گردند. توصیف خصوصیات ژئوشیمیایی را می‌توان بوسیله نوع ماده مورد آزمایش قرار گرفته و سنگ‌های میزبان به انواع (۱) ژئوشیمی سنگی (سنگ‌های میزبان ۲) الگوهای منطقه‌بندی عناصر فرعی (۳) ترکیبات کانی و (۴) ترکیبات سیال تقسیم بندی نمود.

سنگ شیمی

شرایط ترکیبات اکسید اصلی و عنصر فرعی سنگ‌های قبل، بعد و همزمان با کانی‌زایی برای تعدادی از کانسارها و محدوده‌های مس پورفیری منفرد تعیین شده است. این داده‌های سنگ کل بطور عمده بوسیله شرکت‌های معدنکاری برای کاربردهای اکتشاف و معدنکاری گردآوری شده و بیشتر تحلیل‌ها منتشر نشده است. کاربردها شامل تفکیک سنگ‌های میزبان دگرسان شده و نشده و تمایز بین نفوذی‌های کانه‌دار و انواع فاقد کانه‌زایی می‌باشند. در بررسی اخیر شیب‌ها (بردارها) برای کانسارهای شناخته شده سنگ‌های میزبان مختلف در گروه کولاهوزی (Collahausi) کانسارهای پورفیری مس - مولیبدن و کانسارهای گرمابی مس - نقره - طلا در شیلی بوسیله شاخص‌های دگرسانی (تحلیل تعدیل یافته نسبت عنصری پیرس) توصیف شده است، روشی که از نسبت عناصر اصلی (کلسیم، سدیم و پتاسیم) و عناصر به نسبت غیرمتحرک (زیرکونیم، تیتانیوم و آلومینیم، برای مثال K/Al) برای تعیین کمی متاسوماتیسم در سنگ‌های میزبان استفاده می‌کند (اورکتا و سایرین ۲۰۰۹، شکل MI). بردارهای شاخص دگرسانی در شکل MI بوسیله رنگ‌های دور "سرد" (رنگ‌های آبی = سنگ‌های دگرسان نشده)، رنگ‌های حدواسط "گرمتر" (رنگ‌های سبز و زرد) و رنگ‌های نزدیک "گرم" (رنگ‌های نارنجی و دایره‌های توپر در محل کانسارها) توصیف شده است. این بردارها نشان می‌دهند که شیمی سنگ می‌تواند در شناسایی منابع در محدوده‌های پورفیری مس - مولیبدن مؤثر باشند.

همچنین شیمی سنگ درون محدوده‌های مس پورفیری برای تعیین افزایش یا کاهش جرم طی دگرسانی بوسیله مقاسیه سنگ کل و فراوانی‌های عناصر فرعی در بین سنگ‌های دگرسان شده

میزان کافی تراوایی است. پژوهش این مطلب را پیشنهاد می‌کند که تأثیرات دوره‌های آب و هوایی ممکن است یک عامل اصلی در فرایند سوپرژن باشد. دوره‌های متناوب مرطوب و خشک‌شدگی بطور فصلی و یا طی دوره‌های طولانی‌تر ممکن است دلیل اصلی برای نوسانات سطح آب باشد که منجر به حرکت روبه پایین مس به مناطق نهشت مجدد می‌گردد.

تأثیرات محیط آب‌شناسی

فرایندهای سوپرژن در مواردی تسهیل می‌گردد که کانسنگ هیپوژن یا سنگ اولیه دچار بالآمدگی شده و در معرض هوازدگی اکسیدی در آب و هوای نسبتاً خشک پایدار و بطور مشخص تحت شرایط تاحدی پایدار و اشکال زمینی نیمه افقی قرار می‌گیرد (مورتیمر ۱۹۷۳، آلپرز و بریمهال ۱۹۸۹). بنابراین شرایط آب و هوایی در هم پیچیده، بالآمدگی ایجاد شده بوسیله تکتونیک و رخدادهای فرسایشی حاصله به‌مراه روابط ژئومورفولوژیکی همگی برای متالوژنی کانی‌زایی سوپرژن در محیطی مانند آند و جنوب غرب ایالات متحده نقش اساسی دارند. بعنوان یک مثال فرایندهای غنی‌شدگی سوپرژن در آند مرکزی به دلیل ترکیب بالآمدگی دوره ای برخورد کوردیلرا و یک آب و هوای غالب نیمه خشک در الیگوسن و اوایل تا اواسط میوسن به حداکثر خود رسیده است. نرخ بارش برای این دوره که ۱۰ سانتی‌متر یا بیشتر در سال استنباط شده است اجازه چرخش عمده آب جوی از درون مناطق مرتفع‌تر کانسارهای رخنمون‌یافته را داده و همچنین مطلوب تشکیل سنگ‌فرش‌های نیمه افقی و دره‌های باز می‌باشد (کلارک و سایرین ۱۹۹۰).

بارش، نفوذ درون خاک و منطقه اشباع نشده به سطح آب زیرزمینی می‌رسد تا مخزن آب زیرزمینی را تخلیه کند. درون منطقه اشباع نشده و منطقه اشباع شده زیرین الگوی آب زیرزمینی بوسیله تغییرات توپوگرافی (شکل)، تغییرات مکانی تراوایی (ناهمگنی) و آب و هوا (وضعیت مرزی) کنترل می‌گردد. نتیجه این است که جریان بطور عمودی به انواع محلی (کم‌عمق)، حدواسط و عمیق سازمان‌دهی می‌گردد.

M. خصوصیات ژئوشیمیایی

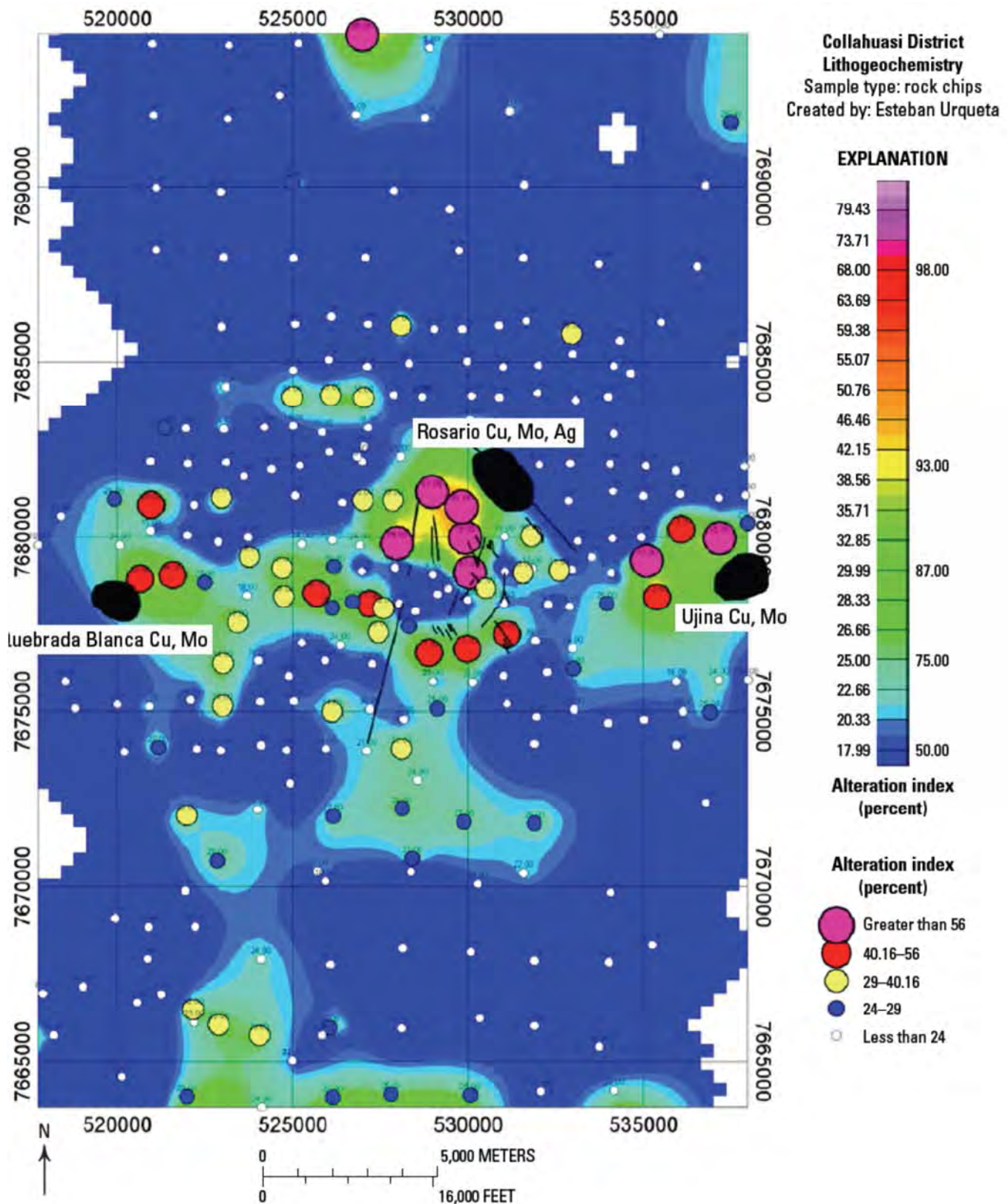
خصوصیات ژئوشیمیایی کانسارهای مس پورفیری از تعداد زیادی فرایندهای فیزیکی و شیمیایی شامل تولید، تفریق، جایگزینی

جدول L1. مجموعه کانی‌ها در محدوده‌های ژئوشیمیایی در شرایط شار بالا و پایین مواد (نقل از چاوز ۲۰۰۰).

| | Dominantly transported iron and copper | Dominantly in-situ oxidation |
|-----------|---|---|
| Source | Reactive sulfides with jarosite, goethite >> hematite; Residual pyrite, chalcopyrite; alunite aluminum-iron sulfates | Low total sulfide volumes or low S/metal sulfides. Quasi-in-situ oxidation and precipitation of hematite > to >> goethite, jarosite. |
| Sink | Chalcanthite, bonattite, antlerite, brochantite, posnjakite; local native copper Chalcocite, covellite, pyrite, chalcopyrite Also: alunite, arsenic-iron arsenates | Atacamite, brochantite, native copper, chalcosiderite, cuprite, tenorite, paramelaconite, malachite, phosphates; local alunite; residual chalcopyrite, bornite, pyrite. |
| Protolith | Pyrite, chalcopyrite; traces of bornite, pyrhotite | Bornite, hypogene chalcocite, chalcopyrite, ±pyrite. |

جدول L2. کانی‌هایی که بطور معمول در منطقه اکسید کانسارهای مس پورفیری یافت می‌گردند (اطلاح شده بعد از چاوز ۲۰۰۰)

| | |
|--|---|
| Alunite | $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$ |
| Antlerite | $Cu_3SO_4(OH)_4$ |
| Atacamite (paratacamite, botallackite) | $Cu_2Cl(OH)_3$ |
| Azurite | $Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$ |
| Bonattite | $CuSO_4 \cdot 3H_2O$ |
| Brochantite | $Cu_4SO_4(OH)_6$ |
| Ceruleite | $Cu_2Al_7(AsO_4)_4(OH)_{13} \cdot 12H_2O$ |
| Chalcanthite (compare to kröhnkite) | $CuSO_4 \cdot 5H_2O$ |
| Chalcosiderite (compare to turquoise) | $CuFe_6(PO_4)_4(OH)_8 \cdot 4H_2O$ |
| Chenevixite | $Cu_2Fe^{+2}(AsO_4)_2(OH)_4 \cdot H_2O$ |
| Chrysocolla (mineraloid) | $Cu(Fe,Mn)O_x \cdot SiO_2 \cdot H_2O$, with copper content varying from about 20 to 40 weight percent Cu |
| Copiapite | $Fe_5(SO_4)_6(OH)_2 \cdot 20H_2O$ |
| Coquimbite | $Fe_2(SO_4)_3 \cdot 9H_2O$ |
| Goethite | $\alpha\text{-FeOOH}$ |
| Jarosite | $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$ |
| Kröhnkite | $Na_2Cu(SO_4)_2 \cdot 2H_2O$ |
| Lavendulan | $NaCaCu^{+5}(AsO_4)_4Cl \cdot 5H_2O$ |
| Libethenite | $Cu_2PO_4(OH)$ |
| Malachite | $CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$ |
| Paramelaconite | Cu_4O_3 (see tenorite (CuO) and cuprite (Cu ₂ O)) |
| Poitevinite | $(Cu,Fe,Zn)SO_4 \cdot H_2O$ |
| Posnjakite | $Cu_4SO_4(OH)_6 \cdot H_2O$ |
| Pseudomalachite (see libethenite) | $Cu_5(PO_4)_2(OH)_4$ |
| Scorodite (see chenevixite) | $FeAsO_4 \cdot 2H_2O$ |
| Turquoise | $CuAl_6(PO_4)_4(OH)_8 \cdot 4H_2O$ |
| Voltaite | $K_2Fe_8Al(SO_4)_{12} \cdot 18H_2O$ |
| Wroewolfeite (Langite) | $Cu_4SO_4(OH)_4 \cdot 2H_2O$ |



شکل M1. نمونه سنگ شیمی بکار رفته برای شناسایی کانسار مس پورفیری در ناحیه کولاهوزی، شیلی (شکل ۵ در کار اورکتا و سایرین ۲۰۰۹).

عناصر و سایر عناصر جزئی در سنگ‌ها و مشتقات آنها (خاک‌ها و رسوبات) بطور مشخص چندین دهه برای اکتشاف کانسارهای مس پورفیری بکار رفته‌اند (برای مثال، چافی ۱۹۸۲a, ۱۹۸۲b). در این اواخر تجزیه‌های ایزوتوپی و عناصر جزئی آب سطحی، آب زیرزمینی، گازها و مواد گیاهی تبدیل به اجزا معمول برنامه‌های اکتشاف ژئوشیمیایی شده است (برای مثال، لیبورن ۲۰۰۷). هرچند بررسی سامان یافته‌ای از توزیع عناصر جزئی در کانسارهای مس پورفیری گزارش نشده است.

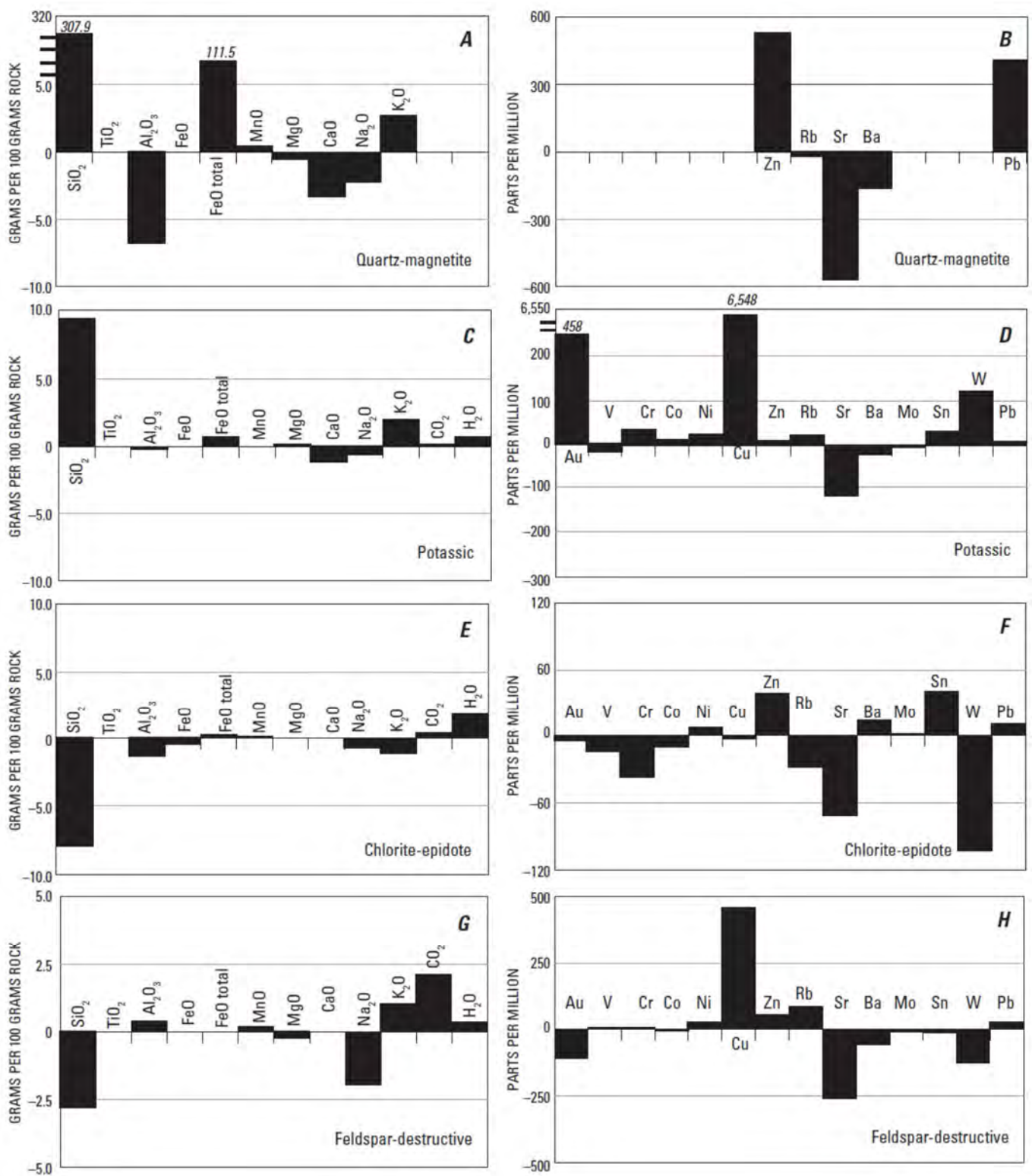
الگوهای منطقه‌بندی عمودی و جانبی عناصر جزئی در سنگ شامل مس، مولیبدنیوم و طلا برای برخی کانسارهای مس پورفیری گزارش شده است. در بینگهام یوتا مقاطع و نقشه‌های مس، طلا و مولیبدنیوم روابط هم مکانی شدیدی با هم نشان می‌دهند در حالیکه در باجو دی لا آلومبررا مس و طلا تا حد زیادی هم مکان بوده ولی بیشترین عیارهای مولیبدنیوم بطور تقریبی با بخش‌های عیار پایین‌تر و خارجی‌تر منطقه مس مطابقت دارند (فیلیپس و سایرین ۱۹۹۷، اولریش و هاینریش ۲۰۰۲ شکل M4). توزیع مس، مولیبدنیوم و تعداد زیادی از سایر عناصر بتفصیل در کانسارهای مس پورفیری واقع در کوه سرخ (Red mountain) و سن مانوئل (San Manuel, Kalamazoo) آریزونا بوسیله تجزیه مغزه‌ها و خرده‌های حفاری تعیین شده است (چافی ۱۹۸۲b). در کالامازو (Kalamazoo) غلظت‌های افزایش یافته بور، باریوم، استرونتیوم و لیتیوم در بخش پایینتر منطقه کانسنگ و یا در هسته عقیم دگرسان شده پتاسیک وجود داشته، برای باریوم و استرونتیوم این رابطه برعکس آن چیزی است که برای باجو دی لا آلومبررا (Bajo de la Alumbreira) گزارش شده است. همچنین در کالامازو تلوریوم و پتاسیم (به اضافه مس، مولیبدنیوم و نقره) در منطقه کانسنگ مس یافت شده و Co, V, Se, Fe, S, Au, Re, Te در بالای مناطق کانسنگ و بطور جانبی نسبت به آنها در دگرسانی‌های سرسیتی و پروپیلیتی یافت می‌گردند. عناصری که در بالای مناطق کانسنگ و بطور جانبی نسبت به آنها دچار تهی شدگی شده‌اند شامل منگنز، روی، سرب و تالیوم است هر چند برخی از فقیرشدگی‌ها مربوط به هوازگی است نه فرایندهای گرمایی. تجمع و فقیرشدگی عناصر ده‌ها و صدها متر در بالای مناطق کانسنگ و بطور جانبی نسبت به آنها قرار دارند. تصور بر این است که در

نشده میزبان استفاده شده است (اشکال M2, M3). در سرچشمه، ایران (شکل M2، هزارخانی ۲۰۰۶)، اجزاء اصلی اضافه شده به سنگ طی دگرسانی پتاسیم K_2O ، Fe_2O_3 بوده؛ اجزاء برداشت شده طی این دگرسان Na_2O ، و مقادیر جزئی آب می‌باشد. در نتیجه دگرسانی سرسیتی سنگ‌ها Si_2O بدست آورده و TiO_2 ، Al_2O_3 ، MgO ، K_2O ، Na_2O ، Cu از دست داده‌اند. در هر دو رخداد دگرسانی گوگرد به سنگ‌ها افزود می‌شود. در منطقه پتاسیک و دگرسانی موارتز-مگنتیت معدن باجو دی لا آلومبررا آرژانتین مقادیر شدت افزایش یافته Zn ، Pb ، Au ، Cu و W و تهی‌شدگی قابل توجه Sr و Ba شناسایی شده است. هرچند مس تنها در ناحیه تخریب فلدسپار بیشترین غنی‌شدگی را پیدا می‌کند جایکه دگرسانی تخریب کننده فلدسپات روی دگرسانی پتاسیک و کانه‌زایی مس موجود از قبل را می‌پوشاند. مقادیر افزایش یافته روی و قلع و تهی‌شدگی کروم، روبیدیوم، استرونتیوم و تنگستن در سنگ‌های دگرسان شده کلریت-اپیدوت یافت می‌گردد. در سنگ‌هایی که بوسیله تخریب فلدسپات مشخص می‌گردند غنی‌شدگی شدید مس و فقیر شدگی طلا، استرونتیوم و تنگستن یافت شده است (اولریش و هاینریش ۲۰۰۲ شکل M3).

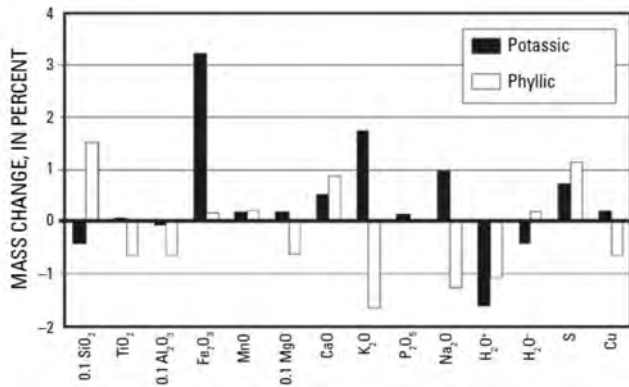
در متن مقاسیه‌های ناحیه‌ای کمی از نفوذی‌های کانه‌دار و عقیم با سن‌های مشابه گزارش شده است. در یک بررسی تجزیه ۱۶۵ گرانتیوئید متالومین و پرآلومین لارامید (با سن‌های حدود ۵۰ تا ۷۵ میلیون سال) در جنوب غرب آمریکای شمالی مقادیر بالای مس یا فلزات دیگر (Mo ، W ، Sb ، Zn ، Pb ، Sn) را نداشته و نشان می‌دهد که در سنگ‌های پوسته پایینی که این نفوذی‌ها از آنها حاصل شده‌اند غنی‌شدگی فلزی وجود ندارد (هاکسل و سایرین ۲۰۰۳). گرانتیوئیدهایی که مورد تجزیه قرار گرفتند هم شامل نفوذی‌هایی بودند که کانه‌دار بودن آنها مشخص نبود و هم شامل نمونه‌های دگرسان نشده از نفوذی‌های کانه‌دار بودند.

الگوهای منطقه‌بندی عناصر جزئی

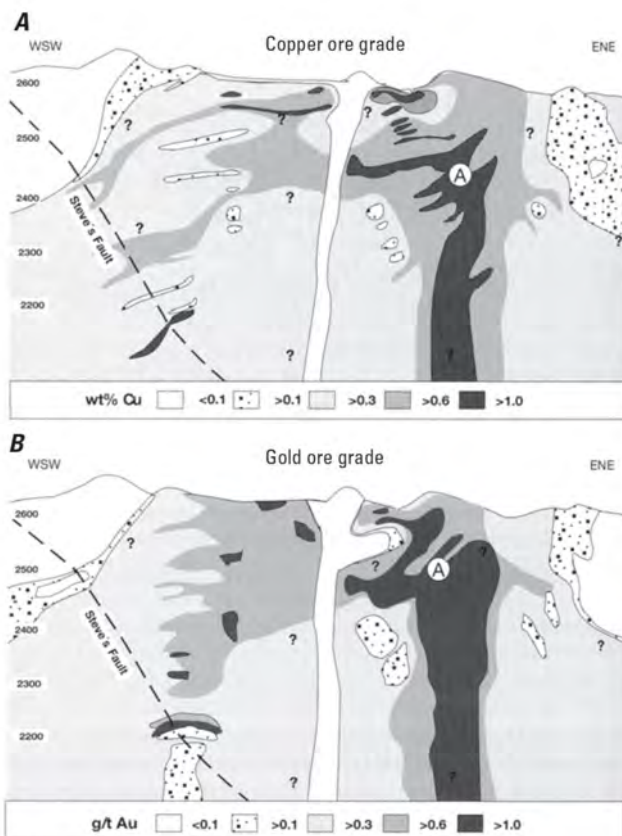
توزیع مکانی ترکیبات عناصر جزئی انتخاب شده کانسارهای مس پورفیری بویژه مس، مولیبدنیوم، نقره و طلا چندین دهه در معادن مس-مولیبدن پورفیری برای کنترل عیار و طراحی معدن بطور معمول تعیین شده است. همچنین تجزیه‌های فراوانی این



شکل M2. نمودار دریافت/ افت برای اکسیدهای اصلی و عناصر جزئی در سنگ‌های دگرسان شده در کانسار مس پورفیری باجو دولا آلومبرا، آرژانتین (اولریش و هاینریش ۲۰۰۲).



شکل M3. نمودار دریافت/افت برای عناصر اصلی و جزئی در نواحی دگرسانی پتاسیک و فیلیک در کانسار مس پورفیری سرچشمه، ایران، براساس مقایسه‌های سنگ‌های کمتر دگرسان شده و انواع دارای دگرسانی پتاسیک و سنگ‌های دارای دگرسانی پتاسیک با سنگ‌های دگرسان شده بوسیله دگرسانی فیلیک (هزارخانی ۲۰۰۶).



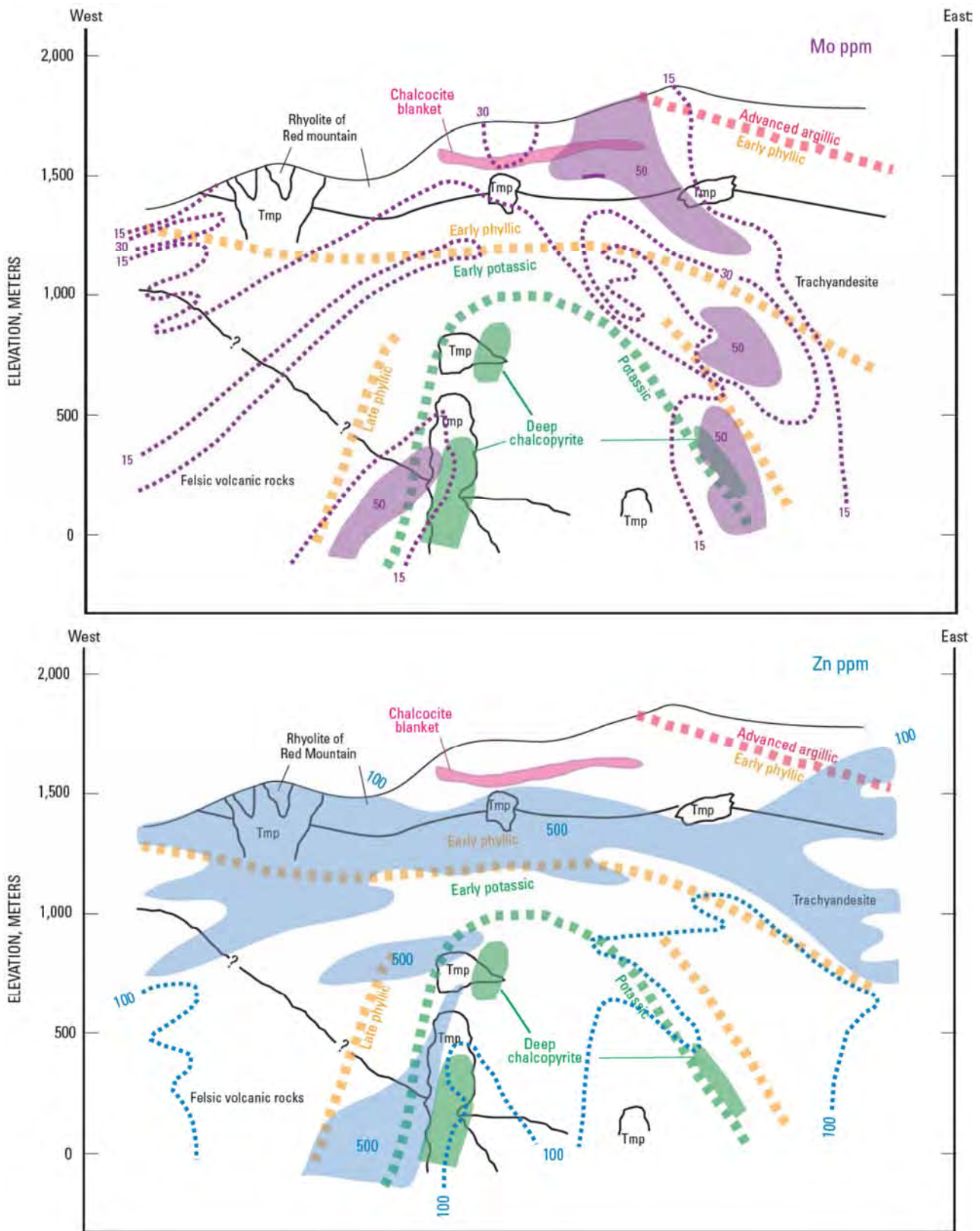
شکل M4. توزیع مس با عیار کانسنگ (مقطع بالایی) و طلا (مقطع پایینی) در کانسار مس - طلای پورفیری باجو دولا آلومبررا، آرژانتین (اولریش و هاینریش ۲۰۰۲). مس و طلا بشدت همراهی مکانی بالایی داشته، با سنگ‌شناسی‌ها همبستگی داشته و اطراف یک هسته عقیم را فرا گرفته‌اند.

کوه سرخ توزیع افزایش یافته عناصر $Te, S, Tl, Rb, Cu, Au, Ag,$ منطقه‌بندی مکانی و زمانی مجموعه‌های سولفید-سیلیکات است که شامل یک منطقه دگرسانی عمیق پتاسیک-فیلیک (سرسیتی) با کالکوپیریت و یک منطقه دگرسانی آرژیلیک پیشرفته با انارژیت بعنوان کانی اصلی مس می‌باشد (شکل M5). تصور براین است که توزیع مجدد عناصر طی هوازدگی و غنی‌شدگی سوپرژن الگوهای منطقه‌بندی هیپوژن را بطور قابل توجه تغییر نمی‌دهند.

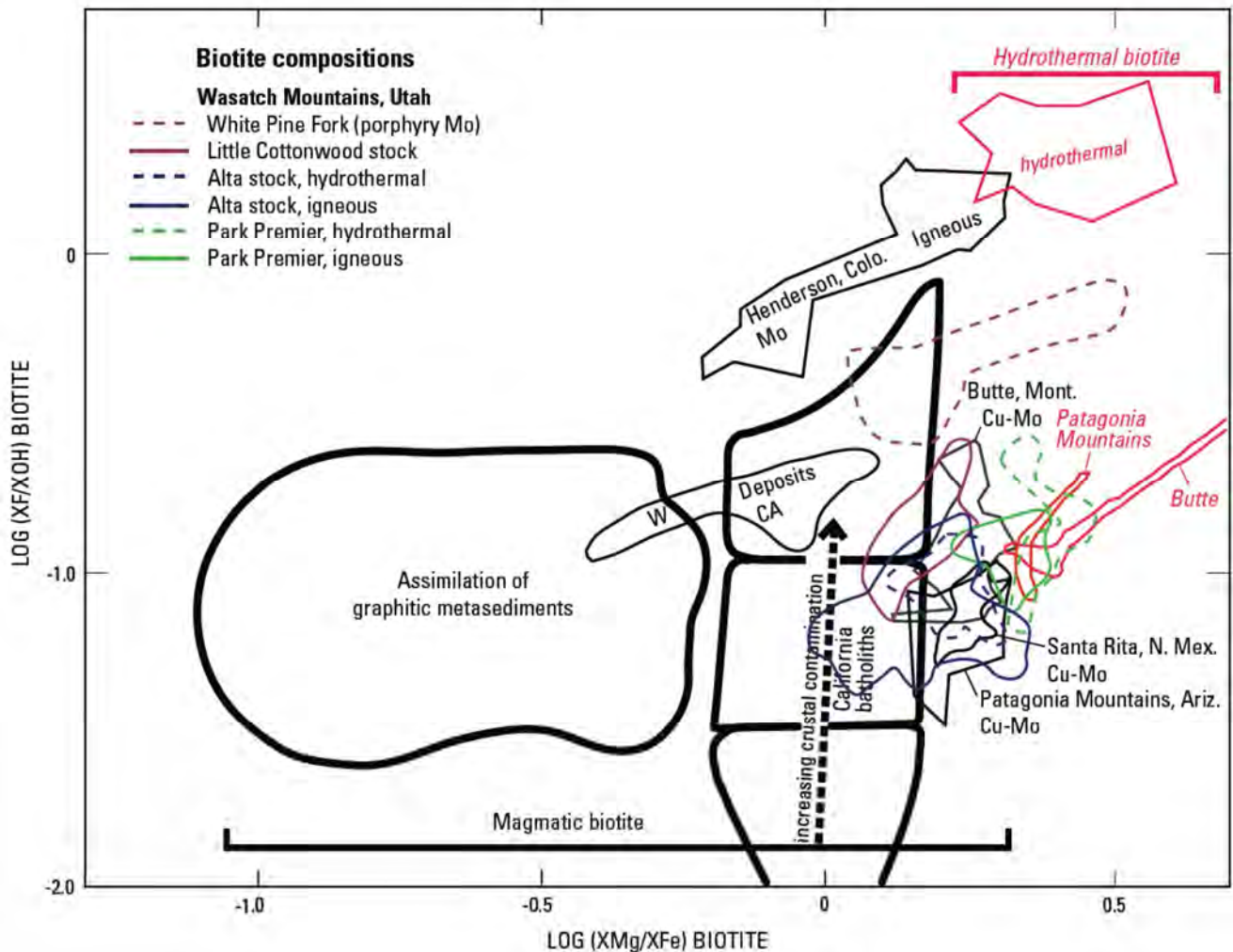
ترکیبات کانی

ترکیبات شیمیایی کانی‌های آذرین آبدار و گرمابی در کانسارهای مس پورفیری برای تمایز بین نفوذی‌های کانه‌دار و عقیم و برای تعیین کمی متغیرهای ماگمایی (دما، حالت اکسیداسیون، فوگاسیته H_2, HF, HCl, H_2O) ارزیابی شده‌اند. بیوتیت کانی "شاخص" است که از همه بیشتر مورد بررسی قرار گرفته است چون که ۱) در مناطق دگرسانی پتاسیک نفوذی‌های کانه‌دار هم بعنوان کانی اولیه و هم بعنوان کانی گرمابی فراوان است ۲) ترکیب آن به دما، حالت اکسیداسیون، ترکیب ماگماها، مواد فرار ماگمایی و سیالات گرمابی بستگی دارد (برای مثال وونز و یوگستر ۱۹۶۵، گریبیل ۱۹۷۳، بنکس ۱۹۷۳، کسلر و سایرین ۱۹۷۵، میسون ۱۹۷۸، ژاکوبی و پری ۱۹۷۹، مانوز ۱۹۸۴، هندری و سایرین ۱۹۸۵، بریمهال و کررار ۱۹۸۷، شلبی و نسبیت ۲۰۰۰، کور و سایرین ۲۰۰۵، آیتی و سایرین ۲۰۰۸). در چندین کانسار مس پورفیری بیوتیت‌های آذرین و گرمابی بطور قابل توجهی نسبت به بیوتیت نفوذی‌های گرانیته عقیم و باتولیت‌ها اکسید شده‌تر هستند (دارای نسبت‌های بالاتر X_{Mg}/X_{Fe}) (شکل M6). ترکیب سایر کانی‌های آذرین و گرمابی شامل کلریت، اپیدوت، فلدسپار، آمفیبول و میکای پتاسیم‌دار کمتر بررسی شده و بیشتر داده‌های مزبور به آنها منتشر نشده است (گریبیل ۱۹۷۲، بالانتین ۱۹۸۱).

در چندین کانسار مس پورفیری واقع در آریزونا ترکیبات کلریت، اپیدوت و سایر کانی‌های گرمابی توصیف‌کننده شیب‌ها از مناطق دگرسانی پتاسیک مرکزی رو به بیرون است (شکل M7). در کانسار مس پورفیری کامپانا ماهویدا (Campana Mahuida) در آرژانتین تبلور ایلیت نشان‌دهنده الگوهای منطقه‌بندی هم مرکزی



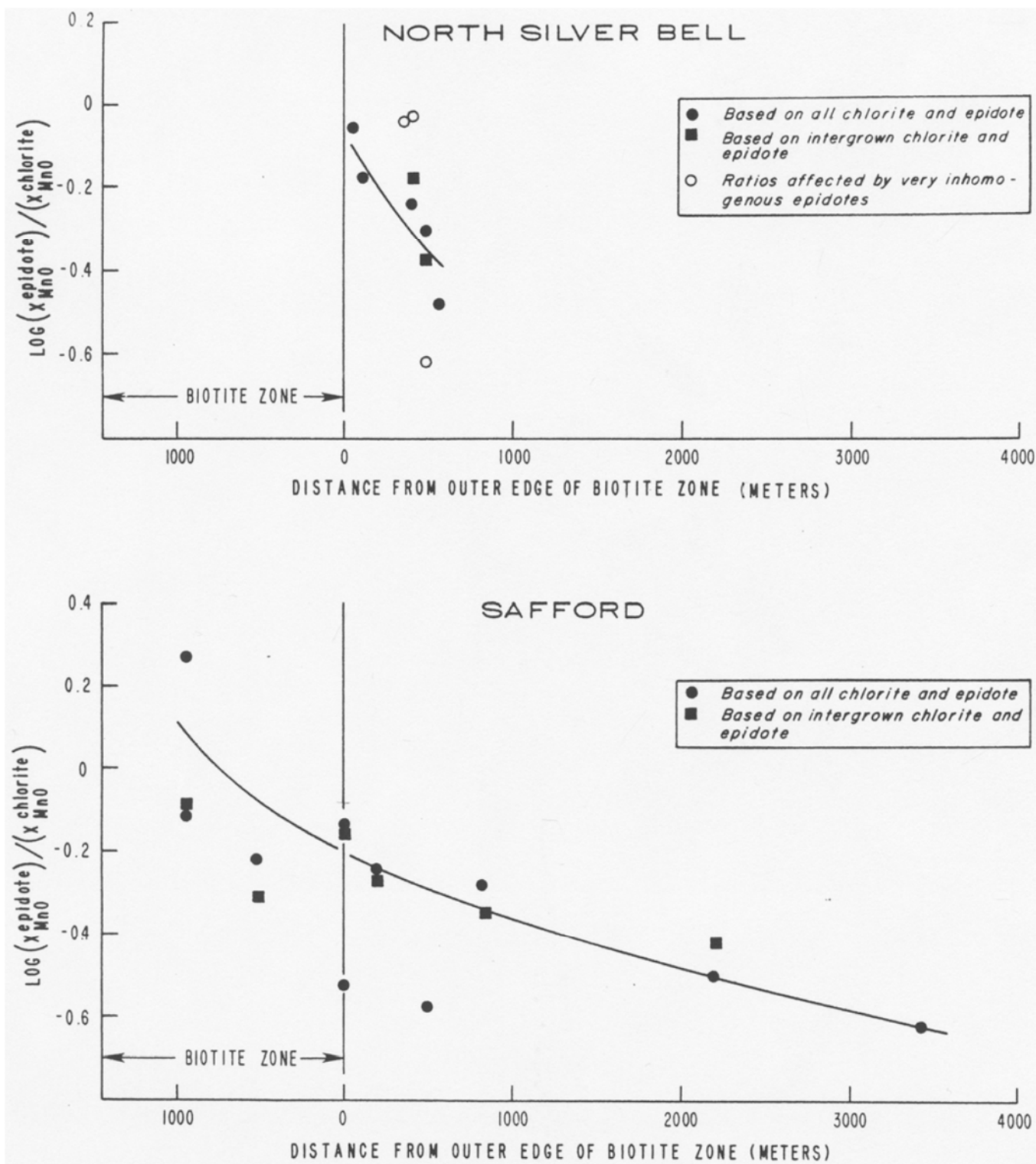
شکل M5. توزیع مولیبدن و روی نسبت به مس و مناطق دگرسانی در کانسار مس پورفیری واقع در کوه قرمز، آریزونا (چافی، داده‌های منتشر نشده، ۲۰۰۹)، براساس آنالیز مغزه‌های حفاری از ۷ گمانه (ارائه نشده است). تنها بزرگترین توده‌های پورفیری کوارتز مونزونیت نمایش داده شده‌اند.



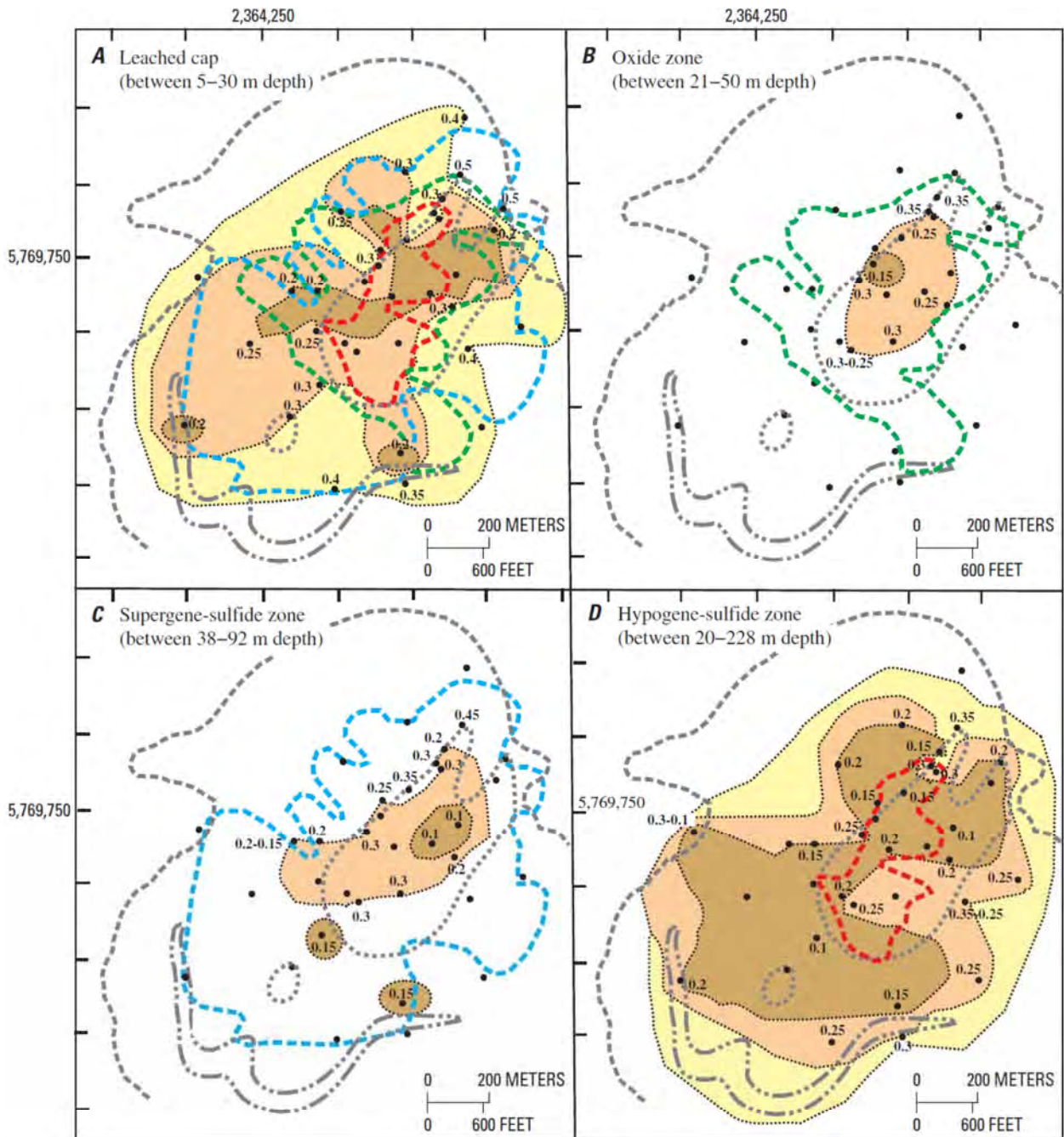
شکل M6. ترکیبات بیوتیت ماگمایی و گرمابی در کانسارهای مس-مولیبدن، کانسارهای مولیبدن پورفیری و بیوتیت‌های ماگمایی حاصل از توده‌های نفوذی براساس غلظت‌های منگنز، آهن، فلئورین و کلر (اصلاح شده بعد از بریمهال و کریپر ۱۹۸۷). داده برای کوه‌های واساچ از جان (۱۹۸۹b، ۱۹۹۱ و داده‌های منتشر نشده ۱۹۸۶).

ترکیبات ایزوتوپی کانی‌های آذرین و گرمابی در کانسارهای مس پورفیری در بررسی‌های ژنزی برای محاسبه ترکیبات ایزوتوپی و دمای سیالاتی که کانسارهای مس پورفیری را تشکیل می‌دهند و برای تعیین منابع سیال و ترکیبات کانی گرمابی کانسارهای مس پورفیری بطور عمده مورد استفاده قرار گرفته‌اند (به بخش بعدی مراجعه شود). کاربرد ترکیبات ایزوتوپی کانی‌ها برای اکتشاف و معدنکاری مس پورفیری محدود شده است. در بررسی اخیر ایزوتوپ گوگرد کانی‌های سولفید هیپوزن در استرالیا (ویلسون، کوک، هارپر و دیل ۲۰۰۷) شیب‌های ^{34}S درون کانسار یافت شده که با مناطق دگرسانی و عبارهای طلا همبستگی دارند (شکل M10).

است که در آن بیشتر ایلیت متبلور (در مقیاس Kubler) با مراکز هندسی مجموعه‌های هیپوزن، سوپرژن و دگرسانی اکسید بطور وسیعی هم مکان است (فرانچینی و سایرین ۲۰۰۷ شکل M8). در یک بررسی جدید دیگر غلظت‌های تیتانیوم و آهن در کوارتز گرمابی و کوارتز کاتودولومینسانس برای همبستگی رکه‌های کوارتز + مولیبدنیت در بیوت مونتان مستقر از وجود مولیبدنوم در رگه تصور شده استفاده گردیده است (راسک و سایرین ۲۰۰۶ شکل M9). فراوانی عناصر جزئی در پیریت برای تعدادی از کانسارهای مس پورفیری تعیین شده (برای مثال پتلیف ۱۹۸۱) ولی محدودیت‌های تشخیص بالا، کمبود داده‌ها و کنترل پاراژنزی مفید بودن ترکیبات شیمیایی کانی‌های سولفیدی را در اکتشاف و بررسی‌های ژنزی محدود کرده است.



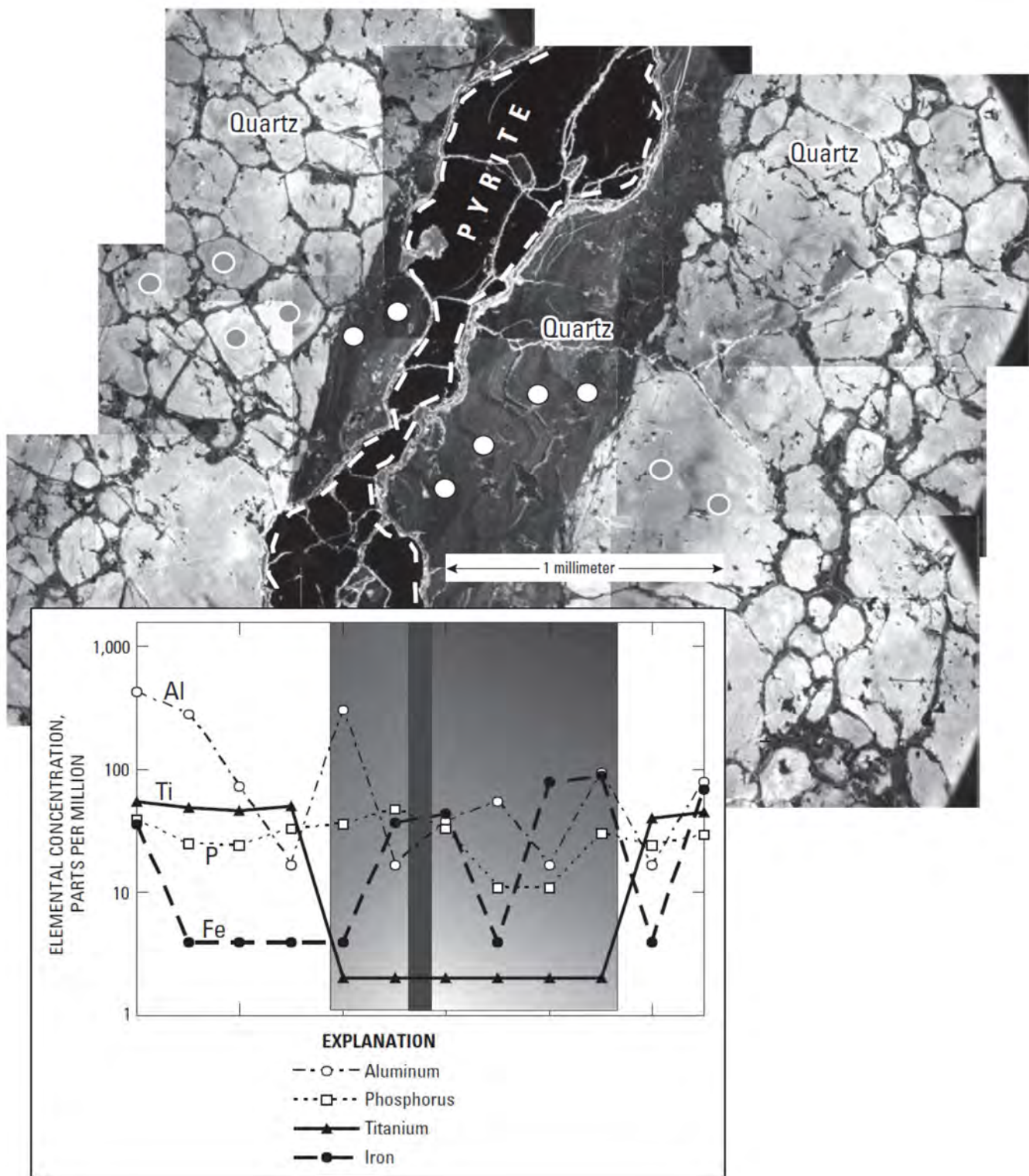
شکل M7. اکسید منگنز در کلریت و اپیدوت همزیست (پاراژنز) نسبت به گسترش جانبی از لبه خارجی مناطق دگرسانی بیوتیت در کانسارهای مس پورفیری زنگ نقره‌ای و سفورد، آریزونا (بازسازی شده توسط بالانتین ۱۹۸۱).



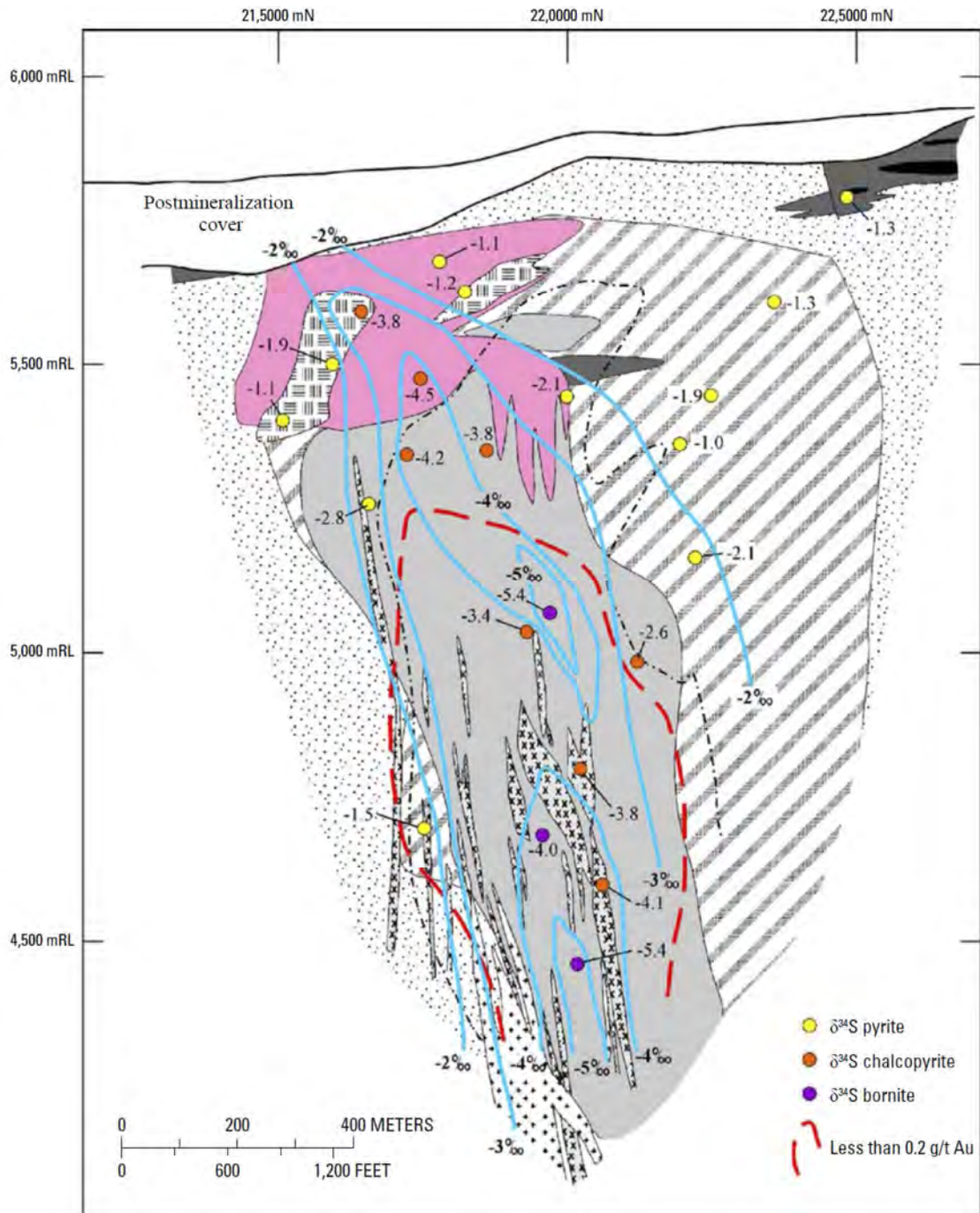
EXPLANATION

| Kübler Index (degrees 2θ) | Mineralization | Hydrothermalalteration |
|--|---|--|
| <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: #8B4513; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> Less than or equal to 0.2 <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: #FF8C00; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> 0.2-0.3 <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: #FFD700; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> 0.3-0.4 <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: #FFFFFF; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></div> Greater than 0.4 <div style="display: inline-block; border: 1px dashed black; width: 15px; height: 15px; margin-right: 5px;"></div> Contoured values of the KI <div style="display: inline-block; width: 10px; height: 10px; border: 1px solid black; border-radius: 50%; margin-right: 5px;"></div> Illite Kübler index (KI) | <div style="display: inline-block; border-bottom: 2px dashed green; width: 20px; margin-right: 5px;"></div> Oxide zone at 0.15 percent CuT. <div style="display: inline-block; border-bottom: 2px dashed blue; width: 20px; margin-right: 5px;"></div> Enrichment <div style="display: inline-block; border-bottom: 2px dashed red; width: 20px; margin-right: 5px;"></div> Hypogene at 0.25 percent CuT. | <div style="display: inline-block; border-bottom: 2px dashed gray; width: 20px; margin-right: 5px;"></div> Argillicalteration <div style="display: inline-block; border-bottom: 2px dotted gray; width: 20px; margin-right: 5px;"></div> Phyllicalteration <div style="display: inline-block; border-bottom: 2px dotted gray; width: 20px; margin-right: 5px;"></div> Potassicalteration |

شکل M8. نمای افقی تبلوراییت (مقادیر اندیس کوبلر) نسبت به مناطق دگرسانی گرمایی و عیارهای مس هیپوژن و سوپرژن در اعماق مختلف در کانسار مس پورفیری کامپانا ماهویدا، آرژانتین (فرانچین و سایرین ۲۰۰۷). تبلوراییت به ترتیب از مس هیپوژن متمرکز وسیع، مس سولفید سوپرژن، مس اکسید و مناطق پوشش شسته شده در فواصل صدها متر کاهش پیدا می کند.



شکل M9. تصویر کاتودولومینسنس (CL) کوارتز روشن که توسط کوارتز تیره قطع شده در یک رگه پیریت+ کوارتز مربوط به کانسار مس پورفیری واقع در بیوت، مونتانا (نقل از راسک و سایرین ۲۰۰۶). عیارهای آلومینیم، فسفر، تیتانیوم و آهن که توسط آنالیز نقطه‌ای LA-CP-MS در طول نیمرخ مشخص شده بوسیله دایره‌های توپر بر روی تصویر تعیین شده‌اند. تغییرات در مقادیر تیتانیوم و آهن با این نسل‌های کوارتز را با رگه‌های کوارتز+ مولیبدن در سایر نمونه‌ها ربط می‌دهد.

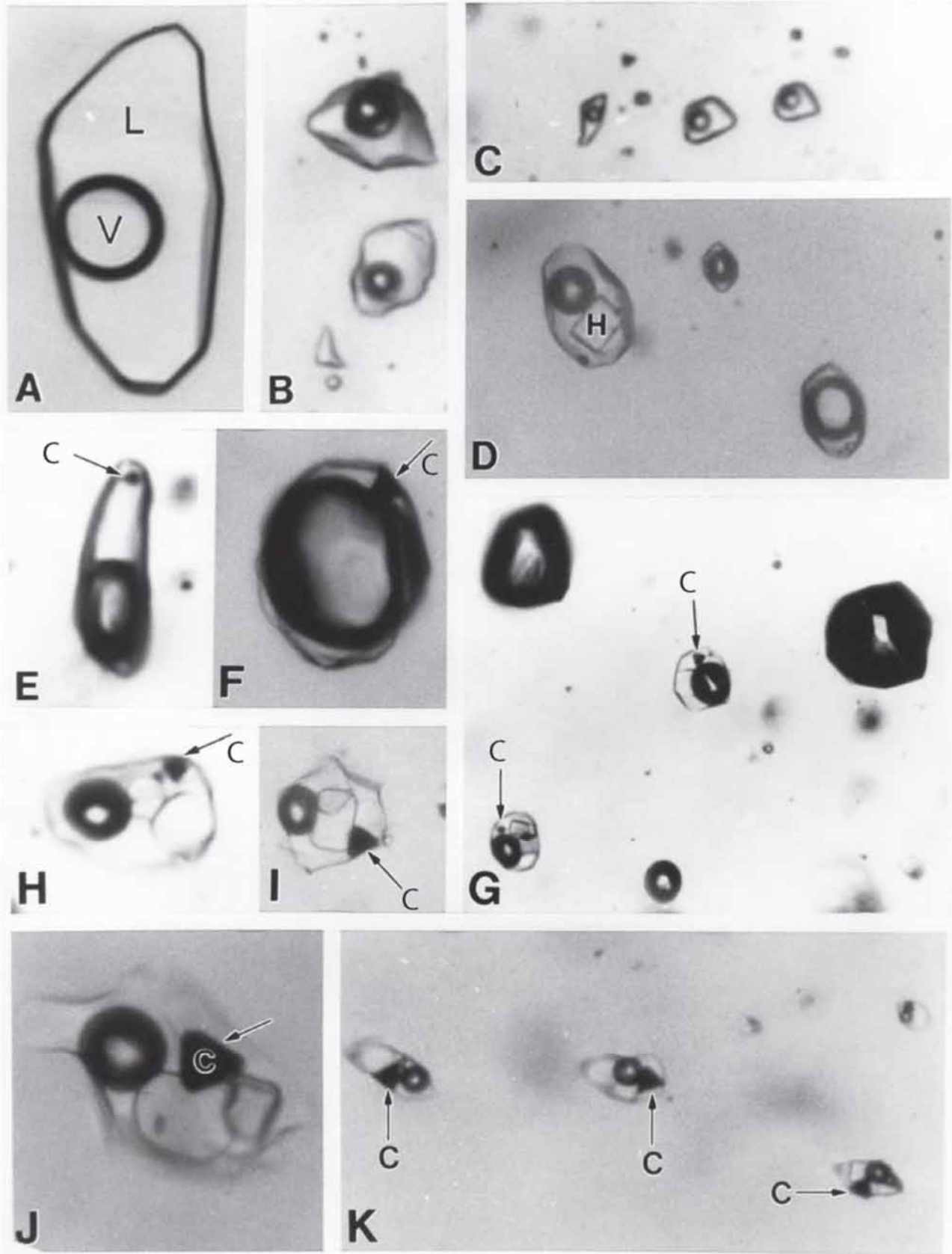


شکل M10. توزیع ترکیبات ایزوتوپ گوگرد ($\delta^{34}\text{S}$ in per mil) کانی‌های سولفید هیپوژن نسبت به مناطق دگرسانی و عیار طلا در کانسار مس-طلا پورفیری کادیا، استرالیا، که برای تفریق‌های دمایی بین پیریت، کالکوپیریت و بورنیت (بازسازی شده از کار ویلسون، کوک، هارپر و دیبل ۲۰۰۷). مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ نشان‌دهنده ۳+ در میل افزایش از مرکز به سمت حواشی مناطق پتاسیک در فواصل بین ۱۰۰ تا بیش از ۲۰۰ متر متغیر است.

نوع‌بندی توصیفی فعلی سیالات درگیر بطور معمول براساس مجموعه‌های فاز موجود در سیالات درگیر در دمای اتاق و یا حالت همگن‌شدگی (دماهایی که در آن دو فازها سیال درگیر برای مثال مایع و بخار تبدیل به یک فاز می‌گردند) می‌باشد تا از اختلال با تعیین نوع پیشنهاد شده بوسیله نش (۱۹۷۶) جلوگیری شود. سیالات درگیر نوع III (هالیت‌دار) نش (۱۹۷۶) بصورت "سیالات درگیر هالیت‌زا که بوسیله انحلال هالیت همگن می‌شوند" یا "سیالات درگیر که بوسیله ناپدید شدن حباب همگن می‌گردند" توصیف می‌شوند. راسک، رید و دیلز (۲۰۰۸) برای سیالات درگیر دارای دو فاز (مایع + بخار) یک اصطلاح فنی را معرفی کرده‌اند که منعکس‌کننده درصد حجم سیال درگیری است که در دمای اتاق بوسیله بخار (حباب یا "B") پر شده است، بنابراین یک سیال "B30" زمانی که در دمای اتاق مشاهده می‌گردد در حدود ۳۰ درصد حجمی بخار (حباب) دارد (شکل M11 عکس E).

میکروترمومتری شامل بررسی غیرمخرب (نوری) رفتار فازها در سیالات درگیر (بطور معمول مایع، بخار یا نمک‌ها) در یک محدوده دمایی، بطور معمول از ۱۹۰- تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد با استفاده از میکروسکوپ مجهز به صفحه‌ای می‌باشد که مشاهده سیالات درگیر را طی گرم کردن و سردکردن بطور مستقیم امکان‌پذیر می‌سازد. میکروترمومتری تعیین کمی حداقل دمای بدام افتادن یک سیال درگیر (که در برخی موارد دمای ته‌نشست کانی گرمایی میزبان است)، تعیین نیمه کمی شوری، شناسایی و تعیین نیمه کمی برخی مواد فرار مانند دی‌اکسیدکربن را ممکن می‌سازد. دماهای همگن‌شدگی سیالات درگیر در کانسارهای مس پورفیری در یک محدوده وسیع از ۱۵۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد متغیر است، هرچند بیشتر بررسی‌ها در کانسارهای مس پورفیری دماهای زیر ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد را در برمی‌گیرد. این محدودیت دمایی ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد به نظر با عدم دسترسی میزهای گرم‌کننده میکروسکوپی برای بررسی‌های بالای ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد تحت تأثیر قرار گرفته است و محققین بسیاری گزارش کرده‌اند که برخی سیالات درگیر زمانی که تا دمای حداکثر موجود با میزهای گرم‌کننده حرارت داده شده‌اند همگن نگردیده‌اند. محققانی که به میزهای دارای حداکثر محدودیت‌های گرم‌کنندگی بالاتر دسترسی

بیشتر داده‌های بارزش مربوط به حالت فیزیکی و ترکیب سیالات همراه با کانسارهای مس پورفیری براحتی بوسیله بررسی پتروگرافی مقاطع نازک بدست می‌آیند. در واقع لیندگرن (۱۹۰۵) سیالات درگیر هالیت‌دار نمونه‌های کانسار مس پورفیری مورنسی (Morenci) را مشاهده نموده و عنوان کرد که "به نظر من اینها (سیالات هالیت‌دار) ثابت می‌کنند که ماگمای پورفیری اسیدی (در ناحیه مورنسی) با حجم‌های قابل توجهی از سیالات آبدار حاوی مقادیر بالای نمک، احتمالاً بصورت NaCl همراه بوده است. و اینکه "احتمالاً این یک واقعیت مهم است که این سیالات در پورفیری‌های دیوریتی وجود ندارد که عدم همراهی آنها با کانسارهای مس پورفیری یک اصل می‌باشد". به تازگی نش (۱۹۷۶) خصوصیات پتروگرافی سیالات درگیر را در کانسارهای مس پورفیری توصیف نموده و چهار نوع سیال را که بطور معمول در این کانسارها یافت می‌گردند گزارش نموده شامل سیالات نوع III که در دماهای اتاق حاوی هالیت می‌باشند (شکل M11 عکس D). این سیالات دارای شوری بالا بطور معمول حاوی سیلیت و گاهی کالکوپریت هستند که در زمان سرد شدن سیال رسوب پیدا می‌کنند (شکل M11 عکس‌های E تا K). علاوه بر سیالات تیپ III نش (۱۹۷۶) سیالات درگیر تیپ II غنی از مواد فرار را توصیف نمود (شکل M11 عکس F) که بطور معمول با سیالات درگیر هالیت‌دار همراه است (شکل M11 عکس‌های D و G)، معمول‌ترین سیالات تیپ I غنی از سیال با شوری کم تا متوسط (شکل M11 عکس‌های A و B) و سیالات درگیر تیپ IV غنی از CO₂ است که از همه نادرتر می‌باشند. سیالات درگیر هالیت‌دار و غنی از مواد فرار که با هم وجود دارند (شکل M11 عکس‌های D و G) بعنوان مشخصه کانسارهای مس پورفیری در نظر گرفته می‌شوند (برای مثال لیندگرن ۱۹۰۵، نش ۱۹۷۶، بودنار ۱۹۹۵). باید عنوان نمود که انواع سیالات درگیر مشاهده شده در کانسارهای مس پورفیری تنها محدود به این کانسارها نمی‌باشند. این سیالات درگیر تاحدی مشخصه بیشتر نفوذی‌های کم‌عمق سیلیسی بوده (برای مثال جان ۱۹۸۹a) و منعکس‌کننده شرایط دما- فشار جایگیری، تبلور توده نفوذی و همینطور خصوصیات تعادل فازی سامانه OH₂-NaCl می‌باشد (بودنار و سایرین ۱۹۸۵).



شکل M11. نمونه‌های انواع مختلف سیالات درگیر یافت‌شده در کانسارهای مس پورفیری (نقل از بودنار ۱۹۹۵).

است. مجموعه‌های سیال درگیر که به حوادث ماگمایی ویژه و رخداد‌های گرمایی مربوط هستند مثل گاززدایی ماگمایی که بطور معمول در اوایل تکامل کانسارهای مس پورفیری یافت می‌شوند و تشکیل مجموعه‌های دگرسانی آرژلیک پیشرفته که بطور معمول تأخیری‌تر هستند در متون زیاد گزارش نشده‌اند (بکر و سایرین ۲۰۰۸). بنابراین پیچیدگی‌های پاراژنزی از بدام افتادن حاصل می‌گردند، برخلاف مواردی مانند: رسوب هالیت و سایر کانی‌ها طی تشکیل سیال، تغییرات دما، فشار و شوری طی تکامل کانسارهای مس پورفیری و تعدیل‌های بعد از رسوب سیالات درگیر بوسیله گردن پیدا کردن، کشیدگی و نشت (بودنار ۲۰۰۳). بنابراین کاربرد صحیح سیالات درگیر در بررسی‌های ژنزی و اکتشاف کانسارهای مس پورفیری (منطقه‌بندی، تخمین عمق/ فرسایش، به بخش R "راهنماهای ارزیابی منبع و اکتشاف" مراجعه شود) نیازمند پتروگرافی دقیق مجموعه‌های سیالات درگیر است (گولداشتاین و رینولدز ۱۹۹۴). در این ارتباط تصویربرداری کاتودولومینسنس (CL) کوارتز در انطباق دادن نسل‌های رگه کوارتز درون کانسارها مفید تشخیص داده شده است (ردموند و سایرین ۲۰۰۴، لانتوینگ و سایرین ۲۰۰۵، راسک و سایرین ۲۰۰۶ شکل M4D).

اگرچه سیالات از چندین منبع در تکامل کلی ماگمایی - گرمایی سامانه‌های مس پورفیری درگیر هستند شواهد سیال درگیر نشان داده که مس و سایر عناصر شامل طلا و آرسنیک بوسیله سیالات ماگمایی وارد سامانه‌ها می‌گردند (بودنار ۱۹۹۵، هینریش و سایرین ۱۹۹۹). سیالات درگیر ماگمایی آنهایی هستند که زمانی در تعادل با کانی‌ها یا مذاب ماگمایی بودند ولی لزوماً در فشار، دما یا موقعیت مذاب در زمان بدام افتادن بعنوان سیال درگیر در تعادل نبوده و از اجزایی تشکیل شده‌اند که زمانی در مذاب محلول بودند (بودنار ۱۹۹۵).

سیالات درگیر در کانسارهای مس پورفیری دارای دماهای همگن‌شدگی، نسبت‌های فازی (مایع/ بخار/ کانی‌های دختر در صورت وجود) و ترکیباتی (شوری‌ها) هستند که بسته به دما و فشار در زمان جایگیری بطور قابل توجهی متغیر می‌باشند. بطور عمومی مجموعه‌های کانی پتاسیک اولیه از سیالات عمدتاً آبدار

داشته‌اند دماهای همگن‌شدگی بالاتر از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد را گزارش کرده‌اند. برای مثال در کانسارهای مس پورفیری گرانسل (Granisle) و زنگ (Bell) بریتیش کلمبیا، ویلسون و سایرین (۱۹۸۰) به ترتیب دماهای همگن‌شدگی برابر یا کمتر از ۱۲۹۰ و برابر یا کمتر از ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد را گزارش نموده‌اند. رینولدز و بین (۱۹۸۵) در سانت‌ریتای (Santa Rita) نیومکزیکو دماهای بالای ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد و در بوگین ویل (Bougainvil) پاپوا گینه نو استو و ادینگتون (۱۹۸۶) دماهای بین ۹۴۰ تا ۱۰۸۰ درجه سانتی‌گراد را برای سیالات درگیر هالیت‌دار گزارش نموده و در کولوبا (Koluba) گوادال کانال دماهای بالای ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد بوسیله چپواس و ویلکینسون (۱۹۷۷) گزارش شده است. ممکن است این انتظار برود که با نصب میزهای گرم‌کننده دما بالاتر در آزمایشگاه‌های سیالات درگیر خصوصیات و اهمیت این رخداد سیال دما بالا در تشکیل کانسارهای مس پورفیری بهتر شناخته خواهد شد. براساس بررسی‌های میکروترمومتری سیالات درگیر شوری سیالات از چند درصد تا بیش از ۷۰ درصد وزنی معادل کلرید سدیم متغیر است، هرچند به ظاهر یک توزیع دوگانه شوری وجود دارد که در آن یک گروه دارای 5 ± 15 و گروه دیگر دارای ۳۵ تا ۵۵ درصد وزنی معادل کلرید سدیم می‌باشند. بنظر می‌رسد که یک محدوده ثابت شوری از ۵ تا ۷۰ درصد وزنی وجود دارد اما سیالات درگیر با شوری‌های بین ۲۵ تا ۳۵ درصد به دلیل انحلال هالیت آبدار (با احتمال بیشتر نسبت به ذوب شدن یخ) و یا ناتوانی در هسته‌گیری بلورهای هالیت ممکن است قابل تشخیص نبوده بنابراین به اشتباه بعنوان شوری‌های کمتر از $26/4$ درصد وزنی معادل کلرید سدیم در نظر گرفته شوند.

چندین نسل از سیالات کانسارهای مس پورفیری را تشکیل داده و موجب تعدیل آنها می‌گردند، و بعنوان یک اصل سیالات درگیر حتی در نمونه‌های دارای ابعاد میلی‌متری از رگه‌ها و فنوکریست‌ها نشان‌دهنده سیالات متعدد می‌باشند. تشخیص دادن جمعیت سیالات درگیر همزمان یا مجموعه‌های سیال درگیر با قرارگیری در منطقه رشد کانی گرمایی (سیال درگیر اولیه) یا صفحات متقاطع سیالات (سیالات درگیر ثانویه) به دلیل شکستگی‌های متعدد پر شده و سطوح رشد اغلب کار دشواری

مطلوب برای اکتشاف و اهداف ارزیابی می‌باشد ساده نبوده و تلفیق تخمین‌های فشار سیالات درگیر و با شکل سامانه و بازسازی چینه‌نگاری برای تعیین دقیق عمق لازم است. براساس داده‌های سیالات درگیر، اشکال سامانه و بازسازی‌های چینه‌نگاری اعماق تشکیل کانسارهای مس پورفیری از ۱ تا ۱۲ کیلومتر متغیر است هرچند بیشتر آنها در اعماق کمتر از ۶ کیلومتر و فشارهای کمتر از ۱/۵ کیلومتر شده‌اند (سیدورف و سایرین ۲۰۰۵).

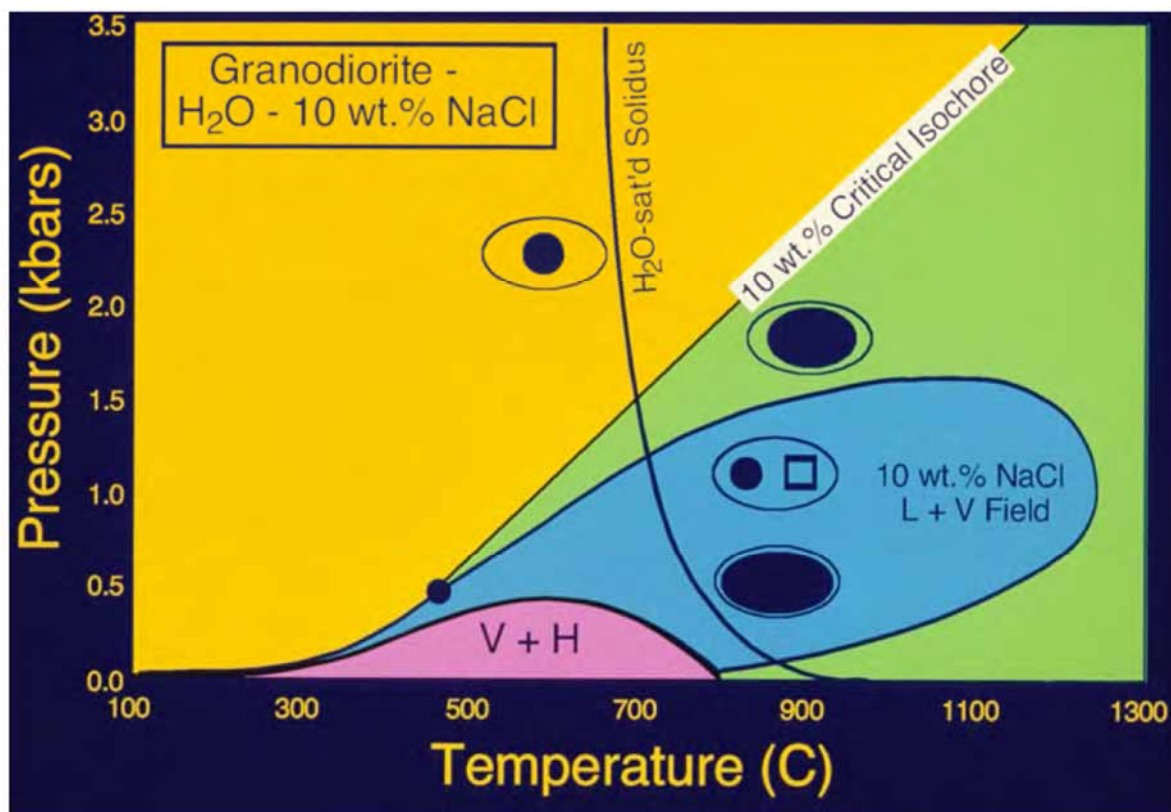
دماها، فشارها و ترکیبات سیالاتی که کانسارهای مس پورفیری را در بینگهام یوتا تشکیل داده‌اند (ریموند و سایرین ۲۰۰۴) بطور عمده از تجزیه سیالات درگیر بدست آمده و نشان‌دهنده تکامل پیچیده سیال سامانه‌های مس پورفیری است. در بینگهام رگه‌های کوارتز اولیه با حاشیه‌های دگرسانی پتاسیک ۱/۳۵ تا ۰/۵ کیلومتر در زیر کانسنگ قرار داشته (عمق دیرینه بیش از ۲/۵ کیلومتر) حاوی سیالات درگیر غنی از مایع، به نسبت شور (۲ تا ۱۳ درصدوزنی نمک طعام) و دارای دی‌اکسیدکربن می‌باشند.

درون کانسنگ تا عمق ۰/۵ کیلومتری زیر کانسنگ، رگه‌های اولیه کوارتز حاوی سیالات هم سن دارای شوری بالا (۳۸ تا ۵۰ درصد وزنی نمک طعام) و سیالات غنی از بخار می‌باشند که در دماهای ۵۶۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۰/۵۵ تا ۰/۱۴ کیلوبار تشکیل شده‌اند. همچنین درون کانسنگ سیالات درگیر غنی از بخار و غنی از مایع درون مجموعه تأخیری ترکوارتز + فلدسپات + پتاسیم + بورنیت + کالکوپریت (منبع مس در کانسنگ) جایی که در دماهای ۳۸۰ تا ۳۳۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۰/۱۶ تا ۰/۱۲ کیلوبار بدام افتاده‌اند سیالات درگیر غنی از مایع حاوی ۳۶ تا ۴۶ درصد وزنی نمک طعام می‌باشند. تفسیر سیالات معرفی شده بوسیله دو مجموعه سیال درگیر آخری این است که از سیالی بوجود آمده‌اند که رگه‌های کوارتز اولیه، عمیق و عقیم را بوجود آورده‌اند. تنه‌نشست کانی‌های مس بوسیله افت حرارتی تا دماهای کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد ایجاد شده و جدایش اولیه فاز تا ۰/۵ کیلومتری زیر کانسنگ اتفاق نیفتاده است (شکل M13).

خصوصیات فیزیکی و شیمیایی سیالات درگیر در کانسارهای مس پورفیری تغییرات سامان‌یافته‌ای را در زمان و مکان نشان داده و این خصوصیات ممکن است با مشخص کردن اینکه یک نمونه

ماگمایی در دماهای ۷۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد که حاوی ۲ تا ۱۰ درصد شوری معادل نمک طعام می‌باشند بوجود می‌آید (بورنهام ۱۹۷۹). برعکس مایعات در سیالات درگیر با شوری متوسط و دمای بالا بطور معمول دارای منشأ ماگمایی دارند، هرچند بسته به شرایط بدام افتادگی سیالات درگیر دماپایین‌تر و دما پایین‌تر با نسبت‌های متغیر فاز نیز می‌توانند منشأ ماگمایی داشته باشند (بودنار ۱۹۹۵). مجموعه‌های کانی آرژیلیک تأخیری بطور معمول از سیالات دارای دمای پایین‌تر (کمتر از ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد) شوری پایین‌تر (اشباع‌نشده در دمای اتاق با شوری ۵ تا ۲۰ درصد وزنی نمک طعام) شامل آب‌های جوی (آب‌های خارجی) و ماگمایی (بودنار ۱۹۹۵، بین و بودنار ۱۹۹۵) و همچنین آب‌های ماگمایی و مخلوط آب‌های جوی (یا خارجی) و ماگمایی ایجاد می‌گردند (به "ترکیبات ایزوتوپ پایدار سیالات" مراجعه شود).

فشار طی تشکیل سامانه‌های مس پورفیری بطور معمول با مقایسه روابط فازی، دماهای همگن‌شدگی و ترکیبات سیالات درگیر برای یک تعادل کانی-سیال معمولاً در سامانه CO_2 - H_2O - NaCl که بطور تجربی برای یک محدوده وسیع دما و فشار تعیین شده است بدست می‌آید، هرچند داده‌های تجربی براساس بخش رژیم دما-فاز- ترکیب سامانه‌های مس پورفیری کامل نیستند (به بحث موجود در کار بودنار و دیگران ۲۰۰۸ مراجعه شود). پیدایش سیالات درگیر همزمان غنی از مواد فرار و شوری پایین (کمتر از ۵ درصد وزنی نمک طعام) و سیالات درگیر هالیت‌دار (در دمای اتاق، بیشتر از ۲۶ درصد وزنی نمک طعام) در تعدادی از کانسارهای مس پورفیری دماهای فشار در حد ۱/۴ تا ۰/۴ کیلو بار را تأیید می‌کنند (برای مثال فورنیر ۱۹۹۹ شکل M12). بنابراین فشار شامل اجزاء لیتواستاتیک و هیدرواستاتیک می‌باشد در حالتی که تشکیل بیشتر سامانه‌ها در محدوده دمای شکنا- شکل‌پذیر (بین ۵۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد) پراکنده هستند و در این محدوده سنگ‌های پوسته هم در مقابل آب شکستگی و چرخش سیال مقاوم هستند (شکل‌پذیر) و هم به راحتی شکسته شده و موجب افزایش چرخش سیال می‌گردند (شکنا). تعبیر فشار تشکیل به عمق تشکیل که یک تعیین کمیت



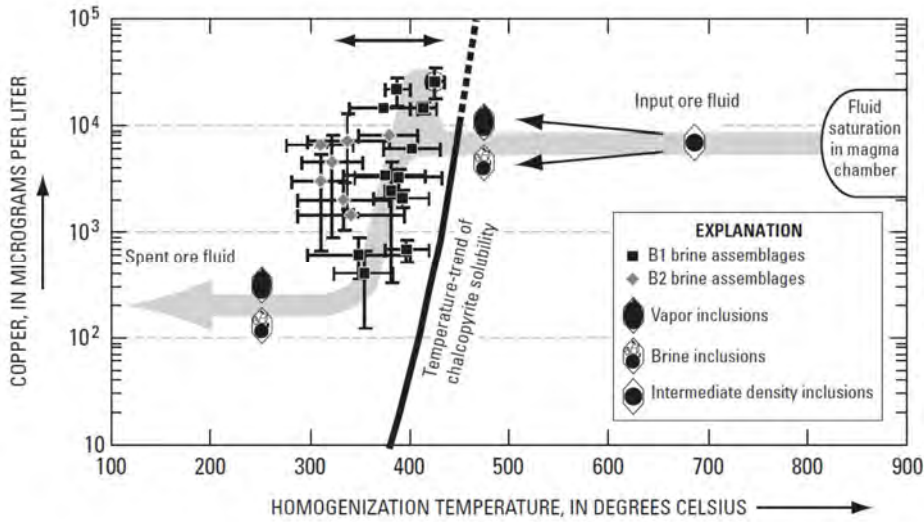
شکل M12. فازهای موجود در سیالات درگیر در دمای اتاق (نمودارهای سیال درگیر مدرج موجود در جعبه‌ها) و دما-فشارهای مربوطه (بیضی‌های عدددار) برای سیالات درگیر ماگمایی حاصل از چندین کانسار مس پورفیری (بودنار ۱۹۹۵). منطقه هاشور خورده ناحیه مایع + بخار (L+V) سیال آبدار حاوی ۱۰ درصد وزنی کلرید سدیم می‌باشد، خط نازک ممتد هم فاصله بحرانی سیال بوده و خط ضخیم منحنی اشباع آب برای یک توده گرانیته با ترکیب حدواسط است.

منوتانا مشاهده شده است (راسک، ریید و دیلز ۲۰۰۸). در کم‌عمق‌ترین بخش‌های یک سامانه مس پورفیری مجموع سیال درگیر بوسیله سطوح سیالات درگیر که تنها حاوی سیالات درگیر غنی از بخار هستند مشخص می‌گردند.

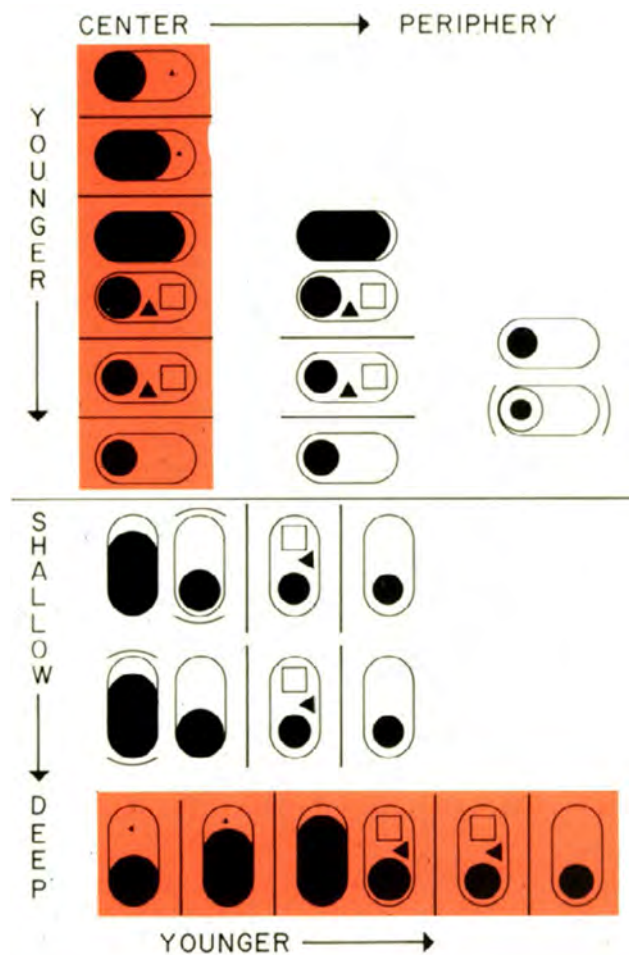
ترکیبات شیمیایی سیالات

بررسی پتروگرافی سیالات درگیر در مقاطع نازک می‌تواند براساس شناسایی کانی‌های دختر و برخی گازها، پاراژنز جمعیت‌های سیال درگیر و تشخیص نسبت‌های فاز متغیر یا ثابت درون جمعیت‌های سیال درگیر داده‌های کمی را در مورد اجزاء اصلی، سن‌های نسبی و تکامل سیالات بوجود آورنده کانسارهای مس پورفیری فراهم نماید. فراوانی اجزاء و گازهای حل‌شده (دی‌اکسیدکربن) در سیالات درگیر را می‌توان همانطور که قبلاً توصیف شد طی میکروترمومتری بطور نیمه‌کمی تعیین نمود (سالوی و ویلیام جونز ۲۰۰۳).

خاص در کجای سامانه ماگمایی - گرمایی کل تشکیل شده در اکتشاف مورد استفاده قرار گیرد (شکل M14). همراه با شکل مدل‌سازی شده مجموعه‌های کانی گرمایی (مناطق کانسنگ و گرمایی) نسبت به توده‌های نفوذی (به بخش I "دگرسانی گرمایی" مراجعه شود)، مجموعه‌های سیال درگیر ممکن است بردارهایی در جهت کانی‌زایی مس - مولیبدن فراهم نمایند. بطور کلی سیالات درگیر هالیت‌دار به ویژه آنهایی که دارای کانی‌های دختر کالکوپیریت و یا آنهایی که با سیالات درگیر غنی از بخار همراه هستند مشخصه سطوح مرکزی و کم‌عمق‌تر یک سامانه مس پورفیری هستند (بودنار ۱۹۸۲، رودر و بودنار ۱۹۹۷) (اشکال M14 و M15). سیالات درگیر دوفازی غنی از مایع دارای شوری متوسط و یا انواع غنی از مواد فرار ممکن است در بخش‌های بالاتر سامانه پورفیری یافت شوند جایی که فشار برای جلوگیری از جدایش فاز (جوشش) به اندازه کافی بالاست، مانند آنچه در بیوت

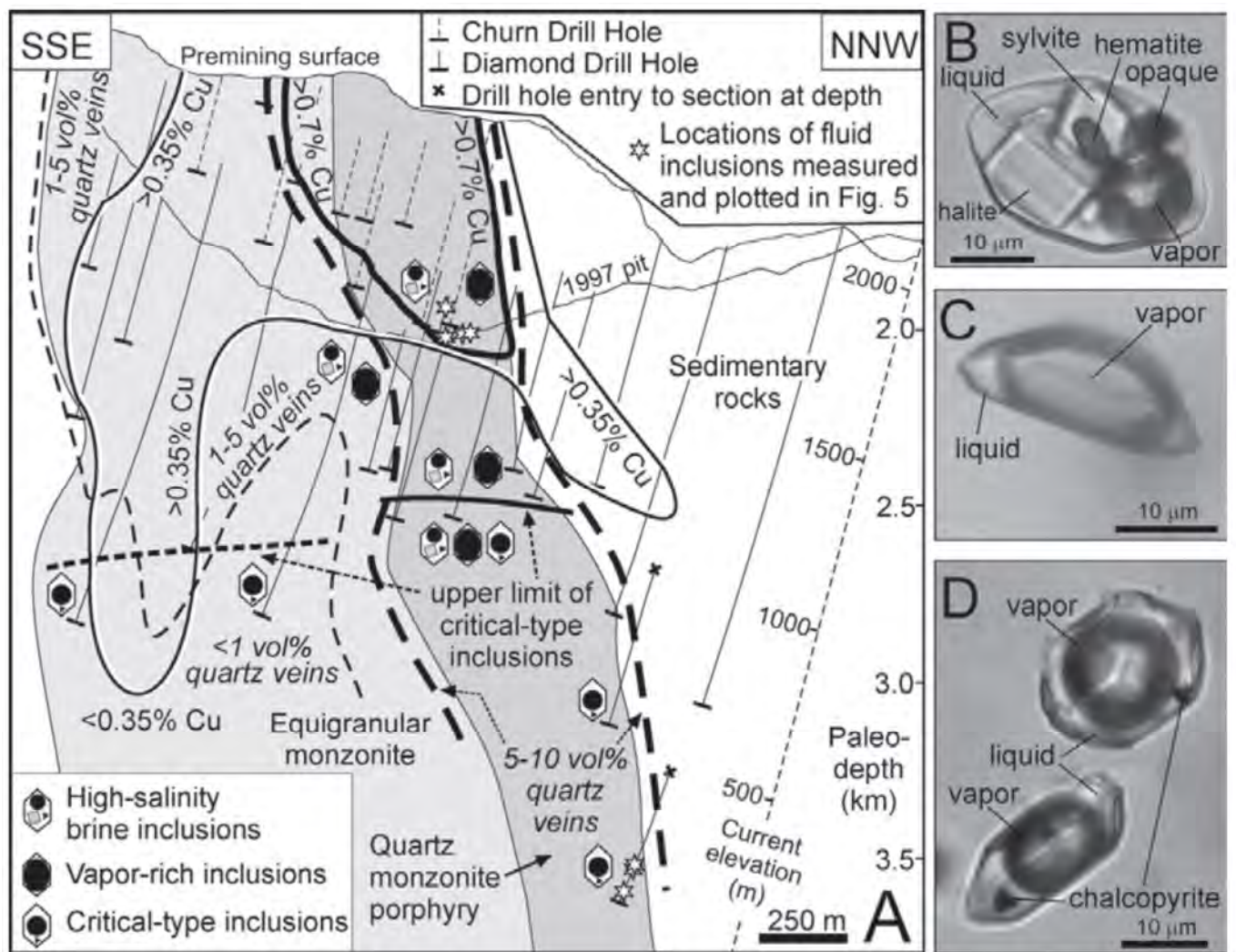


شکل M13. غلظت مس در مقایسه با دمای همگن شدگی برای دو گروه سیال B1 و B2، و نسبت به حلالیت کالکوپیریت (خط ضخیم نقطه چین)، کانسار مس پورفیری بینگهام، یوتا (لانت وینگز و سایرین ۲۰۰۵). روندهای (مس) - دمای گروههای سیال درگیر نشان دهنده جدایش سیال تک فاز اولیه به شوراب غنی از بخار و دارای شوری بالا در دماهای حدود ۷۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی گراد می باشد که بوسیله فقیر شدگی فزاینده مس در فاز بخار و شوراب در محدوده پایداری کالکوپیریت از ۱۰۴/۲ تا ۱۰۲/۳ میکروگرم با افت جزئی دما همراه است.



شکل M14. توزیع انواع سیالات درگیر در زمان و مکان در طول یک مقطع از مرکز بسمت حاشیه سامانه (بالا) و در طول یک مقطع از بخش کم عمق به عمیق مرکز سامانه (نقل از بودنار ۱۹۸۲).

LA-ICP-MS و SXRF، PIXE (و دیگر روش های تجزیه ای پرتومیکرونی) برای تجزیه سیالات درگیر مورد استفاده قرار گرفته (برای مثال کار اندرسون و سایرین ۱۹۸۹، بودنار و سایرین ۱۹۹۳، هینریش و سایرین ۱۹۹۹) این محققین تعیین عناصر (گونه ها) شامل انواع موجود در مقادیر عمده (سدیم، پتاسیم) تا اجزاء فرعی مانند مس و سایر فلزات منتقل شده گرمایی باشد که ممکن است غلظت هایی تنها در حد صدها تا هزاران قسمت در میلیون داشته باشند. یکی از مهم ترین روش های مربوط به تشکیل کانسارها محتوای فلز کانسنگ سیالات تشکیل دهنده کانسنگ را مورد اهمیت قرار می دهد. اندرسون و سایرین (۱۹۸۹) مقادیر افزایش یافته (صدها تا هزاران قسمت در میلیون بوسیله PIXE) از عناصر Cu، Zn، Pb، Mn و Fe را در سیالات درگیر رگه های کوارتز-مولیبدنیت واقع در هسته کانسار مس پورفیری بینگهام یوتا گزارش کرده اند. بودنار و سایرین (۱۹۹۳) مقادیر بالایی (صدها قسمت در میلیون تا چند درصد بوسیله SXRF) از عناصر Cu، Fe، As، Pb و Mn را در سیالات درگیر اولیه دارای شوری بالا و سیالات درگیر غنی از مواد فرار از تعدادی رگه های عقیم در کانسارهای مس پورفیری گزارش نمودند شامل کوه بیوت، کوه قرمز در آریز (Ariz)، مورنسی در آریز (Morenci, Ariz)، و سانتا ریتا (Santa Rita) در نیومکزیکو.



شکل M15. روش‌های تجزیه کلی به دلیل دشواری تجزیه سیالات درگیر در یک نسل منفرد (یا مجموعه سیال درگیر) با استفاده از روش‌های کلی تا حد زیادی بوسیله روش‌های تجزیه در مقیاس میکرونی جایگزین شده‌اند. هرچند برای برخی گونه‌ها در سیالات درگیر شامل هالوژن‌های کلر، برم و ید هنوز روش‌های خردکردن و استخراج در برخی موارد داده‌های مفیدی فراهم می‌کنند (برای مثال کار ناهنیدیا و سایرین ۲۰۰۹).

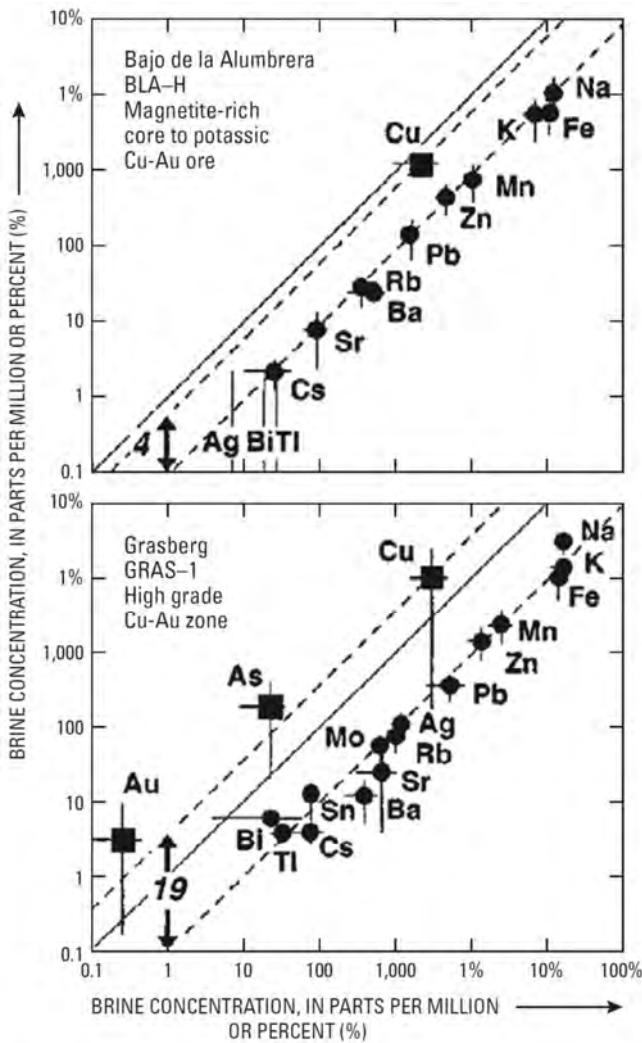
هرچند پایین بودن غلظت‌های بالای بیشتر فلزات در سیالات درگیر رگه‌های کالکوپیریت‌دار تأخیری‌تر از لحاظ ژئیزی پیشنهاد می‌کند که نهشت فلزات زودتر از سیالات ایجاد شده است. هینریش و سایرین (۱۹۹۹) غلظت‌های فلزات و سایر عناصر منفرد (بوسیله LA-ICP-MS) را در سیالات درگیر غنی از مایع و غنی از بخار همزمان از چندین کانسار مس پورفیری تعیین کرده و نشان دادند که طی جدایش مواد فرار از ماگما در یک میدان دو فازی مایع - بخار (میدان L+V شکل M12) طلا و آرسنیک در سیالات درگیر دارای چگالی پایین و غنی از بخار نسبت به انواع دارای غنی از مایع و شوری بالا غلظت‌های بیشتری داشته و عناصر K, Na,

Fe, Mn, Zn, Rb, Cs, Ag, Pb, Sn, Bi, Ba, W و Tl در سیالات درگیر غنی از مایع نسبت به سیالات درگیر غنی از مواد فرار تجمع بیشتری پیدا کرده‌اند. غلظت‌های مس بطور معمول شوراب بیشتر است اما افزایش غلظت آن نسبت به سایر عناصر کمتر است (شکل M16). سو و سایرین (۲۰۰۹) غلظت‌های فلز و گوگرد را در سیالات درگیر همزمان دارای شوراب و بخار همزمان بوسیله LA-ICP-MS در تعدادی از کانسارهای مس پورفیری اندازه‌گیری نموده غنی‌شدگی شدید گوگرد و غنی‌شدگی متغیر مس را نشان دادند و انتقال مس بوسیله گونه‌های سولفید باردار در بخار را پیشنهاد کردند. این تجزیه و تحلیل پیشنهاد می‌کند که بخار حاصل

گذار از فشار لیتواستاتیک به هیدرواستاتیک و در نتیجه افزایش سرد شدن، انبساط سیال و تشکیل رگه مطابقت دارد.

از جدایش فاز مایع طی گاززدایی ماگما ممکن است غلظت‌های افزایش یافته مس، طلا و آرسنیک را به مناطق ته‌نشست نزدیک به سطح منتقل نمایند. ته‌نشست تأخیری کانی‌های مس-آرسنیک نزدیک به سطح در برخی سامانه‌های کانسار مس پورفیری (برای مثال کوه قرمز در آریزونا، بودنار و بین ۱۹۸۰) نیز منعکس‌کننده این فرایند است. در نتیجه بررسی‌های آنالیز میکرونی غلظت‌های مس در سیالات کانسنگ کانسارهای مس پورفیری امروزه روشن شده است که سیالات ماگمایی حجم‌های بالای مس را منتقل نموده‌اند، نتیجه‌ای که براساس وجود کانی‌های دختر کالکوپیریت در سیالات درگیر دهه‌ها پیش بدست آمده بود. برای مثال آزمایش LA-ICP-MS سیالات درگیر چندین کانسار مس پورفیری محتوای مس سیالات کانسنگ را به شرح زیر حاصل نموده است: باجودولا آلومبررا (Bajo de La Alumbreira) آرژانتین ۳۳۰۰ ppm مس (اولریش و سایرین ۲۰۰۲)، بیوت مونتانا میانگین ۴۰۰۰ ppm مس (راسک و سایرین ۲۰۰۴)، گراسبرگ (Grasberg) ایریان جایا ۲۹۰۰ ppm در سیالات درگیر شور و ۹۹۰۰ ppm در سیالات غنی از بخار (هاینریش و سایرین ۱۹۹۹) دره بینگام یوتا میانگین ۱۷۰۰ ppm در سیالات شور و ۳۰۰۰ ppm در سیالات درگیر غنی از مواد بخار (هاینریش و سایرین ۱۹۹۹).

همگام با بررسی سیال درگیر در کانسار مس پورفیری بینگهام یوتا بوسیله ردموند و سایرین (۲۰۰۴)، لاندوینگ و سایرین (۲۰۰۵) با آنالیز LA-ICP-MS سیالات درگیر نشان دادند که ترکیبات عناصر اصلی و جزئی سیال قبل و بعد از ته‌نشست سولفید مشابه بوده و اینکه غلظت مس در سیالات مرحله کانسنگ خیلی کمتر است. دماهای ۴۲۵ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۰/۲۱ تا ۰/۱۴ کیلو بار گزارش شده مرحله کانسنگ (که تا حدی از محدوده‌های گزارش شده بوسیله ردموند و سایرین ۲۰۰۴ گسترده‌تر است) درون محدوده دما-فشار معمولی قرار دارد که حلالیت مس-آهن پیشرونده بوده حلالیت کوارتز حالت پسرونده دارد (شکل M13). تصور می‌گردد که حلالیت‌های برعکس تراوایی را برای ته‌نشست سولفید مس-آهن بوسیله انحلال کوارتز ایجاد می‌کند. رژیم دما-فشار همچنین با گذار شکننا-شکل‌پذیر و



EXPLANATION

| | | | |
|--------------|------------|---------------|--------------|
| Au Gold | Bi Bismuth | K Potassium | Sn Tin |
| Ag Silver | Ca Calcium | Mn Manganese | Sr Strontium |
| As Arsenic | Cs Cesium | Mo Molybdenum | Rb Rubidium |
| Ba Barium | Cu Copper | Na Sodium | Tl Thallium |
| Be Beryllium | Fe Iron | Pb Lead | Zn Zinc |

شکل M16. تفکیک عناصر بین بخار و سیال که بوسیله آنالیز LA-ICP-MS سیالات درگیر همزاد غنی از بخار و غنی از مایع منفرد از کانسارهای مس-طلا پورفیری باجو دولا آلومبررا، آرژانتین، و گراسبرگ اندونزی بدست آمده است (هاینریش و سایرین ۱۹۹۹). مربع‌های توپر عناصر در حال تفکیک فاز بخار شامل مس، طلا و آرسنیک بوده و مربع‌های توخالی عناصر در حال تفکیک فاز مایع می‌باشند.

سیالات آبدار، گوگرد و فرایندهایی را تشکیل می‌دهند که مجموعه‌های کانی گرمابی و کانسنگ را بوجود می‌آورند. برای سیالات درگیر در کانی‌های غیرآبدار و بطور عمده کوارتز، δD بطور مستقیم در سیال آبدار استخراج شده زمانی که تبادل ایزوتوپی سیال-کانی نزدیک به صفر است اندازه‌گیری می‌گردد (هرچند نفوذ هیدروژن به خودی خود بالاست) (ماوروزن و بودنار ۱۹۹۴). برای کانی‌های غیرآبدار مانند بیوتیت δD بطور مجزا در یک کانی تعیین شده و δD سیالی که با کانی در تعادل است با استفاده از عوامل (فاکتورهای) تفریق بدست آمده بطور تجربی و دماهای فرضی نهشت کانی محاسبه می‌گردد. دماهای ته‌نشست کانی بطور معمول بوسیله میکروترموتری کانی آزمایش شده مانند کوارتز، کانی‌های همزاد مانند کوارتز یا از طریق ترکیبات ایزوتوپی محاسبه شده جفت کانی‌های همزاد گوگرد و اکسیژن‌دار تعیین می‌گردد (بومن و سایرین ۱۹۸۷، فیلد و فیفارک ۱۹۸۵). مشابه اندازه‌گیری δD ، O^{18} در تمام کانی‌های اکسیژن‌دار از یک جدایش کانی بدست آمده و مقدار O^{18} سیال از روی آن محاسبه می‌گردد. در کانی‌های گوگرددار که بطور معمول در کانسارهای مس پورفیری سولفید و سولفات هستند، S^{34} در یک تفکیک کانی تعیین شده و مقدار S^{34} سیال بدست می‌آید. کانی‌های سولفات‌دار چهار مکان بلوری هستند که در آنها تبادل ایزوتوپی با سیال اتفاق می‌افتد. تجزیه و تفکیک دمایی برای این مناطق و رده‌بندی محیط رسوب کانی براساس فرایندهای تبادل برای آلونیت تعیین شده است (رای ۲۰۰۵) آلونیت کانی است که در کانسارهای مس پورفیری با دگرسانی آرژلیک پیشرفته به نسبت معمول است.

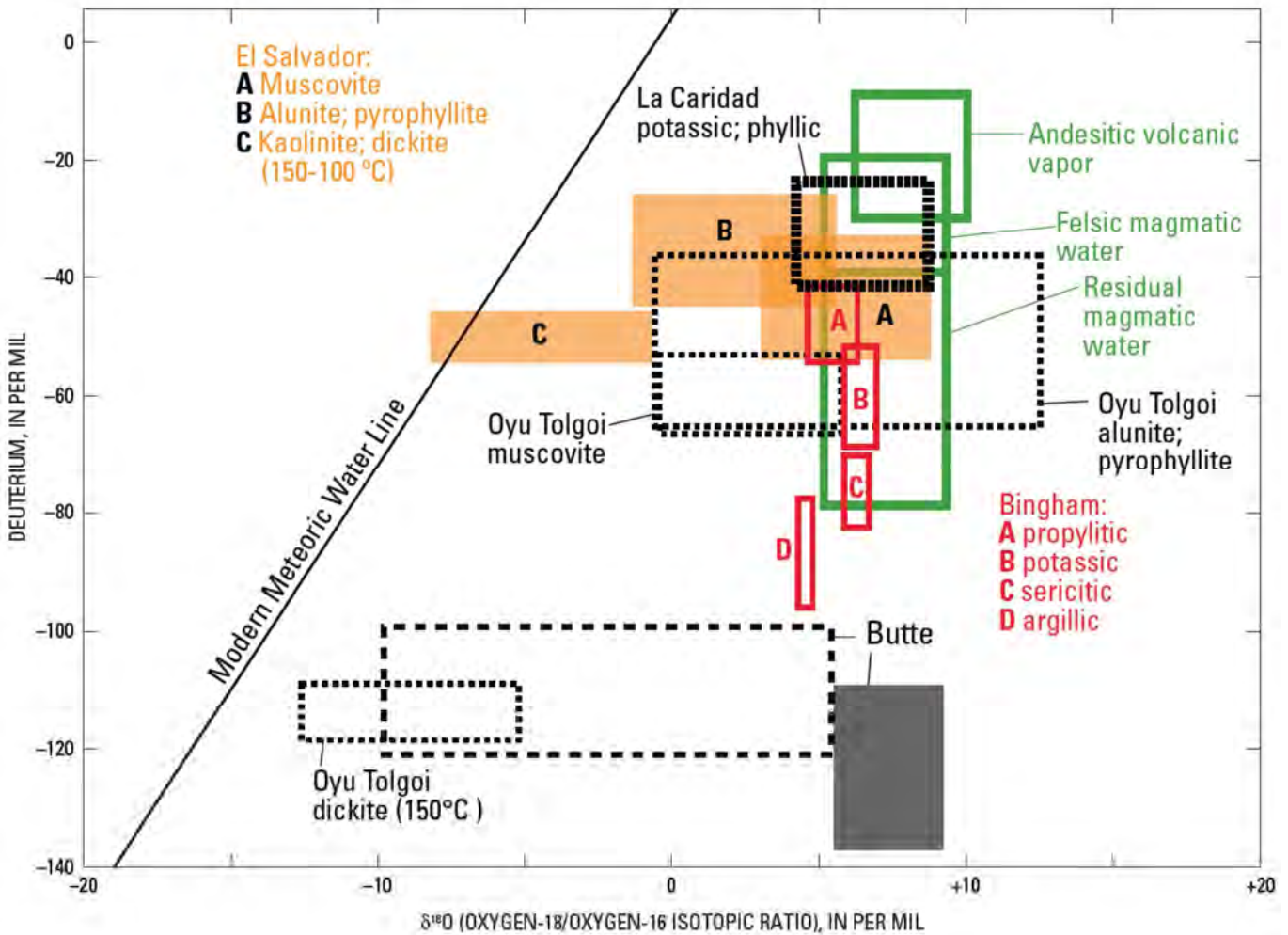
ترکیبات ایزوتوپ پایدار در کانسارهای مس پورفیری نشان‌دهنده منابع چندگانه سیال به اضافه تغییرات زمان-مکان در ترکیب سیال می‌باشند (شکل M17). بطور کلی دگرسانی پتاسیک اولیه و برخی دگرسانی‌های سرسیتی (موسکویت) بوسیله ترکیبات ایزوتوپ آب مشابه آب ماگما (O^{18} از ۵ تا ۹ در هزار، و D در حدود ۲۰- تا ۸۰- در هزار، برای مثال سیالاتی که دگرسانی پتاسیک B و دگرسانی سرسیتی C، دگرسانی‌های پتاسیک و سرسیتی لاکاریداد (La Caridad)، و مقداری از دگرسانی

آزمایش‌های کمی عناصر جزئی در سیالات درگیر سامانه‌های مس پورفیری در مجموع نشان‌دهنده موارد زیر هستند: ۱) سیالات ماگمایی اولیه در سامانه‌های مس پورفیری حاوی غلظت‌های افزایش یافته فلزات شامل Cu, Fe, Zn, Pb و Mn می‌باشند در حالیکه سیالات درگیر آزمایش‌شده مربوط به مجموعه‌های کانی گرمابی خارجی نسبت به کانسنگ می‌باشند که ممکن است دارای کانی‌های فلزی نباشند ۲) جدایش فازی طی خارج شدن مواد فرار و یا بعد از آن ممکن است به غنی‌شدگی طلا، آرسنیک، گوگرد و تا حد کمتری مس در فاز بخار دارای چگالی پایین منجر گردد، هرچند انتقال فلز بوسیله سیال آبدار نیز در انتقال و ته‌نشست مس در برخی کانسارها مؤثر است. این آزمایشات نشان می‌دهند که مطابق آنچه که بطور اولیه بوسیله هنلی و مک ناب (۱۹۷۸) پیشنهاد شده زمانی که سیالات ماگمایی صعود نموده، به فاز بخار و مایع تفکیک شده و سرد می‌شوند، یک فرایند بحرانی در توسعه سامانه‌های مس پورفیری اتفاق می‌افتد.

ترکیبات ایزوتوپ پایدار سیالات

ترکیبات ایزوتوپ پایدار که کانسارهای مس پورفیری را تشکیل می‌دهد بطور جامع از سیالات استخراج شده از سیالات درگیری حاصل شده‌اند که بوسیله خردکردن یا حرارت دادن کانی‌های میزبان در یک محیط خلأ بدست آمده‌اند. آزمایش کلی ترکیبات ایزوتوپ پایدار سیالات درگیر که قابل مقایسه با آنالیز کلی ترکیبات شیمیایی است از نسل‌های متعدد سیالات درگیر در نمونه‌های دارای مقیاس میلی‌متری کانی‌های گرمابی (و آذرین) در سامانه‌های مس پورفیری تشکیل شده است. علیرغم این نمونه‌برداری کلی هدایت شده بطور واضح سیالات غالب رژیم‌های سیال را جدا می‌کند، زیرا ترکیبات ایزوتوپ سیال در بیشتر کانسارها منعکس‌کننده مجموعه‌های دگرسانی و منابع سیال، یا توصیف‌کننده فرایندهای رسوب‌گذاری می‌باشد که بطور معمول با تکامل مدل‌سازی شده یک سامانه همخوانی دارد.

ایزوتوپ‌های پایدار که از همه بیشتر در کانسارهای مس پورفیری بررسی شده‌اند شامل هیدروژن، اکسیژن و گوگرد بوده و به ترتیب بصورت δD در هزار (دوتریم، قسمت در هزار)، O^{18} در هزار و S^{34} در هزار عنوان می‌شوند، زیرا این ایزوتوپ‌ها منابع



شکل M17. ترکیبات $O\delta^{18}$ و $D\delta$ سیالات گرمابی در حال تعادل با کانی‌های گرمابی و مناطق کانی‌دار برای کانسارهای ال‌سالوادور شیلی، اویو تولگوی مغولستان، لا کاریداد نیومکزیکو، بینگهام یوتا و بیوت مونتانا. به نقل از اوهموتو (۱۹۸۶)، بومان و سایرین (۱۹۸۷)، واتانابه و هدنکوئیست (۲۰۰۱)، خاشگرل و سایرین (۲۰۰۶)، والنسیا و سایرین (۲۰۰۸). محدوده بخار ولکانیک آندزیت به نقل از گیگن باخ (۱۹۹۲)؛ محدوده آب ماگمای فلسیک بعد از تیلور (۱۹۹۲)؛ میدان آب ماگمای باقی مانده بعد از تیلور (۱۹۷۴).

به جا می‌گذارد (تیلور ۱۹۹۲، هوریتا و سایرین ۱۹۹۵، شکل M17). بنابراین گاززدایی سامانه باز (جدایش مواد فرار خارج شده از ماگما) منجر به تغییرات بزرگتر $D\delta$ نسبت به گاززدایی در سامانه بسته می‌گردد (حالتی که در آن مواد فرار خارج شده و ماگما با هم باقی می‌مانند).

سیالات دگرسانی سرسیتی (موسکویت)، آرزیلیک و آرزیلیک پیشرفته (کائولینیت، دیکیت، آلونیت، پیروفیلیت) دارای مقادیر ایزوتوپ $O\delta^{18}$ هستند که نزدیک‌تر به خط آب جوی یا مقادیر ایزوتوپ $O\delta^{18}$ پایین‌تر است (برای مثال سیالاتی که در کانسار ال

موسکویت A در ال‌سالوادور را تشکیل داده‌اند (شکل M17). تغییرات عمده $D\delta$ در سیالات دگرسانی بین سامانه‌ها و درون آنها منعکس‌کننده کنترل $D\delta$ بوسیله عرض جغرافیایی و گاززدایی ماگما به اضافه مخلوط‌شدگی آب‌های ماگمایی و جوی (خارجی) است (برای مثال بیوت مونتانا، شکل M17). گاززدایی ماگما مایع باقیمانده را در حدود ۲۰ قسمت در هزار از دوتریم فقیر کرده، آب ماگمایی فلسیک سبک‌تر نسبت به بخارات آتشفشانی آندزیتی و آب ماگمایی باقیمانده (که از روی کانی‌های آبدار مثل بیوتیت و هورنبلند اندازه‌گیری و محاسبه شده) بیشتر فقیر شده از دوتریم را

بیوت (+۹/۹) منعکس کننده مشارکت سولفات تبخیری سنگین از لحاظ ایزوتوپی از سنگ‌های رسوبی زیرین به درون ماگمای کانسار مس پورفیری می‌باشد (فیلد و سایرین ۲۰۰۵).

ایزوتوپ‌های پایدار غیرمعمول - مس و مولیبدن

مس عنصری است که برای مطالعه فرایندهای ماگمایی و فلززایی و جهت کمک به اکتشاف کانسارهای مس پورفیری بسیار مورد علاقه می‌باشد. مس یک عنصر چندظرفیتی متحرک می‌باشد که بطور ویژه برای درک فرآیندهای اکسیداسیون-احیاء مفید است. جدیدترین کاربردهای ایزوتوپ‌های مس روی فلززایی تمرکز پیدا کرده است (برای مثال کارهای لارسون و سایرین ۲۰۰۳، گراهام و سایرین ۲۰۰۴، متور و سایرین ۲۰۰۵، متور و لارسن ۲۰۰۷). تفریق ایزوتوپ‌های مس بطور ویژه در کانی‌های غنی از مس مورد استناد قرار گرفته است (الریش ۲۰۰۴، مارکل و سایرین ۲۰۰۵، اسائل و سایرین ۲۰۰۷)، همچنین فرایندهای اخیر نشان داده که فرایندهای ماگمایی دمابالای مربوط به تولید سنگ‌های گرانیتی از منابع مادر غیررسوبی در کمر بند لاخلان (Lachlan) استرالیا تفکیک ایزوتوپ مس قابل توجهی را نشان نمی‌دهد (لی و سایرین ۲۰۰۹). تغییرات ایزوتوپ مس کوچک در برخی کانسارها به فرایندهای ثانویه مانند نتیجه دگرسانی گرمابی نسبت داده شده است. برعکس نشان داده شده گرانیتهایی که از منابع نوع رسوبی حاصل می‌گردند دارای تغییرات ایزوتوپ مسی هستند که منعکس کننده شرایط اکسیداسیون-احیاء ایجاد شده طی فرسایش، رسوب و دیاژنز سنگ‌های منبع هستند (لی و سایرین ۲۰۰۹).

مطالعه سولفیدهای مس- آهن دمابالا، سولفیدهای مس سوپرژن دمابالین و اکسیدهای آهن از کلاهک‌های شسته شده کانسارهای مس پورفیری (Butte, Morenci, Silver Bell, Chuquicamata, El Salvador و Collahausi) نشان داده که ذخایر مس متمایز برای غنی‌شدگی سوپرژن دمابالا و کانی‌های کلاهک شسته شده وجود دارند (متور و سایرین ۲۰۰۹). تغییرات ایزوتوپ مس در کانی‌زایی اولیه (کالکوپیریت و بورنیت) برخلاف کانی‌زایی ثانویه (کالکوسیت، اکسیدهای آهن و اکسیدهای مس) یک مجموعه محکم را تشکیل داده که تا یک محدوده وسیع‌تر ایزوتوپی گسترش دارد. یک الگوی متمایز آثار ایزوتوپ مس

سالوادور دگرسانی موسکویت A، دگرسانی آلونیت- پیروفیلیت B و کائولینیت- دیکیت C را بوجود آورده‌اند) و این منعکس کننده مخلوط‌های آب ماگمایی و جوی در فرایندهای دگرسانی می‌باشند. ترکیبات ایزوتوپ اکسیژن همچنین موجب تشخیص فرایندی می‌گردد که جذب SO_2 ماگمایی در آب زیرزمینی را موجب شده و آلونیت تأخیری (از لحاظ ژنز) را بوجود می‌آورد.

ترکیبات ایزوتوپ گوگرد در سیالاتی که کانی‌های سولفید و سولفات را در سامانه‌های مس پورفیری ایجاد می‌کنند شامل یک محدوده وسیع می‌باشند و این تغییرات ممکن است به دلیل عوامل زیر ایجاد گردند: ۱) ترکیب کلی ایزوتوپ گوگرد ماگماهای پورفیری بطور قابل توجهی در نتیجه ورود گوگرد با منشأ متنوع بطور قابل توجهی تغییر می‌کند که ممکن است شامل جبه، سیالات منطقه فروانش، هضم سنگ دیواره، عدم امتزاج مایع- بخار سیالات ماگمایی- گرمابی و از دست دادن گوگرد ماگما طی بالآمدن باشد که خود ممکن است موجب تغییرات عمده‌ای در نسبت SO_4^{2-}/SH_2 و $\delta^{34}S_{\Sigma S}$ گردد (۲) مقادیر $\delta^{34}S$ بشدت نسبت به حالت اکسیداسیون سیال حساس بوده، تا حد زیادی بوسیله SH_2/SO_4^{2-} و دما که در بین سامانه‌ها و در برخی موارد طی تکامل یک سامانه متغیر هستند تعیین می‌گردند و (۳) نوسانات بین کانی‌های سولفید و سولفات که بطور همزمان رسوب پیدا کرده‌اند در دماهای کانسارهای مس پورفیری بیش از ۲۰ قسمت در هزار تغییر می‌کنند (اوهوموتو و رای ۱۹۷۹، اوهوموتو ۱۹۸۶، رای ۲۰۰۵). بیشتر بررسی‌های اخیر ایزوتوپ‌های گوگرد در کانسارهای مس پورفیری روی کانی‌های سولفید و سولفات تمرکز دارد، زیرا فرایندها و دماهای دگرسانی را می‌توان با استفاده از ترکیبات $S\delta^{34}$ ، $O\delta^{18}$ و $D\delta$ جفت کانی‌های سولفید و سولفات تعیین نمود که در بین آنها پیریت- انیدریت و پیریت- آلونیت از همه مفیدتر می‌باشند (رای ۲۰۰۵، فیلد و سایرین ۲۰۰۵). تجزیه جفت کانی‌های پیریت- انیدریت و پیریت- آلونیت از چندین کانسار مس پورفیری پیشنهاد می‌کند که تنشست از سیالات اکسیدان با نسبت‌های SH_2/SO_4^{2-} کمتر از ۰/۵ تا ۱ با مقادیر متغیر $\delta^{34}S_{\Sigma S}$ صورت گرفته است (در حدود ۱+ (پانگونا) تا ۱۰+ (بیوت)، رای ۲۰۰۵، فیلد و سایرین ۲۰۰۵). برای مثال مقدار $\delta^{34}S_{\Sigma S}$ سنگین در

اشکال سنگ‌های آذرین و مجموعه‌های سنگ

سنگ‌های آذرین که بطور مکانی با کانسارهای مس پورفیری همراه هستند از سنگ‌های ولکانیک تا نفوذی‌های نیمه‌عمیق شامل دایک‌های پورفیری، برش‌ها، استوک‌های کوچک تا نفوذی‌های دانه‌درشت و باتولیت‌ها می‌باشند. دایک‌ها از تعداد کمی دایک‌های منفرد که کمتر از ۱ درصد سنگ‌ها را در مناطق کانه‌دار شامل می‌باشند (برای مثال بیوت؛ میر و سایرین ۱۹۶۸) تا دسته دایک‌هایی که بیشتر میزبان مناطق کانه‌دار می‌باشند (برای مثال یرینگتون، دیلز و پوفت ۱۹۹۵). در سامانه‌هایی که زیر سطح کانه‌زایی مس رخنمون پیدا نموده‌اند، دسته دایک‌های پورفیری و باتولیت‌ها کلاهی‌هایی بر روی نفوذی‌ها و باتولیت‌های دانه‌درشت‌تر تشکیل می‌دهند (اشکال E2، E4 برای مثال یرینگتون و آن ماسون، نوادا، دیاز و پروفوت ۱۹۹۵، پروفوت ۲۰۰۹)

کانی‌شناسی

نفوذی‌های پورفیری همراه با بیشتر کانسارهای مس پورفیری حاوی درشت بلورهای پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت در نفوذی‌های دارای ترکیب حدواسط؛ هورنبلند +/- اورتوپروکسن در برخی از نفوذی‌های دارای ترکیب مافیک و نفوذی‌های آلکالن و بیوتیت، فلدسپات پتاسیمو کوارتز در انواع دارای ترکیب سیلیسی معمول می‌باشند. کانی‌های فرعی اولیه مگنتیت، ایلمنیت و یا تیتانیت، آپاتیت و زیرکون هستند. انیدریت ماگمایی در برخی از کانسارها معمول است، مانند اندور، نیو ساوت ولز (لیکفولد و سایرین ۲۰۰۳)، و سانتا ریتا، نیومکزیکو (اودتات و پتکه ۲۰۰۶).

بافت‌ها و ساختارها

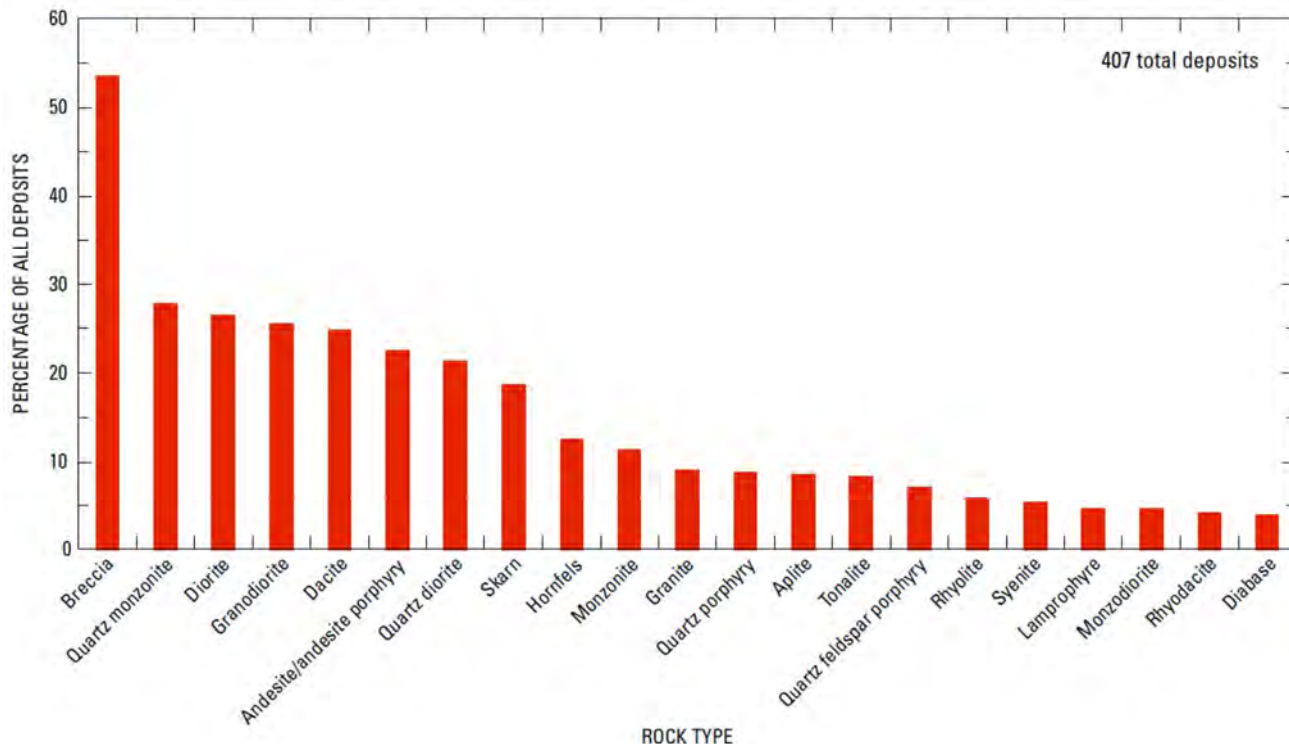
بافت‌های سنگ‌های آذرین در کانسارهای مس پورفیری از دانه‌ریز پورفیری-ریزبلور تا همسان دانه‌درشت متغیر می‌باشد. بطور تقریبی تمام کانسارها شامل رخنمون‌های پورفیری هستند که شامل یک نفوذی پورفیری نیمه‌عمیق با زمینه کوارتز-فلدسپات مشخص دانه‌ریز (ابعاد دانه‌ها بین ۰/۲ تا ۰/۳ میلی‌متر) می‌باشند. زمینه دانه‌ریز به‌عنوان یک بافت سردشدگی سریع حاصل از صعود سریع و افت مواد فرار ماگما تفسیر می‌گردد (فورنیر ۱۹۷۶، جانز و بورنهام ۱۹۶۹). نفوذی‌های پورفیری بطور مشخص حاوی ۳۵ تا

سنگین‌تر در نمونه‌های سوپرژن وجود داشته و یک اثر سبک‌تر کلاهیک شسته شده و کانی‌های منطقه اکسید را مشخص می‌نماید. این نتایج پیشنهاد می‌کنند روش‌هایی که توانایی شناسایی مخازن مس متمایز را دارند می‌توانند داده‌های لازم برای شناسایی اهداف مدفون شده را فراهم نمایند (متور و سایرین ۲۰۰۹).

N. پترولوژی سنگ‌های آذرین همراه

اسامی سنگ‌ها

طیف وسیعی از انواع سنگ‌های آذرین یا بطور مکانی با سنگ‌های آذرین همراه هستند یا میزبان کانسارهای مس پورفیری می‌باشند. سینگر و سایرین (۲۰۰۸) انواع سنگ‌های آذرین گزارش شده درون کانسارهای مس پورفیری را در ۴۰۷ کانسار که داده‌های مربوط به عیار و تناژ آنها در بانک داده‌ها موجود است جمع‌آوری نموده‌اند. شکل NI نشان می‌دهد که تعدد انواع سنگ‌های آذرین گزارش شده که بوسیله سینگر و سایرین گردآوری شده براساس نقشه‌برداری کانساری در مقیاس 1:24000 یا بزرگتر است. کوارتز مونزونیت، دیوریت، گرانودیوریت، داسیت، آندزیت و کوارتز دیوریت در حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد از این کانسارها گزارش شده‌اند. مونزونیت تنها سنگ آذرین گزارش شده در بیش از ۱۰ درصد این کانسارها بوده، آداکیت تنها در ۳ درصد موارد گزارش شده هرچند بطور معمول این واژه در مباحث سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین مربوط به سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین همراه با کانسارهای مس پورفیری بکار می‌رود (به بحث سنگ-شیمی "ژئوشیمی عناصر نادر" و "ژئوشیمی ایزوتوپی" مراجعه شود). استفاده از نام سنگ‌ها با مشکلات زیادی همراه است، زیرا با گذشت زمان تغییر در فهرست اسامی (برای مثال اشتربکایزن ۱۹۷۶) با کاربرد غیر یکدست اسامی برای انواع سنگ‌های مشابه (برای مثال گرانتیت، کوارتز مونزونیت یا آداملیت) و اساس متغیر برای نام‌گذاری سنگ‌ها (طبقه‌بندی براساس شیمی یا مدال) روبه‌رو بوده است. هرچند مطالعاتی که در آن داده‌های پیوسته جمع‌آوری شده‌اند (برای مثال سیدروف و سایرین ۲۰۰۵) نشان داده که انواع سنگ‌ها در کانسارهای مس پورفیری تنوع زیادی دارند.



شکل N1. هیستوگرام انواع سنگ‌های موجود در کانسارهای مس پورفیری براساس گردآوری سینگر و دیگران (۲۰۰۸).

شکل N2. تصویر

مغزه حفاری کوارتز
فلدسپات پورفیری
از سامانه مس سانی
ساید در آریزونا که
سنگ میزبان اصلی
منبع مس- مولیبدن
را تشکیل می‌دهد
(در حدود ۱/۵
گیگاتن مس با عیار
۰/۳۳ درصد، ۰/۱۱
در مویلدن). سنگ
از درشت بلورهای



(فلدسپات سفید تا خاکستری روشن) در زمینه اپلیتی. درشت بلورهای
فلدسپات به کوارتز، ایلیت و تا حد کمتری پیریت، رگه شامل پیریت و
کوارتز با یک حاشیه از کوارتز و مقدار کمتری پیریت و ایلیت متغیر
است. پهنای مغزه ۵ سانتی‌متر است.

۵۵ درصد درشت بلورهای دانه‌ریز تا متوسط دانه می‌باشند. اندازه
دانه‌های زمینه با افزایش عمق تمایل به بزرگ شدن داشته و بافت
آن از نوع تدریجی به هیپیدئومورفیک-گرانولار تا گرانیت تغییر
پیدا می‌کند (سیدورف و سایرین ۲۰۰۸).

همانطور که در بالا عنوان گردید "اشکال سنگ‌های آذرین و
مجموعه‌های آذرین"، سنگ‌های آذرین در کانسارهای مس
پورفیری از سنگ‌های آتشفشانی تا نفوذی‌های نیمه‌عمیق شامل
دایک‌های پورفیری، برش‌ها، نفوذی‌های کوچک و نفوذی‌های
دانه‌درشت و باتولیت‌ها متغیر می‌باشند. نفوذی‌ها و باتولیت‌های
میزبان کانه در تعدادی از محدوده‌ها قدیمی‌تر بوده و با سامانه
تشکیل‌دهنده کانه در ارتباط نمی‌باشند (برای مثال باتولیت بولدر،
منطقه بیوت موتانا) در سایر مناطق نفوذی‌ها و باتولیت‌ها تا حدی
جوان‌تر هستند (صدها تا چند هزار سال) و از استوک‌های بزرگ
چندتایی (برای مثال استوک‌های لاست چنس و استوک‌های
بینگهام، یوتا، بابوک و سایرین ۱۹۹۵) تا باتولیت‌های چندتایی
(برای مثال باتولیت یرینگتون، پروفت و دیلز ۱۹۸۴، دیلز و رایت
۱۹۸۸) تشکیل شده‌اند. بخش‌های بالایی استوک‌ها از اشکال

است (برش فراتوماگماتیک سیلیتو ۱۹۸۵). این برش‌ها از ۵۰ تا ۹۰ درصد حجمی زمینه شامل پودر سنگ با جزء توفی جوان شامل درشت بلورهای شکسته شده و سالم تشکیل شده است. اجزاء برشی می‌توانند چندین متر قطر داشته و بیشتر از قطعات سنگ دیواره تشکیل شده ولی ممکن است شامل ماگمای دارای حفرات کم و بطور محلی پومیس می‌باشد. تفسیر این برش‌ها شامل تشکیل شدن از واکنش مستقیم ماگما با یک منبع خارجی آب است که منجر به برشی شدن سنگ دیواره و همراهی ماگما می‌گردد (سیلیتو ۱۹۸۵، سیدورف و سایرین ۲۰۰۵). این برش‌ها ممکن است دارای ابعاد جانبی بیش از ۱۰۰۰ متر باشند. مسیر برش دیاترم نام داشته و ممکن است دارای گسترش عمودی زیادی باشند (بیش از ۱ کیلومتر). این برش‌ها بطور معمول از لحاظ پاراژنزی تأخیری بوده و ممکن است ریشه آنها به نفوذی‌های بعد از کانه‌زایی برسد. اگرچه این برش‌ها بطور معمول حاوی قطعات کانه‌دار هستند تمایل آنها به رقیق نمودن عیار کانسنگ هیپوژن می‌باشد. نمونه‌های این برش‌ها شامل دیاترم سانتونگ در ناحیه باتو هیجو، اندونزی (گراوین ۲۰۰۲) و پایپ برادن در ال تینتته، شیلی (لیندگرن و باستین ۱۰۲۲، هوول و مولوی ۱۹۶۰، اسکیز و سایرین ۲۰۰۲).

برش‌های حاوی قطعه فراوان با قطعات جوان غالب دارای یک زمینه پودر سنگ و یک بخش غالب توفی نوع سومی از برش‌های مربوط به فعالیت‌های آذرین موجود در برخی از کانسارهای مس پورفیری هستند (سیدورف و سایرین ۲۰۰۵، برش ماگمایی سیلیتو ۱۹۸۵). این محدوده برش‌ها از انواع قطعه غالب تا زمینه غالب متغیر بوده، ناجورسنگ بوده و حاوی قطعات جوان دارای حفرات کم همزاد، ماگمای حفره‌دار و قطعات سنگ‌های نفوذی می‌باشند. برش‌ها در تمام مراحل توسعه سامانه مس پورفیری تشکیل شده و ممکن است میزبان خوبی برای کانی‌زایی باشند. اینگونه تفسیر شده که این برش‌ها از تزریق انفجاری قطعات سنگی، لغزش روبه داخل و جایگیری گنبد تشکیل شده‌اند. کانسارهای مس پورفیری دارای این نوع برش عبارتند از: کازینو، مناطق یوکان، کانادا (بوور و سایرین ۱۹۹۵) و مونمر، کویزلند، استرالیا (دومت ۱۹۷۸).

استوانه‌ای (برای مثال ال سالوادور شیلی، گوستافسون و هانت ۱۹۷۵) تا نفوذی‌های وسیع گنبدی (برای مثال کوه تولمان، واشنگتن، لاسمانیزو اوتریک ۱۹۹۵) متغیر می‌باشند. مجموعه‌های چندتایی دایک‌های پورفیری بطور معمول در نواحی مس پورفیری حضور داشته و مجموعه‌های متفاوت دایک‌های پورفیری ممکن است قبل، همزمان یا بعد از کانه‌زایی باشند (برای مثال ال سالوادور، گوستافسون و هانت ۱۹۷۵، یرینگتون، پروف ۲۰۰۹). در سامانه‌هایی که کج‌شدگی پیدا نموده‌اند و در برخی از سامانه‌های مستقیم روبه بالا نسل‌های متوالی دایک‌های پورفیری دیده شده که در کلاهک نفوذی در حال تبلور زیرین واقع در سطوح عمیق‌تر بطور موقت انتشار پیدا کرده‌اند (اشکال E2 و E4، برای مثال باجو دولا آلومبرا و یرینگتون، پروف ۲۰۰۳ و ۲۰۰۹).

برش‌ها در بیشتر سامانه‌های مس پورفیری حضور دارند. دامنه وسیعی از ترکیب زمینه برش، قطعات، ابعاد و هندسه این برش‌ها وجود دارد که منعکس‌کننده منشأ متغیر آنها می‌باشد (سیلیتو ۱۹۸۵، سیدورف و سایرین ۲۰۰۵، ضمیمه ۱). سه نوع برش حاوی مواد آذرین جوان موجود در برخی کانسارهای مس پورفیری عبارتند از: ۱) برش‌های آذرین یا نفوذی ۲) برش‌های ناجورسنگ به هم پیوسته توسط زمینه با قطعات جوان بعنوان جزء فرعی و ۳) برش‌های حاوی قطعه حاوی قطعات جوان به عنوان جزء اصلی. برش‌های آذرین یا نفوذی بوسیله قطعات بلورین، آذرین شکسته نشده مشخص شده‌اند که قطعات نیمه‌گرد شده سیمانی که ممکن است حاوی سنگ‌های دیواره مجاور باشند. این زمینه برشی فاقد فضاهای خالی می‌باشد. این برش‌ها مناطق نامنظمی را نزدیک دیواره‌ها و سقف‌های نفوذی‌های ساب و لکانیک تشکیل می‌دهند. این برش‌ها بطور معمول قبل از کانه‌زایی بوده و عقیم هستند. این برش‌ها در برخی از کانسارهای مس پورفیری حضور دارند (برای مثال آگواریکا، آرژانتین، لانت و ینگ و سایرین ۲۰۰۲، لوس پلامبر، شیلی، اتکینسون و سایرین ۱۹۹۶، پانگوا، بوگینوایل، گینه نو، بالدوین و سایرین ۱۹۷۸). این برش‌ها مشخصه کانسارهای مس پورفیری نیستند، زیرا در اعماق کم یافت می‌شوند.

برش‌های ناجورسنگ به هم پیوسته بوسیله زمینه‌ای از یک نوع دوم برش به هم پیوسته می‌باشند که حاوی یک جزء جوان

اندازه دانه

اندازه دانه‌های سنگ‌های آذرین مربوط به پورفیری از دانه‌درشت تا دانه‌ریز متغیر بوده ولی بطور معمول دانه متوسط تا دانه‌ریز هستند. اندازه دانه زمینه نفوذی‌های کانه‌دار با عمق افزایش پیدا می‌کند. سنگ‌های پورفیری دانه‌درشت تا همسان دانه در برخی مناطق عمیق‌تر ریشه کانسارهای مس پورفیری وجود دارند (سیدورف و سایرین ۲۰۰۸)

سنگ شیمی

کانسارهای مس (مولبدن-طلا) بعنوان یک گروه خصوصیات سنگ شیمی متمایزی را نشان می‌دهند که مطابق مناسب‌ترین مدل‌های تکامل ماگمایی و تکتونیکی بوسیله سیالات ماگمایی-گرماپی حاصل از ماگماهای مربوط به مناطق فرورانش اکسیدان آبدار بوجود آمده‌اند. سنگ‌های آذرین کلک آلکالن همراه با کانسارهای مس پورفیری از دیوریت‌های هورنبلند و یا بیوتیت‌دار تا مونزوگرانیت تغییر می‌کنند (شکل N3 کوک و سایرین ۱۹۹۸، سیلیتو ۱۹۹۸، ریچاردز a ۲۰۰۳، کاموس ۲۰۰۵، سیلیتو و پرللو ۲۰۰۵ و منابع موجود در آن، سیدورف و سایرین ۲۰۰۵ و منابع موجود، سینکلر ۲۰۰۷). سینوگرانیت، کوارتز مونزونیت و کوارتز مونزودیوریت در برخی کانسارهای مس پورفیری یافت شده، دیوریت و پیروکسنیت نیز در سنگ‌های انواع پورفیری‌های مافیک‌تر و قلیایی‌تر گزارش شده است (برای مثال کوک و سایرین ۱۹۹۸، پتلیف a,b ۱۹۹۵).

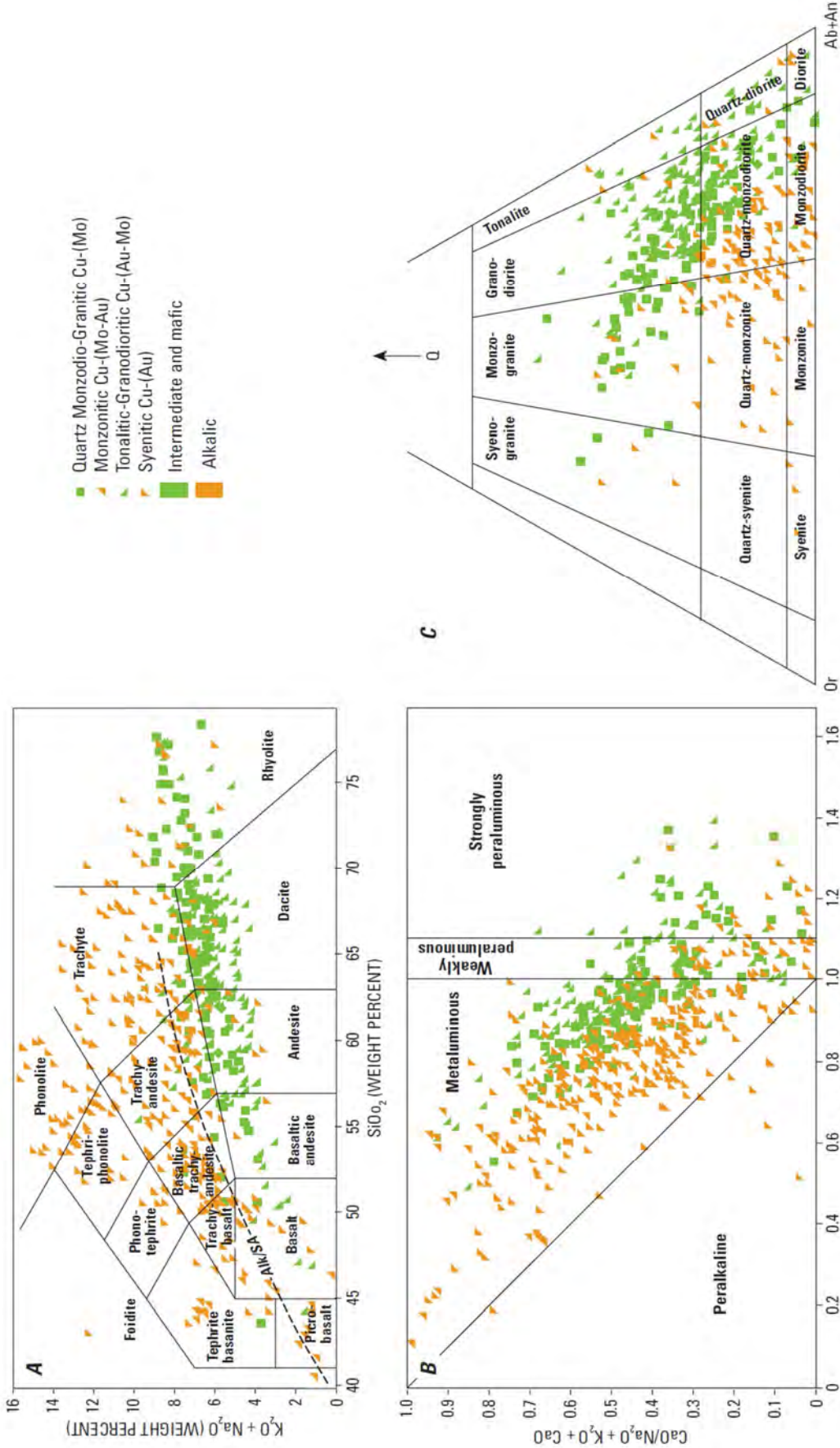
نفوذی‌های کلک آلکالن پتاسیم بالا (و قلیایی) به سامانه‌های پورفیری غنی از طلا تمایل دارند (برای مثال کوک و سایرین ۲۰۰۵، سیدورف و همکاران ۲۰۰۵). اعضای انتهایی مافیک‌تر طیف ترکیبی گرانی با کانسارهای مس (طلا) بطور نزدیکی ارتباط دارند (برای مثال بلوین و چاپل ۱۹۹۲، سیدورف و سایرین ۲۰۰۵).

بطور کلی کانسارهای مس پورفیری با سنگ‌های گرانیته چند فازی کم‌عمق (سنگ‌های پورفیری با زمینه اپلیتی) و به نسبت تفریق یافته (با استناد به محتوای متوسط سیلیس و نسبت‌های بالای K/Rb و Rb/Sr) همراه می‌باشند. نفوذی‌های کانه‌دار

سنگ‌های اکسیدان (دارای مقادیر Fe_2O_3/Fe_2O_4 کل بالا) جزو سری مگنتیت بوده و بیشتر آنها حاوی مگنتیت و تیتانیت می‌باشند. ماگماها ممکن است غنی از گوگرد بوده و تعداد کمی از آنها دارای انیدریت ماگمایی و یا محتوای بالای گوگرد در آپاتیت‌های ماگمایی باشند (استرک و دیلز ۱۹۹۸، اودتات و پتکه ۲۰۰۶). کانسارهای پورفیری در غرب ایالات متحد بطور زمانی و ژنزی به استوک‌های سیلیسی (بیش از ۵۶ درصد SiO_2 تا حدواسط تا حدی پرآلومین-متالومین) مربوط می‌باشند (سیدورف و سایرین ۲۰۰۵). برخی از این کانسارهای مس پورفیری بطور عمده با کوارتز مونزونیت دمابالا همراه است که بوسیله محتوای $OK_2 + Na_2O$ و OK_2/Na_2O بیشتر از ۱ و میزان Ba بیشتر از ۱۰۰۰ ppm مشخص می‌گردد. سامانه‌های پورفیری در آند در یک محیط کشتی کلاسیک تشکیل شده و شامل گرانودیوریت تا تونالیت، مونزونیت و کوارتز مونزونیت می‌باشند. سنگ‌های گرانیته از ترکیبات حدواسط تا فلسیک تفریق پیدا کرده‌اند. سنگ‌ها کلک آلکالن بوده و دارای میزان متوسط تا بالای K_2O ، نسبت‌های بالای Fe_2O_3/FeO بوده و بطور مشخص متعلق به سنگ‌های سری مگنتیت می‌باشند (کاموز ۲۰۰۵).

طی پانزده سال گذشته آگاهی عمومی در مورد ارتباط سنگ‌های شبه‌آداکتی و کانسارهای مس پورفیری در شیلی، پرو، جنوب غرب اقیانوس آرام، شرق چین و مکزیک افزایش یافته است (برای مثال گوچر و سایرین ۲۰۰۰، گونزالز پاتریدا و سایرین ۲۰۰۳، رای و سایرین ۲۰۰۴، وانگ و سایرین ۲۰۰۶).

واژه آداکتیت بوسیله دفانت و دروموند (۱۹۹۰) توصیف شد برای آندزیت‌های غنی از منیزیم نزدیک به جزیره آداک (Adak) در آلوشین (Aleutian) که برای اولین بار بوسیله کای (۱۹۷۸) معرفی گردید. همانطور که بوسیله کای (۱۹۷۸) توصیف شد این سنگ‌ها بوسیله نسبت‌های بالای لانتان به ایتربیم (که نسبت بالای عناصر نادر خاکی سبک به عناصر نادر خاکی سنگین است)، غلظت‌های بالای استرونیسیم (در حدود ۱۸۰۰ ppm)، میزان منیزیم به نسبت بالا (در حدود ۰/۵ همانطور که در بررسی عملکرد آداکتیت در فلزازی بوسیله ریچاردز و کریچ ۲۰۰۷ عنوان شده است) و غلظت‌های کروم و نیکل قابل مقایسه با آندزیت‌های



شکل 3. داده‌های شیمیایی سنگ کل برای مجموعه‌های انتخاب شده سنگ‌های آذرین مربوط به سامانه‌های مس پورفیری اصلاح شده بعد از سیدورف و سایرین (۲۰۰۵ شماره ۸) برای کانسارهای مس پورفیری (A) عناصر آلکانل کل - SiO_2 (نمودار TAS) نشان‌دهنده محدوده‌ها برای اسم سنگ‌ها (لاباس و دیگران ۱۹۸۶) و تفکیک بین عناصر آلکانل و ساب آلکانل از ایورین و بارگار (۱۹۷۱) بصورت خط‌چین با تیترا ALK/SA. (B) نمودار $CaO / (Na_2O + K_2O + CaO)$ در مقایسه با $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO)$ به دنبال کار بارتون و یونگ (۲۰۰۲)، با میدان‌هایی که برای اشباع آلومین خورده‌اند. (C) ترکیبات نورماتیو که بر روی مثلث کوارتز - پلاژیوکلاز - اورتوکلاز با نام‌گذاری سنگ نفوذی اسم‌گذاری شده‌اند.

در کمربند شیلی- پرو تعدادی از کانسارهای بزرگ پورفیری به آخرین رخداد نفوذی نسبت داده شده‌اند. در برخی از بزرگ‌ترین کانسارهای مس پورفیری برای مثال ال تنینته (El Teniente) سنگ‌ها از انواع تولیتی با پتاسیم پایین تا انواع کلک آلکالن دارای پتاسیم بالا تکامل پیدا نموده و استوک‌های همراه با حوادث کانی‌زایی کوارتز دیوریت تا داسیت پورفیری (اشترن و ساوکینز ۱۹۹۵، کاموز ۲۰۰۵) دارای سیلیس بالا (SiO_2) بیش از ۶۵ درصد) می‌باشند. تغییرات شیمیایی عناصر اصلی بطور معمول استوک‌های کانه‌دار را از استوک‌های عقیم تفکیک نمی‌کنند. در سایر کانسارهای مس پورفیری عظیم واقع در مرکز شیلی مانند لوس پلامبرز (los Plambers) استوک‌های همراه با رخداد‌های کانه‌زایی محتوای SiO_2 بین ۶۲ تا ۷۲ درصد وزنی داشته و میزان Na_2O و O_3Al_2 آنها از سنگ‌های ماگمای عقیم بالاتر است (ریچ و سایرین ۲۰۰۳). بعلاوه نسبت‌های $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ بیشتر از ۱ بوده، میزان Mg بین ۳۸ تا ۷۵ و شاخص‌های اشباع آلومینیم (ASI) در حدود ۱ پیشنهاد می‌کنند که اثر آداکیت استوک‌های بوجود آورنده کانه‌زایی در زمان و مکان با فرورانش تیغه ارتباط دارند. کانسارهای مس- مولیبدن پورفیری واقع در جنوب کوه‌های کراپتین (Carapathian اروپای شرقی) مربوط به استوک‌های تولیدکننده کانه‌زایی مربوط می‌باشد که کلک آلکالن تا کلک آلکالن پتاسیم بالا بوده و بندرت شوشونیتی هستند. همه سنگ‌های گرانیته دارای وابستگی تیپ I هستند (دوپونت و سایرین ۲۰۰۲). در ایران مرکزی کانسارهای مس پورفیری دارای ترکیبات عناصر اصلی هستند که توزیع آنها بین نفوذی‌های کانه‌دار و عقیم تفکیک اختلافی نشان نمی‌دهند (شهاب‌پور و کریمز ۱۹۸۷). هردو گروه انواع کلک آلکالن و آلکالن- کلسیک تیپ I می‌باشند ولی پورفیری‌های میزبان کانسنگ هورنبلند و بیوتیت‌دار دارای شاخص ASI به نسبت بالاتر (بیشتر پراآلومین) در مقایسه با نفوذی‌های عقیم (بیشتر آلومین) هستند. خصوصیات ژئوشیمیایی کلی کانسارهای عمده مس پورفیری و اندیس‌های مس در منطقه کرمان ایران مرکزی دلالت بر میل ترکیبی آداکیتی و موقعیت تکنونیک بعد کوه‌زایی دارند که بعد از فروکش نمودن فرورانش تشکیل شده‌اند (شفیعی و سایرین ۲۰۰۹).

معمولی مشخص می‌شوند، این سنگ‌ها دارای ترکیبات ایزوتوپی سرب و استرانسیم غیررادیوژنیک هستند (جدول N1). کای (۱۹۷۸) پیشنهاد نمود که این خصوصیات شیمیایی با یک منشأ بصورت مذاب‌های اولیه حاصل از پوسته اقیانوسی فرورانش یافته و گرانیته‌دار (اکلوژیتی شده) که با گوه جبهه سست کره درحال بالآآمدن پریدوتیتی واکنش داده و تا حدی به تعادل رسیده همخوانی دارد. رابطه نزدیک بین ماگماتیسیم آداکیتی و کانسارهای مس پورفیری برای مثال در آند شیلی (تیللمونت و سایرین ۱۹۹۷) برای بررسی عملکرد احتمالی تیغه در حال فرورانش بعنوان منبع فلزات و سیالات، فرایندهای انتقال (ریچ و سایرین ۲۰۰۳) و رابطه ژنزی بین ماگماتیسیم آداکیتی (مذاب‌های غنی از آب بشدت اکسیدان) حاصل از یک منبع تیغه در یک موقعیت فرورانش پهن و اندازه کانسارهای مس پورفیری (اویارزون و سایرین ۲۰۰۱) جالب توجه است. هرچند این ارتباط ژنزی بحث برانگیز بوده و بوسیله ریچاردز و کریچ (۲۰۰۷) ارزیابی شده است. این محققین نتیجه گرفتند که فرایندهای ماگمایی مشخص پوسته بالایی مدل مش (MASH) (هیلدرس و موربات ۱۹۸۸) و واکنش‌های تبلور - هضم - تفریق بطور معمول ماگماهای قوس را به اندازه کافی تحت تأثیر قرار می‌دهد و مسئول خصوصیات شیمیایی سنگ‌های آداکیتی باشند. بنابراین مدل مش همچنین تولید ماگماهای بارور، اکسیدان و کلک آلکالن را از آبدادی تیغه و انتقال آب، گوگرد، هالوژن‌ها، LILE (Sr, Ba, Cs, K, Rb) و فلزات به درون گوه جبهه‌ای توضیح می‌دهد (ریچاردز ۲۰۰۵). در این نما آبدادی تیغه یک فرایند اساسی است که در نتیجه ذوب‌شدگی گوه جبهه‌ای متاسوماتیز شده و غنی شده از فلز ماگماهای کلک آلکالن بارور را تولید کرده، و ذوب تیغه بعنوان یک فرایند منحصراً بفرود در ژنز مس پورفیری نامطلوب است. با این وجود گزارش آداکیت‌ها در کانسارهای مس پورفیری ادامه داشته است. جدول N1 تکامل پارامترهای شیمیایی مورد استفاده برای توصیف "سنگ‌های آداکیتی" مربوط به کانسارهای مس پورفیری را خلاصه کرده است. جدول N2 خصوصیات عمومی شیمیایی و ایزوتوپی نفوذی‌های مس پورفیری انتخاب شده را خلاصه کرده است.

جدول N1: تکامل زمانی واژه‌های آداکیت‌ها (اصلاح شده بعد از ریچاردز و کریش ۲۰۰۷)

[wt. %, weight percent; <, less than; >, greater than; ≤, equal to or less than; ≥, equal to or greater than; ppm, parts per million; ~, about; m.y., million years; --, no data]

Chemical definition of adakites (1990–2005)

| Parameter | Defant and Drummond (1990) | Drummond and Defant (1990) | Defant and Drummond (1993) | Drummond and others (1996) | Martin (1999) | Martin and others (2005) | Richards and Kerrich (2007) |
|--------------------------------------|--------------------------------------|----------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------|--------------------------|-----------------------------|
| SiO ₂ | ≥ 56 wt. % | | | | >56 wt. % | >56 wt. % | ≥ 56 wt. % |
| Al ₂ O ₃ | ≥ 15 wt. % | | | | | | ≥ 15 wt. % |
| MgO | Usually <3 wt. %; rarely >6 wt. % | | >15 wt. % at 70% SiO ₂ | >15 wt. % at 70% SiO ₂ | | | Normally <3 wt. % |
| Mg# ¹ | | | | | -0.51 | -0.51 | -0.5 |
| Na ₂ O | | | | | 3.5–7.5 wt. % | 3.5–7.5 wt. % | ≥ 3.5 wt. % |
| K ₂ O | | | | ≤ 3 wt. % | | | ≤ 3 wt. % |
| K ₂ O/Na ₂ O | | | | | -0.42 | -0.42 | -0.42 |
| Rb | | | | <65 ppm | | | ≤ 65 ppm |
| Sr | ≥ 400 ppm | -- | -- | -- | 300–2,000 ppm | -- | ≥ 400 ppm |
| Y | ≤ 18 ppm | -- | ≤ 18 ppm | -- | ≤ 18 ppm | ≤ 18 ppm | ≤ 18 ppm |
| Yb | ≤ 1.9 ppm | -- | ≤ 1.9 ppm | -- | ≤ 1.8 ppm | ≤ 1.8 ppm | ≤ 1.9 ppm |
| Ni | -- | -- | -- | -- | 20–40 ppm | 24 ppm | ≥ 20 ppm |
| Cr | -- | -- | -- | -- | 30–50 ppm | 36 ppm | ≥ 30 ppm |
| Sr/Y | -- | -- | ≥ 20 | -- | -- | -- | ≥ 20 |
| La/Yb | -- | ≥ ~8 | -- | -- | -- | ≥ 15 | ≥ 20 |
| ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | <0.7040 | -- | -- | <0.7045 | -- | -- | ≤ 0.7045 |
| ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | -- | -- | -- | -- | -- | -- | -- |
| ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb | -- | -- | -- | -- | -- | -- | -- |
| ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb | -- | -- | -- | -- | -- | -- | -- |
| ε _{Nd} | -- | -- | -- | -- | -- | -- | -- |
| Age of subducted oceanic crust | ≤ 25 m.y. | -- | -- | ≤ 25 m.y. | ≤ 20 m.y. | -- | ≤ 25 m.y. |

جدول N1. تکامل زمانی واژه‌های آداکیت‌ها (اصلاح شده بعد از ریچاردز و کریش ۲۰۰۷)

[wt. %, weight percent; <, less than; >, greater than; ≤, equal to or less than; ≥, equal to or greater than; ppm, parts per million; ~, about; m.y., million years; --, no data]

| Parameter | Selected adakite-like rocks related to porphyry copper deposits (since 2007) | | |
|--------------------------------------|--|----------------------|------------------------|
| | Wang and others (2007) | Li and others (2008) | Ling and others (2009) |
| | Eastern China | Eastern China | Eastern China |
| SiO ₂ | ~54-68 wt. % | >56 wt. % | >56 wt. % |
| Al ₂ O ₃ | ~14.4-18.7 wt. % | most are <15 wt. % | ~14.45-16.49 wt. % |
| MgO | ~1.5-6.0 wt. % | <3 wt. % | <3 wt. % |
| Mg#1 | | | ~0.35 to 0.50 |
| Na ₂ O | | 2.1-3.5 wt. % | most are > 3.5 wt. % |
| K ₂ O | | 3.3-5.8 wt. % | most are > 3 wt. % |
| K ₂ O/Na ₂ O | | | < 3.5 wt. % |
| Rb | | 61-186 ppm | most are > 65 ppm |
| Sr | 442-2,759 ppm | 740-1,300 ppm | > 400 ppm |
| Y | ~2.8-16.8 ppm | ≤ 18 ppm | < 18 ppm |
| Yb | 0.28-1.67 ppm | <1.2 ppm | < 1.8 ppm |
| Ni | ~10-75 ppm | ≥ 20 ppm | most are < 20 ppm |
| Cr | 34-254 | ≥ 30 ppm | most are < 30 ppm |
| Sr/Y | >>20 | 60-92 | ≥ 20 |
| La/Yb | ~17-23 | 26-75 | most are ≥ 20 |
| ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | 0.7044-0.7073 | 0.7062-0.7067 | ~0.7051-0.7099 |
| ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | -- | -- | 18.09-18.88 |
| ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb | -- | -- | 15.48-15.62 |
| ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb | -- | -- | 38.16-39.08 |
| ε _{Nd} | +1.8 to -9.6 | -4.37 to -4.63 | -3.47 to -13.60 |
| Age of subducted oceanic crust | -- | -- | -- |

¹Mg# = Mg/(Mg + Fe), where magnesium and iron are atomic proportions.

جدول N2. ادامه تکامل زمانی واژه‌های آداکیت‌ها (اصلاح شده بعد از ریچاردز و کریش ۲۰۰۷).

| Region | Tectonic setting | Presence of adakite | SiO ₂ weight percent | ASI | La/Yb | Sr/Y |
|----------------------------------|-----------------------------|---------------------|---------------------------------|------------|-------|---------|
| Arizona | subduction? | -- | 57-72 | 0.7-1.95 | 4-22 | 25-60? |
| Andes | subduction | adakite | 62-72 | ~1 | 25-60 | 100-300 |
| Romania, South Carpathians | subduction? | -- | 50-67 | ~0.7? | 10-20 | 45-65? |
| Bulgaria, Panagyurishte district | subduction | -- | 70-76 | -- | 10-17 | 7-50 |
| Central Iran | syn- and postcollision | adakite | 59-66 | ~0.94-1.32 | >20 | 30-35 |
| Xing'an-Mongolian Orogenic Belt | subduction? syncollision? | adakite | 66-72 | ~1.04-1.17 | 8-22 | 10-49? |
| Tibet, Gangdese | subduction-collision | adakite | 61-72 | ~1-1.2 | 19-40 | 30-80? |
| Tibet, Lhunzub basin | continental collision | -- | 66-84 | >1.19 | 4-14 | 3-31? |
| Northwest China, Tuwu-Yandong | subduction | adakite | 65-73 | >1.0 | 5-19 | 26-134? |
| West China, Tuwu | subduction | adakite | 64-81 | ~1.1-1.3 | 8-13 | 34-137 |
| South China, western Yunnan | collision? | -- | 67-70 | -- | 7-18 | -- |
| South China, Dexing | extensional | adakite | 59-68 | ~0.85-1.1 | 24-65 | 34-254 |
| East-Central China, Yangtze | subduction | adakite | 54-64 | >1.0 | 8-17 | 17-78 |
| East China, Tongshankou | intracontinental extension? | adakite | 61-64 | 0.7-1.0 | 26-75 | 60-92 |
| East China, Luzong | extensional | adakite | 56-70 | >1.1 | 8-23 | 22-60? |

فرورانش یافته می‌باشد (ژانگ و سایرین ۲۰۰۶، هان و سایرین ۲۰۰۶). آداکیت‌های پورفیری بطور مشابه در جنوب چین یافت می‌گردند ولی اینها بیشتر به یک محیط کششی مربوط هستند تا سنگ‌های آداکیتی حاصل از تیغه (وانگ و سایرین ۲۰۰۶، هان و سایرین ۲۰۰۶). هرچند در این مورد برخلاف آداکیت‌های همراه با کانسارهای مس پورفیری که با پوسته ورقه‌ای شده پایینی همراه هستند آداکیت‌ها بعنوان حاصل از پوسته ضخیم پایینی تفسیر شده‌اند (وانگ و سایرین ۲۰۰۶). آداکیت‌های از لحاظ ترکیبی مشابه گرانیت‌های بشدت اکسیدی تیپ I بوده دارای نسبت MgO / FeO₇ بین ۱/۱۶ تا ۲/۶۸، میزان Al₂O₃ بین ۱۴/۵ تا ۱۷/۵ درصد وزنی، میزان به نسبت بالای MgO (۱/۸ تا ۵ درصد وزنی)، کروم ۱۲۰ ppm - ۳۰، نیکل ۳۶ ppm - ۱۲ و ایتربیوم ۱/۴ ppm - ۰/۲۸ در مقایسه با سنگ‌های آداکیتی حاصل از پوسته ضخیم پایینی و یا مذاب‌های تیغه خالص می‌باشند.

ارتباط ژنزی با آداکیت‌ها برای برخی از سامانه‌های مس پورفیری در آسیا پیشنهاد شده است. برای مثال پورفیری‌های کانه‌زای غنی از عناصر قلیایی (شوشونیتی تا کلک آلکالن پتاسیک) از کمر بند پورفیری مس - مولیبدن - طلا هیمالیا حاوی میزان SiO₂ بالاتر بوده (بیش از ۶۳ درصد وزنی) و بطور معمول نسبت به پورفیری‌های عقیم خصوصیات آداکیتی از خود نشان می‌دهند (زنگکیان و سایرین ۲۰۰۵).

پلاژیوگرانیت‌های همزمان با کوهزایی در کمر بند مس پورفیری تووو - یاندونگ (Tuwu-Yandong) در شرق تیان‌شان واقع در جنوب غرب چین دارای ۶۵ تا ۷۳ درصد وزنی SiO₂، ۰/۹ تا ۲/۲ درصد وزنی Al₂O₃، ۳ تا ۱۶ درصد وزنی MgO، ۳ تا ۶ درصد وزنی Na₂O، ۱ تا ۲ درصد وزنی K₂O، نسبت K₂O / Na₂O از ۱/۳ تا ۴/۶ و ترکیبات عناصر نادر در حدی می‌باشند که تا حد زیادی مشابه آداکیت‌ها حاصل از ذوب بخشی تیغه اقیانوسی

جدول N2. خصوصیات شیمیایی عمومی استوک‌های مس - مولیدن پورفیری منتخب.

| ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (initial) | ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (initial) | ¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf | Magma type | Data sources |
|--------------------------------------|--|--|--------------------------------------|---|---|
| 17.34–22.66 | 0.7040–>0.7100 | 0 to -14 | -- | calc-alkalic | Lang and Tittley, 1998; Bouse and others, 1999. |
| ~15.55–15.65 | ~0.7030 | ~0 to 3 | 6 to 8.5 | calc-alkaline to high K calc-alkaline | Reich and others, 2003; Muñoz and others, 2008. |
| ~15.63–15.66 | 0.7042–0.7058 | -0.2 to 3.9 | -- | calc-alkaline to high K calc-alkaline | Dupont and others, 2002; Marcoux and others, 2002. |
| ~15.58–15.67 | 0.7046–0.7061 | -0.03 to 2.27 | 5.4 to 9.6 | medium to high K calc-alkaline | von Quadt and others, 2002; Kouzmanov and others, 2009. |
| 15.58–15.65 | 0.7043–0.7047 | 0.51260 to 0.51287 | -- | calc-alkalic, alkali-calcic | Shafiei and others, 2009. |
| -- | -- | -- | -- | calc-alkaline | Ge WenChun and others, 2007. |
| 15.50–15.64 | -- | -- | -- | high K calcalkaline, shoshonitic | Qu Xiaoming and others, 2007. |
| 15.50–15.62 | -- | -- | -- | calc-alkaline to high K calc-alkaline | Wang and others, 2007. |
| 15.39–15.44 | 0.7032–0.7038 | 5.0 to 9.4 | -- | calc-alkaline | Zhang and others, 2006. |
| 15.40–15.45 | 0.7039–0.7067 | -- | -- | calc-alkaline | Han and others, 2006. |
| ~15.44–15.63 | >0.7060 | -- | -- | alkaline | Xu and others, 2007. |
| -- | 0.7044–0.7047 | -1.14 to 1.80 | -- | calc-alkaline | Wang and others, 2006. |
| -- | -- | -- | -- | high K calcalkaline, shoshonite | Jiancheng Xie and others, 2009. |
| -- | 0.7062–0.7067 | -4.37 to -4.63 | -3.3 to -7.6 | high K calc-alkaline, shoshonitic | Li and others, 2008. |
| 15.45–15.62 | 0.7051–0.7057 | -3.46 to -6.28 | -- | middle to high K calcalkaline, shoshonite | Qiang Wang and others, 2006. |

(میزان مولار $[MgO + FeO_T] / MgO$ ضریبدر ۱۰۰) به ترتیب بین ۰/۹ تا ۲/۳ و ۳۲ تا ۴۹ درصد وزنی می‌باشد. مقادیر محاسبه شده A / CNK (میزان مولار $OK_2 [+ Na_2O +] / O_3Al_2 / CaO$) بین ۰/۷ تا ۱ بوده و نشان‌دهنده یک ترکیب متالومین است. منشأ مربوط به فرورانش و ذوب پوسته هردو دور از ذهن می‌باشند. سنگ‌های شبه آداکیت کانه‌زا منعکس‌کننده یک جبه سنگ کره‌ای غنی شده است که بوسیله سیالات و یا مذاب‌های حاصل از تیغه مربوط به یک فرایند فرورانش قدیمی متاسوماتیز شده‌اند. در سایر بخش‌های آسیا ژنز سامانه‌های مس پورفیری به موقعیت‌های تکتونیکی برخوردی و بعد از برخورد متعدد نسبت داده می‌شود. کمربند پورفیری غنی از عناصر فلزایی در غرب یونان (Yunnan) بعنوان ذوب بخشی در یک منطقه از هم جدا شده بین سنگ کره جبهه بالایی صفحه یانگ تسه (Yangtze) و گوندوانا (Gondwana) تفسیر شده و در یک ناحیه برشی جای گرفته که خود بین سنگ کره اقیانوسی پالئوتتیس مدفون شده و سنگ کره جبهه بالایی حاصل

حجم‌های بالای گرانیت و کانسارهای مس پورفیری همراه در کمربند کوه‌زایی مغولستان بوسیله مقادیر SiO_2 اکثراً حدود ۷۰ درصد، مقادیر Na_2O کمتر از K_2O و شاخص ASI بین ۱/۰۴ تا ۱/۱۷ (گی و سایرین ۲۰۰۷) مشخص می‌گردند. ترکیبات عناصر اصلی گرانودیوریت‌های مربوط به کانسارهای مس پورفیری مشابه ترکیب آداکیت‌ها می‌باشند. در این منطقه مونزوگرانیت‌ها و گرانیت‌های عقیم نشان‌دهنده یک مرحله اولیه ماگماتسیم بوده و گرانیت پورفیری کانه‌زا به نسبت دیر تشکیل شده است. کانسارهای مس - مولیدن پورفیری در شرق چین با سنگ‌های آداکیتی در یک محیط کشتی با مذاب‌های بخشی پریدوتیت جبه متاسوماتیز شده همراه می‌باشند (لی و سایرین ۲۰۰۸). فراوانی عناصر اصلی و جزئی نشان دهنده ۶۱ تا ۶۴ درصد وزنی SiO_2 ، ۲/۱ تا ۳/۵ درصد وزنی Na_2O ، ۳/۳ تا ۵/۸ درصد وزنی K_2O بوده و بعنوان شوشونیتی یا کلک آلکالین پتاسیم بالا طبقه‌بندی می‌گردند. میزان Mg و MgO

میان اقیانوسی، حاصل از بازالت پوسته اقیانوسی، پوسته پایینی، جبهه ورقه‌ای شده، پریدوتیت جبهه متاسوماتیز شده و یا سنگ کره متاسوماتیز شده) و تنوع موقعیت‌های تکتونیکی اقتباس شده (حاشیه‌های همگرا، موقعیت‌های کششی) سری‌های تکامل ماگمایی ممکن را گسترش می‌دهند که برای ارزیابی پتانسیل سامانه‌های مس پورفیری می‌توان تصور نمود.

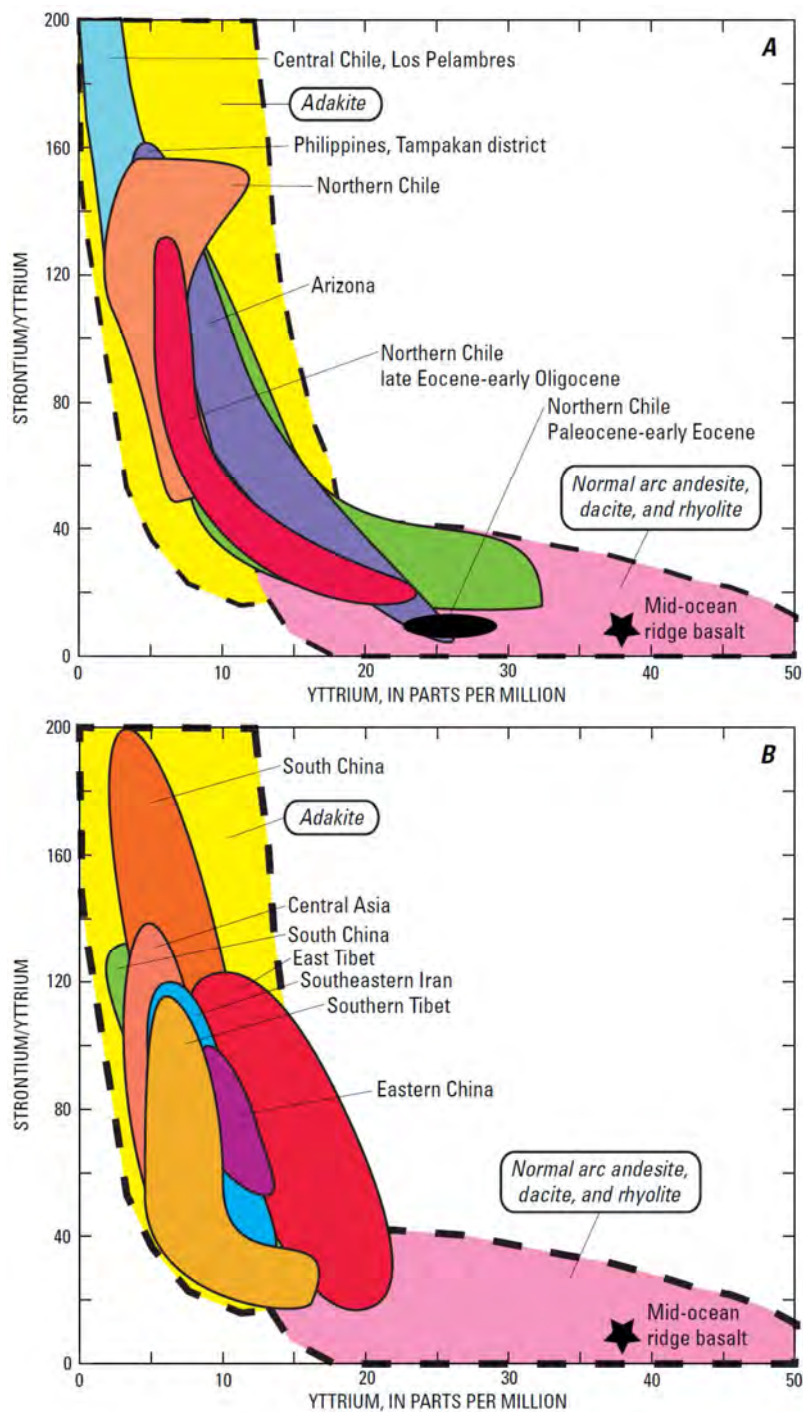
ژئوشیمی عناصر نادر

سطح فعلی درک تکامل شیمیایی سامانه‌های ماگمایی و کانسارهای مس پورفیری به اندازه کافی دقیق نیست تا با اطمینان خصوصیات شیمیایی تفکیک کننده نفوذی‌های عقیم و بارور را پیش‌بینی کند. بنابراین عده‌ای بر این باور هستند که کانسارهای مس پورفیری نیاز به منابع غیرعادی نداشته و تشکیل آنها در قوس‌های کلک آلکان بطور ساده مجموعه‌ای از فرایندهای عادی قوس- ماگمایی می‌باشد (برای مثال بورنهام ۱۹۷۹، بارتون ۱۹۹۶، سیلیتو ۱۹۹۸، کوک و سایرین ۲۰۰۵، ریچاردز ۲۰۰۵). بنابراین تفاوت‌های مهم ژئوشیمیایی که در برخی سامانه‌ها بکار رفته شامل سنگ‌های اولیه، استوک‌های کانه‌زا و نفوذی‌های بعد از کانی‌زایی می‌باشند. از جمله این اختلافات ژئوشیمیایی توجه به تغییرات عناصر نادر خاکی (REE) و اختلاف در تکامل شیمیایی استوک‌های مولد کانه‌زایی در مقایسه با نفوذی‌های عقیم می‌باشد. بخش بعدی تعدادی از پارامترهای مهم ژئوشیمیایی را خلاصه نموده که کمک می‌کنند به اینکه نفوذی‌های کانه‌دار شده از انواع عقیم مربوط به استان‌های کوردیلیرای شمال و جنوب آمریکا، ایران، چین و فیلیپین تفکیک شوند.

پرکاربردترین مدل تکامل ماگمای سنگ‌های آذرین همراه با کانسارهای مس پورفیری شامل ماگماهای بشدت اکسیدی، کلک آلکان است که دارای یک غنی‌شدگی نسبی مشخص از عناصر لیتوفیل دارای یون بزرگ و عناصر سیال متحرک هستند (برای مثال Cs, Rb, Ba, U, K, Pb و Sr). همچنین ماگما از عناصر نیوبیم، تانتال، فسفر، تیتانیم در نمودارهای چندعنصری اولیه که نسبت به جبهه نرمال شده دارای فقیرشدگی‌های مشخص می‌باشند. کانسارهای مس پورفیری با سنگ‌های گرانیتهی چندفازی، کم‌عمق

از فرورانش برخوردارند و آسیا قرار گرفته است. کوارتز-آلبیت پورفیری، کوارتز-پتاسیم فلدسپار پورفیری و بیوتیت-پتاسیم فلدسپار پورفیری در غرب یونان (Yunnan) بوسیله محتوای بالای عناصر قلیایی ($K_2O + Na_2O$) بیشتر از ۱۰ درصد وزنی [و میزان سیلیس بالا (SiO_2) بیشتر از ۶۵ درصد وزنی) مشخص می‌گردند (ژو و سایرین ۲۰۰۷). پورفیری‌های کانه‌دار در محدوده کمربند گانگدزه (Gangdse) بین ۶۰/۹ تا ۷۲/۴ درصد وزنی SiO_2 و ۲/۳۴ تا ۷/۴۳ درصد وزنی K_2O داشته و بعنوان شوشونیت کلک آلکان پتاسیم بالا طبقه‌بندی می‌گردند (ژائومینگ و سایرین ۲۰۰۷). پورفیری‌ها با ماگماتیسمی مطابقت دارند که طی دوره آرامش در مراحل نهایی پیشرفت از مراحل نهایی کوهزایی تا موقعیت‌های تکتونیکی بعد از برخورد حاصل شده‌اند. پورفیری‌های گرانیتهی مربوط به برخورد پالئوسن در حوضه لانژوب (Lhunzhub) تبت طی برخورد قاره‌ای هند-آسیا جایگیری پیدا کرده، پرآلومین و غنی از K_2O بوده و به سری‌های کلک آلکان تا کلک آلکان پتاسیم بالا تعلق دارند. این سنگ‌ها سیلیسی بوده (SiO_2) بین ۶۵/۹۶ تا ۸۳/۸۰ درصد وزنی، دارای مقادیر بالای Al_2O_3 (۱۰/۲ تا ۱۷ درصد وزنی)، مقادیر پایین TiO_2 (کمتر از ۰/۱ تا ۰/۸۵ درصد وزنی)، میزان K_2O آنها از Na_2O بیشتر بوده و بطور معمول از لحاظ P_2O_5 فقیر شده‌اند. استوک‌های کانه‌زایی شده برخلاف پورفیری‌های گرانیتهی سری کلک آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی در کمربند گانگدزه (Gangdse) به سری کلک آلکان تا کلک آلکان پتاسیم بالا تعلق دارند (وانگ و سایرین ۲۰۰۷).

بررسی ارائه شده در بالا از خصوصیات سنگ شیمی عمومی مناطق عمده کانی‌زایی مس پورفیری نشان می‌دهد که علاوه بر مجموعه‌های کلاسیک سنگ شامل دیوریت، گرانودیوریت، تونالیت و مونزونیت کلک آلکان، کانسارهای مس پورفیری به طیف گسترده‌تری از ترکیبات سنگی که انواع قلیایی‌تر و مافیک‌تر را شامل می‌شوند مربوط می‌باشند (شکل N3). یک همراهی کانسارهای مس پورفیری با ترکیبات شبه آداکیتی با اهمیت بیشتر در برخی از مهم‌ترین مناطق کانی‌زای مس پورفیری وجود دارد. انواع متنوع خصوصیات ترکیبی آداکیتی، ماهیت غیرمشخص سنگ‌های اولیه آنها (مذاب‌های حاصل از MORB) (بازالت ستیغ



شکل N4. نمودار ایتربیم به استرونیسیم/ ایتربیم برای نمونه‌های سنگ‌های نفوذی همراه با کانسارهای مس پورفیری. (A) داده‌ها از شیلی مرکزی (نفوذی‌های لوس پلامبرز؛ ریچ و سایرین ۲۰۰۳)، فیلیپین (روهلراج و لوکس ۲۰۰۵)، شمال شیلی (مقایسه با هان و سایرین ۲۰۰۶)، شمال شیلی (اواخر ائوسن - اوایل الیگوسن و پالتوسن - اوایل ائوسن (نقل از بالدوین و پیرز ۱۹۸۲، ماکسائف ۱۹۹۰، ویلیامز ۱۹۹۲)، و آریزونا (آنتونی و تیتلی ۱۹۸۸، لانگ و تیتلی ۱۹۹۸). (B) داده‌های مربوط به جنوب چین پورفیری‌های دیگرینگ (وانگ و سایرین ۲۰۰۶)، آسیای مرکزی، پورفیری‌های کانه‌دار (هان و سایرین ۲۰۰۶)، جنوب چین پورفیری‌های توو- یاندونگ (ژانگ و سایرین ۲۰۰۶)، پورفیری‌های کانسنگ شرق تبت هو و سایرین ۲۰۰۵)، جنوب شرق ایران (شفیعی و سایرین ۲۰۰۹)، شرق چین، پورفیری‌های تونگشانکو (لی و سایرین ۲۰۰۸) و پورفیری‌های جنوب تبت (هان و سایرین ۲۰۰۶). میدان‌های آداکیت و قوس مشخص (آندزیت نرمال، داسیت و ریولیت) بعد از دفانت و دروموند (۱۹۹۰) و مارتین (۱۹۹۹).

شیلی مرکزی، استوک‌های دارای کانی‌زایی دارای مقادیر Sr/Y و Yb_N/la_N بالاتر نسبت به سنگ‌های گرانیتی عقیم می‌باشند (ریچ و سایرین ۲۰۰۳).

ژئوشیمی ایزوتوپی

علائم ایزوتوپ رادیوژنیک (Pb-Nd-Sr-Hf-Os) اطلاعات ژنری کلیدی مربوط به منبع، سن و موقعیت تکتونیکی ماگماهای همراه با کانسارهای مس پورفیری را فراهم می‌نمایند. آثار ایزوتوپی کمک می‌کند تا استوک‌هایی که پتانسیل کانه‌زایی دارند از انواع عقیم تفکیک شده، محدودیت‌هایی بر روی فرایندهای شیمیایی کنترل‌کننده تکامل استوک‌های مولد کانه‌زایی طی انتقال ماگما از درون پوسته اعمال نموده و داده‌هایی در مورد منشأ سیالات گرمایی فراهم می‌نمایند. به علاوه به دلیل اینکه استوک‌های گرانیتی همراه با کانسارهای مس پورفیری طی حرکت خود از درون پوسته میانی و بالایی پی سنگ‌های پوسته را کنکاش می‌نمایند، آثار ایزوتوپی‌های رادیوژنیک می‌توانند استوک‌هایی را که در یک منطقه از پی سنگ‌های مشابه عبور کرده‌اند شناسایی کرده بنابراین به دسته‌بندی استوک‌های مولد کانه‌زایی مطابق بلوک‌های پوسته کمک می‌کنند. چنین تفاوت‌های ناحیه‌ای اساس محکمی برای ایجاد همبستگی‌های توالی سنگ-تکتونیکی فراهم می‌کنند که عنصر اصلی مطالعات ارزیابی فلززایی ناحیه‌ای و کانسارها بشمار می‌آید. بخش بعدی یک توضیح برای مدل عمومی کانسارهای مس پورفیری فراهم می‌نماید همان‌طور که برای ایزوتوپی‌های رادیوژنیک و مثال‌های خصوصیات ایزوتوپی‌های رادیوژنیک کانسارهای مس پورفیری از مناطق انتخاب شده دنیا شامل کوردیلرا غربی امریکای شمالی و جنوبی، کمربند فلززایی آلپ-تیس و مجموعه کوهزایی آلتاید (Altaid) آسیای مرکزی بکار رفته است.

پرکاربردترین مدل برای کانسارهای مس پورفیری با مناطق فرورانش طولانی مدت در حواشی همگرای درون مناطق پوسته قاره‌ای ضخیم شده همراه است. برخی از محققین بر این باورند که کانسارهای پورفیری از لحاظ زمانی و جغرافیایی با حوادثی که با فرایندهای تکتونیکی شروع می‌گردند همراهی نزدیکی دارند (این حوادث شامل ناهنجاری‌های توپوگرافی و حرارتی بر روی تیغه در

(سنگ‌های دارای بافت پورفیری با زمینه اپلیتی)، دارای تکامل متوسط (همانطور که از روی پارامترهای شیمیایی مانند نسبت پتاسیم/روبییدیم، نسبت روبیدیم/استرونسیم و میزان سیلیس حدواسط نتیجه‌گیری شده است)، غنی از گوگرد و اکسیدان (دارای مقادیر Fe_2O_3/FeO سنگ کل بالا) هستند (برای مثال ریچاردز a ۲۰۰۳). نفوذیها و سنگ‌های آتشفشانی سری مگنتیت (سنگ‌های گرانیتی مگنتیت+تیتانیت‌دار) سامانه‌های ماگمایی را تشکیل می‌دهند (برای مثال بلوین، چاپل ۱۹۹۲، ۱۹۹۵).

در آند نفوذی‌های مولد کانه‌زایی که با کانسارهای پورفیری همراه هستند اختلافات ترکیبی شامل الگوهای تفریق یافته REE، فقیرشدگی منگنز و توریم و فقیرشدگی نسبی عناصر REE سنگین و ایتربیم را نسبت به توده‌های عقیم نشان می‌دهند (برای مثال بالدوین و پیرز ۱۹۸۲، کای و سایرین ۱۹۹۹، ریچاردز و سایرین ۲۰۰۱، ریچاردز a ۲۰۰۳). عمده کانسارهای پورفیری در کمربند پرو-شیلی میزبان سنگ‌های تفریق یافته‌تر از لحاظ شیمیایی می‌باشد (ریچاردز a ۲۰۰۳ و منابع ذکر شده در آن). در این سامانه‌ها فقیرشدگی عناصر REE سنگین و ایتربیم به تفریق آمفیبول و یا گارنت پوسته‌ای عمیق مربوط بوده و میزان پایین منگنز به افت سیالات غنی از منگنز در ماگما ربط دارد. در کانسار مافوق بزرگ مس پورفیری ال تینتته (El Teniente) ترکیبات سنگ به یک تغییر از پیروکسن باقیمانده تا هورنبلند باقیمانده در مجموعه کانی در حال تفکیک اشاره دارد. تغییرات ژئوشیمیایی بوسیله مقادیر نسبت‌های لانتان/ایتربیم که از سنگ‌های تولیتی تا کلک آلکان افزایش می‌یابند ثبت می‌شود (کای و کورتز ۲۰۰۵، منابع موجود در کاموز ۲۰۰۵). نفوذی‌های مواد کانه‌زایی در ال تینتته (El Teniente) دارای نسبت‌های بالای لانتان/ایتربیم (۶۰-۴۰) است (اشترن و اکیوز ۱۹۹۵، کاموز ۲۰۰۵). تکامل ژئوشیمیایی بعنوان یک توالی از مجموعه‌های فشار پایین بی‌آب تا مجموعه‌های آبدار دارای فشار متوسط و اکسیدان که در توالی‌های جوانتر به مجموعه‌های فشار بالای آبدار تکامل پیدا می‌کنند تفسیر می‌گردد. هورنبلند در باقیمانده واکنش‌های تبلور تفریقی یافت شده و بعنوان یک خصوصیت ژنری پیشنهاد شده است (کای و کورتز ۲۰۰۵). توالی‌های جوان‌تر با گارنت باقیمانده در تعادل می‌باشند. در سایر کانسارهای مس پورفیری عظیم برای مثال در لوس پلامبرز در

پیشنهاد می‌کند که تغییرات ایزوتوپ ناحیه‌ای بزرگ مقیاس را می‌توان به منبع ماگما یا فرایندهای عملگر طی انتقال ماگما از درون پوسته ربط داد. تغییرات در ایزتوپ‌های Pb-Nd-Sr-Hf-Os کانسارهای موجود در آند را می‌توان به ماگماهای حاصل از جبهه با سهم‌های مختلف مشارکت پوسته قاره‌ای مربوط ساخت (هدنکوویست و ریچاردز ۱۹۹۸، سیلیتو و پرللو ۲۰۰۵). تغییرات سامان‌مند در نسبت‌های Pb-Nd-Sr از غرب به شرق به وجود طولانی مدت بازالت‌های زیرپوسته‌ای و بازیافت پوسته مافیک برای ایجاد پوسته ضخیم شده ربط داده شده است. درهم آمیختگی‌های منابع پوسته‌ای و مافیک به توضیح تغییرات علائم ایزوتوپی سنگ‌های آذرین در آند کمک می‌کند (هاسکه و سایرین ۲۰۰۲). در کانسارهای بزرگتر چین نسبت‌های اولیه کمتر رادیوژنیک اوسمیم پیشنهاد می‌کنند که چنین کانسارهایی مقادیر اوسمیم به نسبت بیشتری را از جبهه کسب کرده‌اند (رویز و ماتور ۱۹۹۹، ماتور و سایرین ۲۰۰۰). در مرکز شیلی مقادیر اولیه فرااینده $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و مقادیر کاهنده ϵ_{Nd} بعنوان تابعی از زمان در سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی (اشترن و اسکیز ۱۹۹۵) مشارکت اجزاء پوسته را به درون ماگماهای والد پیشنهاد می‌کنند. هر چند که منشأ و نوع مواد درگیر مورد بحث می‌باشند. منشأ پوسته قاره‌ای پایینی بوسیله برخی محققین مورد استناد قرار گرفته است (هایلدرت و موربات ۱۹۸۸، کای و سایرین ۱۹۹۹) برخلاف سایر محققین که پیشنهاد می‌کنند اجزاء پوسته‌ای به منبع جبهه زیر قوس اضافه شده‌اند (اشترن ۱۹۸۹، اشترن و اسکیز ۱۹۹۵، هولینگز و سایرین ۲۰۰۵). علاوه بر این در کمر بند پورفیری شیلی مرکزی یک فقدان قابل توجه همراهی زمانی بین ترکیبات ایزوتوپی ماگماها و ضخامت پوسته وجود دارد. در این مورد تغییرات ایزوتوپی و ژئوشیمیایی به ضخیم‌شدگی پوسته ربط داده نشده است (اشترن و اسکیز ۱۹۹۵، هالینگز و سایرین ۲۰۰۵) ولی تصور شده که این تغییرات منعکس کننده فرسایش فرورانش افزایش یافته باشد که در نتیجه فرورانش ستیغ ایجاد شده است (وون هون و سایرین ۱۹۹۷).

منطقه‌بندی فلزی در مقیاس ناحیه‌ای در آند مدت زیادی است که شناخته شده و ایزوتوپ‌های رادیوژنیک برای تعیین

حال فرورانش می‌باشند، به "محیط زمین تکتونیکی" در بخش D و "محیط ناحیه‌ای" مراجعه شود). چنین حوادث شروع شده با تکتونیک شامل فرورانش ستیغ‌های غیرلرزه‌ای، رشته‌کوه‌های دریایی یا دشت‌های اقیانوسی زیر جزایر اقیانوسی و کمان‌های قاره‌ای می‌باشند (کوک و سایرین ۲۰۰۵ و منابع موجود در آن). این مدل به‌ویژه پیشنهاد شده تا با کانسارهایی که در طول کوردیلرای امریکای شمالی و جنوبی تشکیل شده‌اند ارتباط داشته (کلارک ۱۹۹۳، سیلیتو ۱۹۹۸، کای و سایرین ۱۹۹۹، کای و مپودزیس ۲۰۰۱، کاموس ۲۰۰۱، ریچاردز 2003a, 2003b, 2003c, 2005, 2009) همچنین این مدل بطور معمول برای سایر مناطق در منطقه اقیانوس آرام قابل کاربرد است (کوک و سایرین ۲۰۰۵ و منابع موجود در آن). برخی از این مناطق با نواحی فرورانش کم‌شیب (پهن) همراه می‌باشند (کریچ و سایرین ۲۰۰۰، گوچر و سایرین ۲۰۰۰، مورفی ۲۰۰۱). همچنین خصوصیات تکتونیکی و موقعیت مدل عمومی آند مشابه در ایجاد برخی از کانسارهای بزرگ پورفیری مس (طلا و مولیبدن) در کمر بند آلپ-تیس اروپا (برای مثال یانکویچ ۱۹۷۷، باستینسکو ۱۹۸۴) و کمر بند تیس پاکستان و ایران نیز قابل کاربرد است، جایی که ماگماتسیم قوس قاره‌ای کانسارهای پورفیری مس-مولیبدن را بوجود آورده است (پرللو و سایرین ۲۰۰۸). هرچند برای برخی از بخش‌های پاکستان، ایران، چین (گی و سایرین ۲۰۰۷) و تبت (وانگ و سایرین ۲۰۰۷) موقعیت‌های مختلف تکتونیکی و منابع متفاوت ایزوتوپی برای برخی از کانسارهای بزرگ مس پورفیری پیشنهاد شده است (برای مثال زراسوندی و سایرین ۲۰۰۵، پرللو و سایرین ۲۰۰۸، یوان و سایرین ۲۰۰۸، پتچوا و سایرین ۲۰۰۹). بدون توجه به خصوصیات ویژه موقعیت تکتونیکی مدل عمومی نمی‌تواند مسئول تغییرات منبع فلزات و ایزوتوپ‌ها باشد که در نتیجه واکنش‌های شیمیایی شامل انواع مختلف جبهه، گوه جبه‌ای، پوسته پایینی و حوادث شروع‌کننده فرورانش ایجاد می‌گردند. با این همه استان‌های مهم مس پورفیری دنیا دارای علائم مهمی هستند که می‌توان آنها را به موقعیت‌های خاص تکتونیکی ویژه ربط داد.

مطالعات کانسارهای مس پورفیری از آلاسکا تا شیلی که در کوردیلرای غربی امریکای شمالی و جنوبی یافت می‌گردند

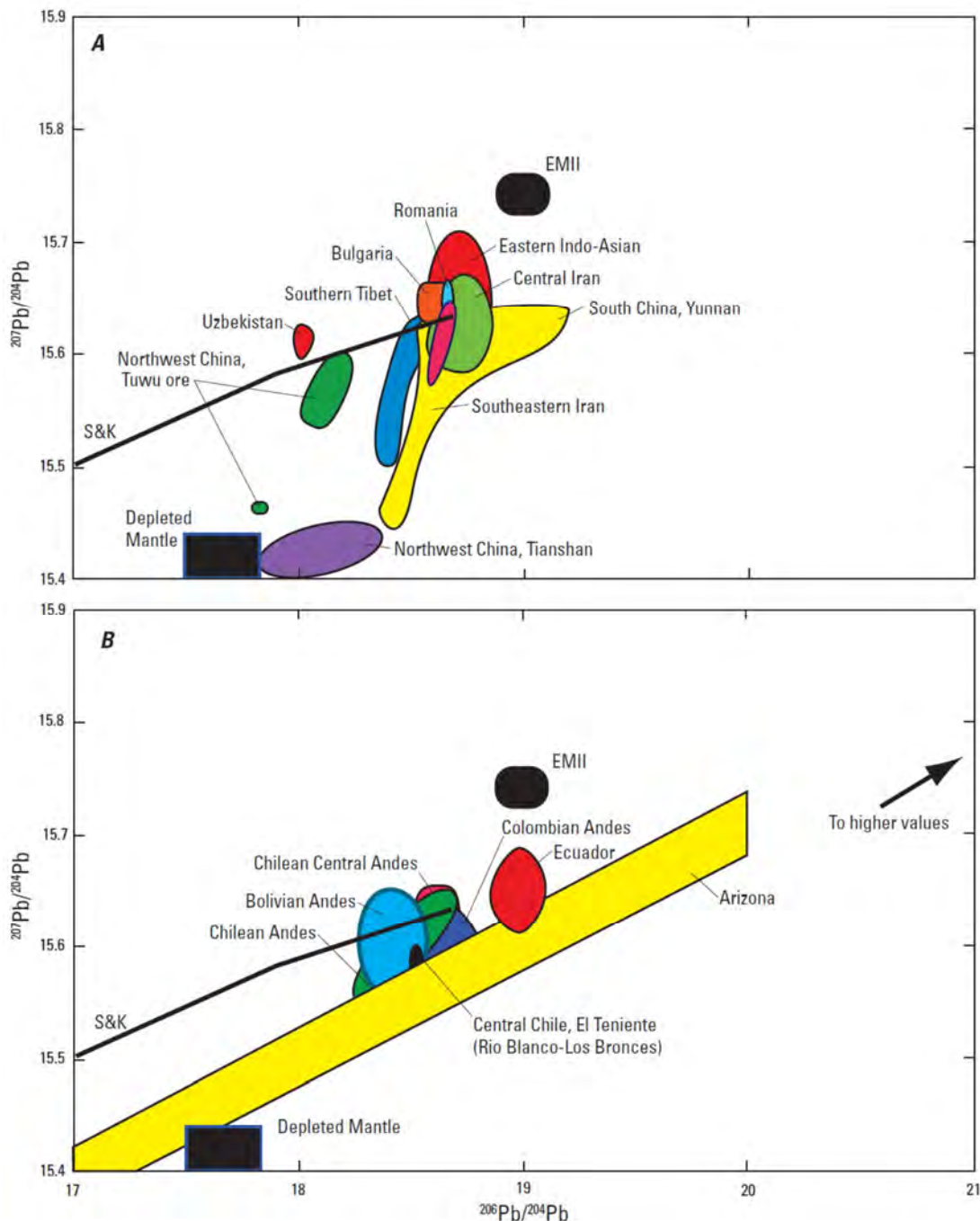
منشأ فلزات گرمایی، فرایندهای کانی‌زایی و محدوده‌های سنگ پی مربوط به مناطق کانساری بکار رفته‌اند (تیلتون و سایرین ۱۹۸۱، زنتیلی و سایرین ۱۹۸۸، پویگ ۱۹۸۸، آیچسون و مونیزاگا ۲۰۰۳، چاردیا و سایرین ۲۰۰۴). کمرندهای مجزا که به طرف شرق جوان‌تر می‌شوند بطور معمول دارای نسبت‌های ایزوتوپ سرب همگن می‌باشند (شکل N5 توسدال و سایرین ۱۹۹۹ و منابع موجود در آن). به علاوه نتایج ایزوتوپ‌های سرب نشان داده که برخی از کانسارهای بزرگ مس پورفیری در آند (برای مثال چوکی کاماتا، ال سالوادور، کولاهوسی، ال‌تینته و اسکوندیدا در شیلی) را می‌توان درون یک استان مشخص ایزوتوپی که منابع آذرین غالب در گوه جبه‌ای پشت قوسی در آنجا حاکم می‌باشند گروه‌بندی نمود (مک فارلن و سایرین ۱۹۹۰). مقادیر ایزوتوپ سرب برای این کانسارها همگن بوده و دارای مقادیر پایین $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ و $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ نسبت به مقادیر $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ هستند که با ذوب‌شدگی جبه‌ رادیوژنیک غنی از عناصر نادر خاکی سبک، استرونیسیم و عناصر لیتوفیل بزرگ یون مطابقت دارد (مک فارلن ۱۹۹۹).

سنگ‌های آذرین همراه با تعدادی از کانسارهای عظیم مس-مولیبدن پورفیری در شیلی مرکزی بعنوان تابعی از زمان موجب افزایش در مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ می‌شوند (اشترن و اسکویوز ۱۹۹۵، ۲۰۰۵). برای مثال ترکیبات ایزوتوپ استرونیسیم-نئودیمیم سنگ‌ها در مجاورت کانسار ال‌تینته دارای تغییرات مستقل از سیلیس بوده و بوسیله اشترن و اسکویوز (۲۰۰۵) بعنوان نتیجه آلودگی یک ناحیه منشأ جبه‌ بوسیله پوسته اقیانوسی فرورانش یافته تفسیر شده‌اند. از این نگاه زمانی که زاویه فرورانش کاهش پیدا کرد، نرخ فرسایش تکنونیک افزایش می‌یابد. سنگ‌هایی که از همه جوان‌تر بوده و رادیوژنیک‌تر هستند بعد کانه‌زایی می‌باشند (اسکویوز و سایرین ۲۰۰۵ و منابع موجود در آن). تصور می‌شود که این خصوصیت نتیجه فرورانش ستیغ بجای آلیش درون پوسته‌ای به دلیل ضخامت پوسته‌ای افزایش یافته است (اسکویوز و اشترن ۱۹۹۵). برخلاف نتایج ایزوتوپ‌های نئودیمیم و استرونیسیم ترکیبات ایزوتوپ سرب در شیلی مرکزی بعنوان تابعی از زمان از اواخر الیگوسن تا پلیوسن تقریباً ثابت باقی

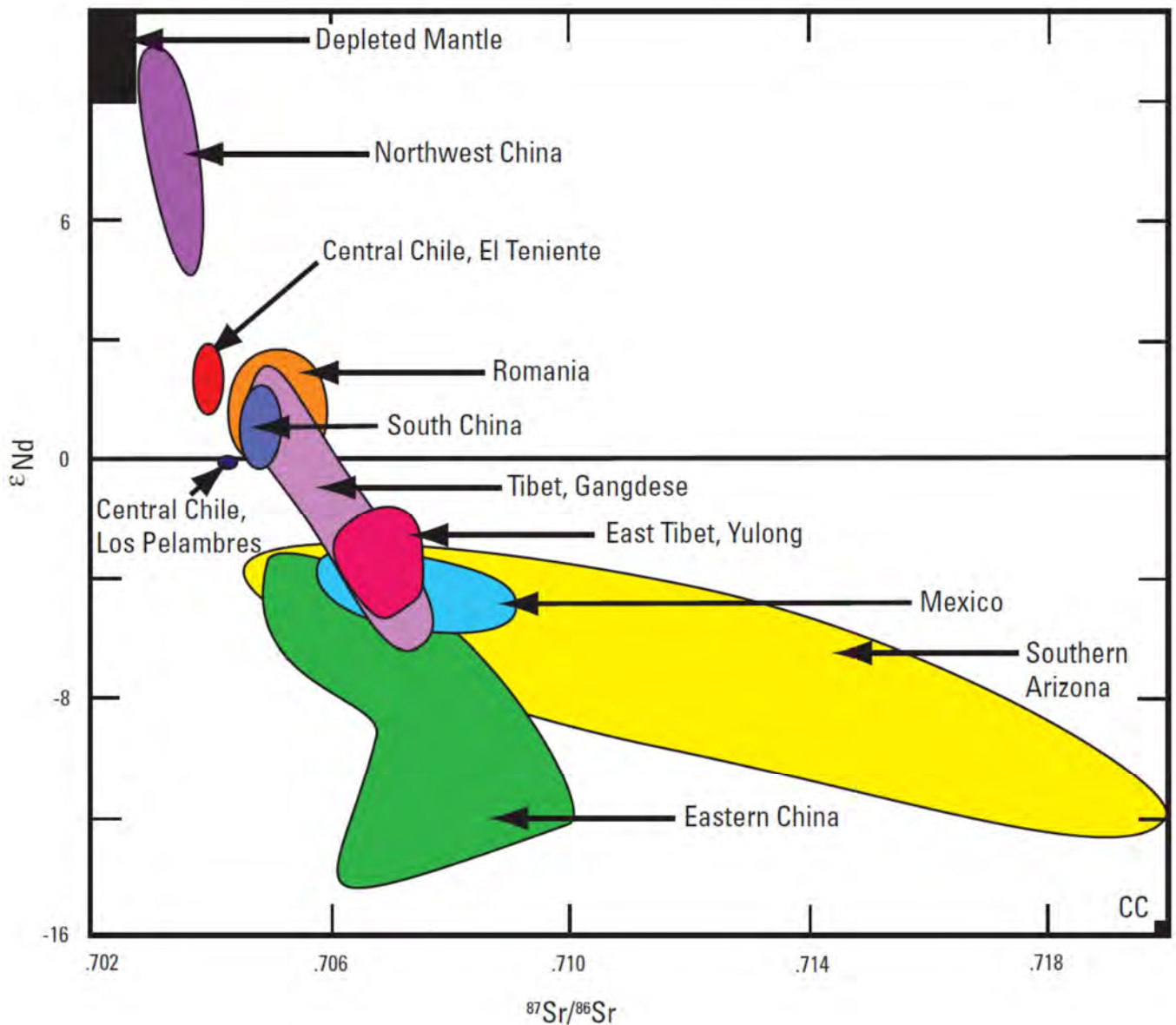
مانده است (رابیا و سایرین ۲۰۰۱، نیستروم و سایرین ۲۰۰۳، کای و سایرین ۲۰۰۵، کای و کورتز ۲۰۰۵). در ال‌تینته ترکیبات ایزوتوپ سرب سنگ‌های آذرین (زنتیلی و سایرین ۱۹۸۸، پویگ ۱۹۸۸) و کانی‌های سولفیدی بدون هرگونه آلیش درون پوسته‌ای بعدی همخوانی دارند با ترکیبات ایزوتوپی بازالت‌های حاصل از جبه‌ زیر قوس آند (اشترن و اسکویوز ۲۰۰۵). منشأ مشابهی برای ایزوتوپ‌های سرب برای کانسارهای عظیم مس پورفیری پیشنهاد شده است (ریو بلانکو-لوس برونس). داده‌های ایزوتوپ هافنیوم در ال‌تینته از یک منبع جبه‌ای غالب در زیر قاره بعنوان منشأ سنگ‌های آذرین و فلزات حمایت می‌کند (شکل N6، $+6.2 \text{ to}$ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) که در آن واکنش با سنگ‌های پوسته بالایی کم یا ناچیز بوده است (مانوز و سایرین ۲۰۰۸) و این پیشنهاد با داده‌های رنیوم-اوسمیوم هم‌خوانی دارد (ماکسایف و سایرین ۲۰۰۴). سایر کانسارهای بزرگ (برای مثال سرو ورده (Cerro Verde) و توکوپالا (Toquepala) در پرو) متعلق به استان‌های متفاوت ایزوتوپ سرب بوسیله منابع غیرمشابه فلزی مشخص می‌گردند (شکل N5). در برخی از این مناطق علاوه بر گوه جبه‌ای زیر قوس منابع شامل بخش عمده‌ای از سرب پی سنگ‌های دگرگونی شدت بالا نیز می‌باشند (مک فارلن و سایرین ۱۹۹۰).

در جنوب غربی آریزونا و سایر کانسارهای مس پورفیری شمال مکزیک مجاور لارامید بزرگ‌ترین کانسارها در سنگ پی پروتروژوئیک امریکای شمالی و پوشش رسوبی نئوپروتروژوئیک و پالئوژوئیک قرار دارند (کامپا و کانی ۱۹۸۳). این پی سنگ در مقایسه با سایر پی‌سنگ‌ها در منطقه اختلافات سنی، ترکیبی و ایزوتوپی واضحی را نشان می‌دهند. تأثیر شیمیایی چنین سنگ‌های پوسته قدیمی برای توضیح $(-4.2 \text{ to } -5.4)$ ϵ_{Nd} و مقادیر اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بین 0.7070 تا 0.7089 برای گرانیته‌های موجود در منطقه شمالی (جنوب غرب آریزونا و شمال مکزیک) که بر روی سنگ پی پرکامبرین قرار دارند (والنسیا مورنو و سایرین ۲۰۰۱) پیشنهاد شده است.

در جنوب غرب آریزونا کانسار مس پورفیری سیریتا دارای مقادیر ϵ_{Nd} بین $-4/3$ تا $-1/5$ و نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ از 0.7069 تا 0.7092 می‌باشند. تفسیر آن بصورت یک فرایند مداوم است که



شکل N5. نمودارهای $207Pb/204Pb-206Pb/204Pb$ نشان‌دهنده میدان‌های تعمیم‌یافته سنگ‌های آذرین، فلدسپات‌ها و کانی‌های سولفیدی همراه با کانسارهای مس پورفیری. (A) منابع اطلاعات: جنوب چین (غرب‌باستان یونان، ژو و سایرین ۲۰۰۷)، ایران (شفیعی و سایرین، ۲۰۰۹)، ایران مرکزی (شهاب‌پور و کریم‌زرز ۱۹۸۷)، بلغارستان (الاستیت، فون‌کوات و سایرین ۲۰۰۲)، رومانی (کوه‌های آپوسینی؛ مارکوکس و سایرین ۲۰۰۲)، جنوب غرب چین (تیان‌شان، پلاژیوگرانیت، کانسارهای تووو و یان دونگ، ژانگ و سایرین ۲۰۰۶)، جنوب تبت (گانگ دزه، ژیاومینگ و سایرین ۲۰۰۷)، پورفیری‌های غنی از آلکالن شرق هند-آسیا (هو و سایرین ۲۰۰۵)، کمربند کوه‌زایی آسیای مرکزی (ازبکستان؛ چپاردیا و سایرین ۲۰۰۶). همچنین برای مرجع منحنی تکامل سرب پوسته‌ای استیسیو کریمز (۱۹۷۵)، و محدوده‌ای برای جبه غنی‌شده (EMII) از زیندلرو هارت (۱۹۸۶) رسم شده است. (B) جنوب شرق و آریزونا مرکزی (بوس و سایرین ۱۹۹۹)، آند شیلی (شامل لا اسکوندیدا و ال‌سالوادور، پویگ ۱۹۸۸)، شیلی مرکزی (ال‌تنیته؛ رابیا و سایرین ۲۰۰۱؛ کای و سایرین ۲۰۰۵؛ نیستروم و سایرین ۱۹۹۳؛ آند بولیوی مرکزی و شیلی (مک‌فارلن و سایرین ۱۹۹۰)، اکوادور (چپاردیا و سایرین ۲۰۰۴)، آند کولومبیا (سیلیتو و هارت ۱۹۸۴).



شکل N6. ترکیبات ایزوتوپ نئودیمیم- استرونیسیم سنگ‌های گرانیتیهمراه با کانسارهای مس پورفیری (محدوده‌های تعمیم‌یافته). منابع داده‌ها عبارتند از: شمال غرب چین (تووو- یاندونگ، زانگ و سایرین ۲۰۰۶)، شرق چین (وانگ و سایرین ۲۰۰۶، لی و سایرین ۲۰۰۸، لینگ و سایرین ۲۰۰۹)، شیلی مرکزی (التینتته؛ نیستروم و سایرین ۱۹۹۳، استرن و اسکویز ۱۹۹۵؛ کای و سایرین ۲۰۰۵)، رومانی (کارپاتین جنوبی؛ دوپونت و سایرین ۲۰۰۲)، نفوذی‌های لارامید در جنوب آریزونا (فارمر ودی پائولو ۱۹۸۴، آنتونی و تیتلی ۱۹۸۸، لانگ و تیتلی ۱۹۹۸) و شمال مکزیکو (والنسیا- مورنو و سایرین ۲۰۰۱)، شرق چین (کمر بند رودخانه یانگ‌تسه پایین، لینگ و سایرین ۲۰۰۹). میانگین پوسته قاره‌ای (CC) دارای مقادیر $87Sr/86Sr$ در حدود ۰/۷۲۰ و مقادیر $143Nd/144Nd$ در حدود ۰/۵۱۱۸ می‌باشند (هافمن ۱۹۹۷، رودنیک و گائو ۲۰۰۳).

جنوب غرب ایالات متحد نشان می‌دهند که آنها بطور وسیعی نسبت به مقادیر ϵ_{Nd} از ۰ تا -۱۴ و مقادیر $87Sr/86Sr$ از ۰/۷۰۴ تا بیش از ۰/۷۱۰ متغیر می‌باشند (شکل N6؛ لانگ و تیتلی ۱۹۸۸). این بررسی سنگ‌های آتشفشانی اولیه در مقایسه با نفوذی‌های

در آن ماگماهای مافیک سنگ پی پروتوزوئیک مربوط به ۱/۷ تا ۱/۶۵ میلیارد سال پیش را مورد هجوم و هضم قرار داده‌اند (آنتونی و تیتلی ۱۹۸۸). بررسی بعدی آثار ایزوتوپ نئودیمیم و استرونیسیم سامانه‌های ماگمایی لارامید همراه با کانسارهای مس پورفیری در

آلکان (تا کلک آلکالت پرتاسیم) نشان‌دهنده استوک‌های کانه‌داری هستند که نمایانگر ماگماهای ناشی از جبه سنگ کره ناهمگن یا پوسته مافیک جوان هستند که از جبه بوجود آمده و بطور متغیری با مواد پوسته بالایی آرایش پیدا کرده‌اند (دوپونت و سایرین ۲۰۰۲). بررسی‌های ایزوتوپی سایر پورفیری‌ها (بلغارستان) نشان داده استوک‌های کانه‌دار از یک منشأ ترکیبی جبه- پوسته حاصل شده ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ اولیه از ۰/۷۰۴۹۲ تا ۰/۷۰۵۷۱ و ϵ_{Nd} -۰.۰۳ تا ۲/۲۷+), اینکه ماگما به ظاهر یک منبع پوسته غنی‌شده را شامل شده (ϵ_{Hf} از ۵/۴+ تا ۶/۹+), و اینکه نفوذی‌ها حاوی سرب رادیوژنیک، دارای منشأ پوسته‌ای می‌باشند (فون کوات و سایرین ۲۰۰۲، کوژمانوف و سایرین ۲۰۰۹). کانسارهای مس پورفیری ایران مرکزی دارای ترکیبات سرب ایزوتوپ به نسبت یکنواختی برای استوک‌های کانه‌دار، دگرسانی پتاسیک و کانه‌ها هستند که با منشأ ماگمایی فلزات مطابقت دارند (شهاب‌پور و کریمرز ۱۹۸۷). مقادیر ایزوتوپ سرب رادیوژنیک مشخص‌کننده دگرسانی آرژلیک بوده و نشان‌دهنده ورود آب‌های جوی می‌باشند. ترکیبات ایزوتوپ‌های سرب- استرونیسیم کانسارها به بهترین نحوی بصورت منشأ گرفته از مناطق قوس جزیره‌ای اولیه تا بالغ مربوط به فروانش توضیح داده شده‌اند. هرچند سایر کانسارهای مس پورفیری در جنوب ایران با استوک‌های گارنت‌زایی همراه هستند که سرب کوه‌زایی و دارای منشأ جبه‌ای دارند، ایزوتوپ استرونیسیم غیررادیوژنیک (نسبت $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ اولیه از ۰/۷۰۴۲۵ تا ۰/۷۰۴۷۰) و مقادیر ایزوتوپ نئودیمیم غیررادیوژنیک (۰/۵۱۲۵۹۶ تا ۰/۵۱۲۸۷۳) دارند. این داده‌ها با مدل استوک‌های کانه‌دار شامل واکنش سنگ‌های برخوردی مافیک حاصل از جبه، مذاب‌های آبدار و سنگ‌های پوسته پایین‌تر مافیک و ضخیم انطباق دارد (شفیعی و سایرین ۲۰۰۹). در آمیزه رنگین کوه‌زایی آلتاید در آسیای مرکزی ترکیبات ایزوتوپ سرب کانسارها (شامل کانسارهای مس- طلای پورفیری) وابسته به توالی سنگی بوده و بوسیله مشارکت‌های متغیری از پوسته پایینی و جبه نوع پشته میان اقیانوسی مشخص می‌گردند (چیرادیا و سایرین ۲۰۰۶). کانسارهای مس پورفیری عمده که در اینجا مورد بررسی قرار گرفته‌اند در غرب و جنوب چین، مغولستان، تبت و شرق چین قرار دارند. کانسار بزرگ مس

جوان‌تر اثر ایزوتوپی اولیه‌تری از خود نشان می‌دهند که اساساً منعکس‌کننده پوسته پایینی پرکامبرین همگن از لحاظ ایزوتوپی می‌باشند.

در انطباق با نتایج بررسی وسیع‌تر ترکیبات ایزوتوپ نئودیمیم- استرونیسیم سنگ‌های گرانیتی در شمال امریکا نفوذی‌های بارور و عقیم در جنوب غرب آریزونا را نمی‌توان بطور واضح از هم تفکیک نمود همچنین این نتایج در تفکیک سامانه‌های کانه‌دار و عقیم ناکام بودند (فارمر و در پائولو ۱۹۸۴). ترکیبات ایزوتوپ سرب نفوذی‌های اواخر کرتاسه و اوایل ترشیاری و کانی‌های سولفید همراه با کانسارهای مس پورفیری در آریزونا ناهمگن می‌باشند (شکل N5 وودن و سایرین ۱۹۸۸، بوس و سایرین ۱۹۹۹). ترکیبات ایزوتوپ سرب سنگ‌های پروتروزوئیک چندین استان ایزوتوپی (و تعدادی از نواحی فرعی کوچک‌تر ایزوتوپ سرب) را توصیف نمودند. هرکدام از این استان‌ها حاوی کانسارهای مس پورفیری می‌باشند. سرب ماگمایی بطور واضح دلالت بر وجود استوک‌های کانه‌دار عمده و یا مجاورت آنها دارند، ولی ترکیبات ایزوتوپی سرب کانسارهای دورتر بطور معمول پراکنده‌تر بوده، کمتر منشأ ماگمایی داشته و بطور عمده رادیوژنیک‌تر می‌باشند. ترکیبات ایزوتوپ سرب نمی‌توانند بین کانسارهای مس پورفیری بزرگ از لحاظ اقتصادی و انواع کوچک‌تر و فقیرتر تفکیک قائل شوند (بوس و سایرین ۱۹۹۹).

در کمربند فلز زایی آلپ- تیس کانسارهای مس پورفیری دارای ترکیبات ایزوتوپ سربی هستند که منعکس‌کننده یک منشأ مستقیم از استوک‌های کلک آلکان همراه با یک منبع حاصل از جبه اولیه می‌باشند (شکل N5؛ مارکوکس و سایرین ۲۰۰۲). آثار ایزوتوپ سری مشابه مشخص‌کننده کانسارها در یک مقیاس ناحیه‌ای بوده و پیشنهاد می‌کنند که منشأ فلز مشترکی دارند. ترکیبات ایزوتوپ سرب که بطور متغیر رادیوژنیک هستند شواهدی از انتقال ماگما از درون پی‌سنگ‌های متفاوت و درجات متغیری از آرایش پوسته فراهم می‌کنند. مطالعات ایزوتوپ‌های نئودیمیم- استرونیسیم کانسارهای پورفیری مس- مولیبدن ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ اولیه ۰/۷۰۴۲ تا ۰/۷۰۵۸ و ϵ_{Nd} از ۰/۲- تا ۳/۹+، شکل N6) در جنوب کارپاتیان نشان می‌دهند که استوک‌های کانه‌دار کلک

تنش پوسته‌ای بعد از کوه‌زایی ایجاد می‌گردند (ژیاومینگ و سایرین ۲۰۰۷). داده‌های ایزوتوپ سرب برای استوک‌ها و کانه‌ها با هم مطابقت داشته و آثار ایزوتوپ سرب را می‌توان به استان‌های مشخص ایزوتوپ سرب تقسیم نمود. محتمل‌ترین منبع فلزات، ستیغ میان اقیانوسی هند با مشارکت رسوبات اقیانوس هند می‌باشد. سایر کانسارهای مس پورفیری در تبت (کولونگ) نیز با استوک‌های کلک آلکالن شوشونیتی با مقادیر ایزوتوپ استرونیسیم غیررادیوژنیک همراه هستند ولی منشأ آنها بحث برانگیز است (ژانگ و سایرین ۲۰۰۷). کانسارها بطور متناوب بصورت آداکیتی از ذوب تیغه، مذاب‌های پوسته پایینی، ماگماهای جبه جدا شده یا ماگماهای حاصل از ذوب سنگ کره متاسوماتیز شده حاصل شده‌اند. بررسی‌های اخیر ایزوتوپ‌های Pb-Nd-Sr پیشنهاد کردند که استوک‌ها محصولات تفریق‌یافته حاصل از سنگ‌های دیوریتی هستند که خود از یک منبع پوسته پایینی مافیک که اخیراً ایجاد شده و مربوط به رده بعد از برخوردی می‌باشد بوجود آمده‌اند (یانگ و سایرین ۲۰۰۸).

در شرق چین کانسارهای پورفیری مس - مولیبدن مربوط به سنگ‌های آداکیت مانندی هستند که مقادیر ϵ_{Nd} بین $-4/37$ تا $-4/63$ بوده، نسبت Sr^{87}/Sr^{86} اولیه آنها بین $0/7062$ تا $0/7067$ و ϵ_{Hf} بین $-3/3$ تا $-7/6$ می‌باشند که نشان‌دهنده درگیر بودن اجزاء پوسته درون منبع جبه می‌باشند (لیو سایرین ۲۰۰۸). کانسارهای مس - طلائی پورفیری همراه با پورفیری‌های قلیایی در غرب یونان، چین به بهترین وجه بعنوان حاصل از ذوب بخشی در طول ناحیه برشی ناحیه‌ای تفسیر می‌شوند (ژو و سایرین ۲۰۰۷ و منابع موجود در آن). بنابراین سایر کانسارهای مس پورفیری در منطقه به مدل‌های ژنزی متنوعی (و منابع فلزی بشدت متغیر) مربوط شده‌اند، شامل انواع مربوط به ریفت، دگرشکلی درون صفحات و امتداد لغز. ایزوتوپ‌های سرب به نسبت رادیوژنیک و تغییرات ایزوتوپ Sr^{87}/Sr^{86} (مقادیر بیشتر از $0/706$) پیشنهاد می‌کنند که منشأ پورفیری‌های قلیایی در غرب یونان، چین را می‌توان به منابع چندگانه دارای منشأ جبه ربط داد، شامل: ستیغ‌های میان اقیانوسی نرمال (N-MORB)، جبه غنی‌شده از عناصر ناسازگار در نتیجه وجود رسوبات (EMII) و بازالت جزایر اقیانوسی (OIB).

پورفیری تووو در غرب چین شامل مثالی از یک پورفیری کانه زا با یک منبع عمیق و جایگزینی کم‌عمق را فراهم می‌کند (هان و سایرین ۲۰۰۶). مقادیر ایزوتوپ استرونیسیم اولیه بین $0/7039$ تا $0/7067$ نشان‌دهنده یک منشأ جبه غالب برای استوک‌های مولد کانه‌زایی همراه با آلیش پوسته‌ای می‌باشند (روی و سایرین ۲۰۰۲). در کمر بند مس پورفیری تووو استوک‌های مولد کانه‌زایی و کانه‌ها دارای ترکیبات ایزوتوپ Pb-Nd-Sr مشابه می‌باشند (ژانگ و سایرین ۲۰۰۶). بنابراین ایزوتوپ‌های Pb-Nd-Sr با مقادیر مخازن مشخص ستیغ میان اقیانوسی مطابقت دارد. برای مثال پلاژیوگرانیت‌های پورفیری و کانه‌های رسم شده روی منحنی تکامل جبه برای سرب از لحاظ مقادیر ϵ_{Nd} (از $+0/5$ تا $+9/4$) و نسبت اولیه Sr^{87}/Sr^{86} (بین $0/70316$ تا $0/70378$) شبیه مخازن حاصل از جبه می‌باشند. تصور می‌شود که پورفیری‌های کانه‌زا نشان‌دهنده ماگماها با میل ترکیبی آداکیت مانند هستند که طی همگرایی مایل و سریع تشکیل می‌گردند (ژانگ و سایرین ۲۰۰۶). تفسیر مشابهی برای پورفیری‌های آداکیتی در جنوب چین پیشنهاد شده که بجای رژیم تکتونیکی مشخص فشاری که مربوط به سنگ‌های آداکیتی حاصل از تیغه می‌باشند به یک محیط کششی مربوط هستند (وانگ و سایرین ۲۰۰۴ و ۲۰۰۶). مقادیر ϵ_{Nd} ($-1/14$ تا $+1/8$) و مقادیر Sr^{87}/Sr^{86} ($0/7044$ تا $0/7047$) مشابه ترکیب کلی زمین بوده و بنظر منعکس‌کننده ذوب بخشی پوسته پایینی جداشده هستند، مانند جبه سست کره که در منطقه ریفت بالا آمده.

در کمر بند کوه‌زایی مغولستان گرانیت‌های حجیم و کانسارهای مس پورفیری همراه با آنها بوسیله نسبت‌های استرونیسیم اولیه پایین، مقادیر مثبت ϵ_{Nd} و سن‌های مدل نئودیمیم به نسبت جوان ($0/5$ تا 1 میلیارد سال) مشخص می‌شوند که مشخص‌کننده رشد جوان پوسته‌ای می‌باشند (گی و سایرین ۲۰۰۷). برخی از کانسارها به فرورانش صفحه اقیانوس آرام در مزوزوئیک نسبت داده شده و بقیه آنها به برخورد بلوک‌های پوسته در اوایل پائوزوئیک نسبت داده می‌شوند. در فلات تبت جنوبی کانسارهای مس پورفیری (مولیبدن، طلا) شامل یک سری کلک آلکالن غنی از پتاسیم شوشونیتی بوده و پورفیری‌های گرانیتی کوه‌زایی طی رهاسازی

کوری و ویلسون ۲۰۰۹، بردلی و سایرین ۲۰۰۳). چنین مناطقی شامل شمال غرب ایالات متحد-کانادا (بیت اسپرچر و سایرین ۲۰۰۳)، مکزیکو (بنویت و سایرین ۲۰۰۲)، امریکای مرکزی (دفانت و دروموند ۱۹۹۰)، جنوب شیلی (لاگابریل و سایرین ۱۹۹۴)، جنوب اقیانوس آرام (ویتاکر و سایرین ۲۰۰۷) و چین (لینگ و سایرین ۲۰۰۹ و منابع موجود در آن) می‌باشند. هرچند خصوصیت و پتانسیل ورود شیمیایی ستیغ فرورانش به درون ماگما و منابع فلزی بطورکامل شناخته شده نیست.

براساس یک بررسی واکنش‌های ستیغ-درازگودال در موقعیت‌های عهد حاضر و قدیمی سیسون و سایرین (۲۰۰۳) پیشنهاد می‌کند که با وجود یافت نشدن علامت زمین‌شناسی منحصربه‌فردی از حوادث فرورانش ستیغ یافت نشده ترکیبی از سیماهایی شامل توالی‌های سنگ آذرین و فرآیندهای همراه، اسناد حوادث حرارتی و تغییرات در حرکات جنبشی صفحه می‌توانند علائم مشخصه فرورانش باشند. در برخی موارد تصور می‌شود که مواد فرار از ستیغ موجب دگرگونی گوه جبه‌ای شده، باعث افزایش شار گوگرد شده (هولینگر و سایرین ۲۰۰۵) و مذاب‌های اکسید شده بوجود می‌آورند که مس، طلا و گوگرد را از جبه به پوسته بالایی منتقل می‌کنند (ریچاردز 2003a). بعنوان مثال نفوذی‌های نزدیک به درازگودال همین طور نفوذی‌های مافیک تا فلسیک که در پنجره تیغه (slab window) جنوب و مرکز آلاسکا توسعه پیدا کرده‌اند یک فرصت عالی برای شناسایی مشارکت اجزاء حاصل از جبه به درون ماگماهای ایجاد شده بوسیله فرورانش تیغه فراهم می‌نمایند (سیون و سایرین ۲۰۰۳ و منابع موجود در آن). در این ناحیه باتولیت‌های گرانیتی و نفوذی‌های مافیک-فلسیک همراه با کانسارهای مس-مولیبدن-طلا سیماهای آداکیتی واضحی ندارند. در جنوب و مرکز آلاسکا واکنش تیغه/درازگودال ماگماهای بازالتی نوع پشته میان اقیانوسی چگال را بوجود می‌آورند که به درون وقفه پنجره تیغه در حال باز شدن بالا آمده، با پریدوتیت در گوه جبه ای زیر قوس آتشفشانی واکنش داده ماگماهای قوسی ستیغ‌های میان اقیانوسی دارای گذار ترکیبی را تشکیل می‌دهند و ذوب بخشی از یک منطقه منشأ ناهمگن را ایجاد می‌کنند (آیوسو و سایرین ۲۰۰۸ و ۲۰۰۹). ماهیت نهایی ماگمای حاصل از جبه که با

بازنگری قبلی ترکیبات ایزوتوپ رادیوژنیک سنگ‌ها و منابع فلزی از کانسارهای انتخاب شده مس پورفیری و مقایسه تغییرات ایزوتوپ و اختلافات عمده در آثار ایزوتوپ مناطق فرورانش دارای عمر طولانی امروزی در کل جهان مشخص کننده وجود استان‌های فلز غنی شده هستند. همراهی تعدادی از کانسارهای مس پورفیری با فرآیندهای فرورانش ستیغ و ترکیبات شبه آداکیتی بطور جهانی مستند شده است. محدوده وسیع منابع سنگ‌شناسی که قادر به توضیح سیماهای ترکیبی آداکیتی و تعدد محیط‌های تکنونیک استنتاج شده هستند نیز شرکت‌کننده‌های پتانسیل‌دار را که می‌توان به سامانه‌های مس پورفیری ربط داد گسترش می‌دهند (اشکال N5 N6). برای مثال منابع مس پورفیری آند را می‌توان بعنوان جوان تعمیم داده و بوسیله مشارکت‌های جزئی پوسته مشخص می‌گردند (شکل N6). بنابراین در شمال غرب چین منابع همراه با سامانه‌های مس پورفیری از عمدتاً دارای منشأ جبه‌ای تا انواع موجود در شرق چین که نشان‌دهنده منابع اساساً قدیمی و پوسته تکامل یافته هستند متغیر می‌باشند (شکل N6). نفوذی‌های لارامید در جنوب غرب آریزونا و شمال مکزیکو برعکس منعکس کننده کنترل غالب سنگ پی قدیمی هستند (شکل N6). آثار ایزوتوپ سرب نیز نشان‌دهنده تأثیر جبه در سنگ‌های آند (شیلی مرکزی، بولیوی و کلمبیا) بوده و به شناسایی ورود منابع پوسته (اکوادور) کمک می‌کند. در چین و تبت آثار ایزوتوپ نشان‌دهنده یک محدوده وسیع هستند که در بیشتر موارد دلالت بر منابع انحصاری جبه (شمال غرب چین) تا ترکیبات شاخص پوسته میانگین (جنوب تبت) دارند (شکل N5).

اختلاف در آثار ایزوتوپی در بین مناطق مس پورفیری و مناطقی که تصور می‌شود در نواحی فرورانش دارای عمر طولانی در دسترس می‌باشند ممکن است تا حدی منعکس کننده ماهیت و تأثیر شیمیایی محرک‌های حرارتی باشد مانند ستیغ‌های فرورانش یافته، صفحات اقیانوسی و رشته کوه‌های دریایی که با فلزایی مس پورفیری (کوک و سایرین ۲۰۰۵) و تولید طلای رگه‌ای همراه هستند (هوسلر و سایرین ۱۹۹۵). یک عملکرد احتمالی فرورانش ستیغ و تولید پنجره تیغه (دیکینسون و سیندر ۱۹۷۹، تورکلسون ۱۹۹۶)، همینطور سنگ‌های ماگمایی مربوطه (وکانی‌زایی) در برخی مناطق فرورانش حاشیه اقیانوس آرام مستند شده است (مک

و مغولستان کشف شده است. در سایر موارد برای مثال در کمربند کانسارهای مس پورفیری دارای ترکیبات ایزوتوپی مشابهی بوده و پیشنهاد می‌کنند که در یک مقیاس ناحیه‌ای دارای منشأ مشابهی از فلزات می‌باشند. کمربندهای فلززایی متمایز در شیلی یافت شده‌اند که دارای نسبت‌های ایزوتوپ سرب معمولاً همگن (همچنین ایزوتوپ‌های نئودیم و استرونیسیم) می‌باشند. تغییرات ایزوتوپی به گروه‌بندی استوک‌های کانه‌دار مطابق منابع فلز مشترک کمک می‌کند. بنابراین تعدادی از کانسارهای مس پورفیری بزرگ در امریکای جنوبی در استان‌های ایزوتوپ جدا از هم قرار گرفته‌اند که منعکس‌کننده منشأ گرفتن از یک گوه جبه‌ای تحت قوسی می‌باشد. این داده‌ها برای تطابق توالی‌های سنگ‌شناسی - تکتونیکی مورد استفاده قرار گرفته و در بررسی‌های ارزیابی کانی - کانسار یک جزء اساسی را تشکیل می‌دهد.

هرچند داده‌های ایزوتوپی نمی‌توانند بین استوک‌های کانه‌دار و عقیم در جنوب غربی آریزونا و شمال مکزیکو تمایز قائل شوند، آثار ایزوتوپی تأثیر حوضه‌های سنگ‌پی مختلف را مستند نموده‌اند. استوک‌های مولد کانه‌زایی و کانه‌ها بطور نزدیکی مشابه پی‌سنگ‌ها بوده و پیشنهاد می‌کنند که فلزات از سنگ‌های پی قدیمی پوسته به ارث رسیده‌اند. این داده‌ها می‌توانند برای گروه‌بندی استوک‌های مس پورفیری دارای کانه‌زایی بر اساس توزیع سنگ‌پی‌های متفاوت مورد استفاده قرار گیرند و ممکن است به توضیح مقادیر فلز و نسبت‌های کانه/فلز در کانسارهای مس پورفیری کمک کنند.

ایزوتوپ‌های رادیوژنیک کانه

بررسی‌های ایزوتوپ رادیوژنیک کانه‌ها برای تعیین سن سامانه‌های کانه‌دار و منابع فلزات مورد استفاده قرار گرفته‌اند. بیشتر این کار همانطور که در اینجا و بخش‌های قبلی خلاصه شده است، از لحاظ تاریخی بر روی کاربردهای سامانه U-Th-Pb با استفاده از کانه، بخصوص کانه گالن (کانون و سایرین ۱۹۶۱) و سایر کانه‌های سولفید تمرکز دارد که در مقایسه با محتوای سرب خود دارای مقادیر پایین اورانیوم هستند (برای مثال توسدال و سایرین ۱۹۹۹). آثار معمول ایزوتوپ سرب کانی‌های غنی از سرب مانند گالن ترکیب ایزوتوپی مخزن منشأ را ثبت نموده و بطور معمول بعد از ته‌نشست بطور دست نخورده باقی

پوسته واکنش داده‌اند و مشارکت آنها در ذخیره فلز سنگ‌های درونی طی فرورانش ستیخ و تکامل پنجره تیغه واضح نیست. فرورانش تیغه بطور معمول بعنوان یک محرک حرارتی در حال مهاجرت عمل می‌کند.

نتیجه‌گیری به این صورت است که بررسی آثار ایزوتوپ رادیوژنیک (Pb-Nd-Sr-Hf-Os) در اینجا داده‌های اساسی در مورد منابع آذرین و فلزی همین طور در مورد محیط‌های تکتونیکی ماگمای مربوط به کانسارهای مس پورفیری فراهم می‌کنند. آثار فلزی انتخاب سنگ‌های آذرین بارور را از انواع عقیم تسهیل نموده، فرایندهای ژئوشیمیایی طی انتقال از درون پوسته را بازسازی می‌کند و اطلاعاتی در مورد تکامل و منبع سیالات گرمایی فراهم می‌نمایند علیرغم این واقعیت که در بیشتر موارد داده‌های موجود برای شناسایی دقیق مشارکت‌های نسبی مخازن جبه و پوسته کامل نمی‌باشند.

آثار ایزوتوپ رادیوژنیک همچنین برای شناسایی گروه‌های استوک کانه‌دار که از درون سنگ‌پی‌های قابل مقایسه از لحاظ زمین‌شناسی در یک ناحیه معین عبور کرده‌اند، قابل استفاده بوده و از این طریق به تفکیک استوک‌های مولد کانی‌زایی بر اساس بلوک‌های پوسته ناحیه‌ای کمک می‌نماید. بنابراین داده‌های ایزوتوپ رادیوژنیک اساس قابل اعتمادی برای انطباق توالی‌های سنگ‌شناسی - تکتونیکی فراهم کرده‌اند که خود یک بخش اساسی در مطالعات ارزیابی فلززایی ناحیه ای هستند.

مطالعات ایزوتوپ رادیوژنیک همانطور که در بالا خلاصه شده است داده‌های اساسی در مورد سن سامانه‌های کانه‌دار، منشأ سیالات گرمایی و منبع فلزات فراهم می‌کنند. تغییرات ایزوتوپ برای تعیین منشأ فلزات در کانسارهای مس پورفیری سراسر جهان، مشخص نمودن سنگ‌های گرانیتی که بطور پتانسیل‌دار با کانسارهای مس - مولیبدن همراه هستند و انواع استوک‌های عقیم داده‌های کلیدی فراهم می‌کنند. در تلاش برای اکتشاف کانسار مدت طولانی برای شناسایی از داده‌های ایزوتوپی محدوده‌های اکتشافی هم سن استفاده شده است که بوسیله فرایندهای ژئوشیمیایی مشابه تحت تأثیر قرار گرفته و منجر به تشکیل کانسارهایی شده‌اند که آثار ایزوتوپی مشابه و مشترکی دارند. برای مثال منطقه‌بندی فلزی در یک مقیاس قاره‌ای در آند، آسیای مرکزی

تعدادی از بررسی‌ها نشان داده است که ترکیبات ایزوتوپ سرب کانسارها منعکس‌کننده مقیاس‌های متفاوتی از همگن بودن می‌باشند (برای مثال کریچ ۱۹۹۱). بررسی‌های مفصل رادیوژنیک سولفیدها از کانسارهای مس پورفیری نشان داده که مشارکت‌های منابع فلزی خارجی طی دگرسانی اغلب مورد شناسایی قرار گرفته است. برای مثال در کانسار طلای پورگرا در گینه نو کانه‌ها دارای یک محدوده باریک ترکیبات ایزوتوپ سرب می‌باشند که با سنگ‌های دارای ارتباط زمانی و مکانی با انواع پورفیری تفاوت دارند. ولی بطور نزدیک‌تری منعکس‌کننده ترکیب سنگ‌های دیواره رسوبی می‌باشند (ریچاردز و سایرین ۱۹۹۱). وسعت همگن بودن ایزوتوپ کانه-کانی و شباهت بین کانه‌ها و سنگ‌های آذرین میزبان اغلب در سطح معدنی و یا ناحیه‌ای عنوان می‌گردد، برای مثال در کانسارهای مس پورفیری رومانی، ایران، آند، کلمبیا و تبت (مارکوکس و سایرین ۲۰۰۲، شهاب‌پور و کریمرز ۱۹۸۷، سیلیتو و هارت ۱۹۸۴، ژیانومینگ و سایرین ۲۰۰۷).

برعکس ایزوتوپ‌های سرب کانی‌های سولفیدی (و با استنتاج سیالات گرمابی) در کانسارهای پورفیری مس-مولیبدن ائوسن تا پلیوسن شیلی در یک فاصله ۱۰۰۰ کیلومتری به نسبت همگن می‌باشند (برای مثال پویگ ۱۹۸۸، ویلیامز ۱۹۹۵، توسدال و سایرین ۱۹۹۹، توسدال و مونیزاگا ۲۰۰۳). کانه‌ها و پورفیری‌های گرانودیوریتی میزبان در برخی کانسارهای شیلی دارای ترکیبات ایزوتوپی یکسان می‌باشند (برای مثال ال‌سالوادور، توسدال ۱۹۹۵، ریوبلانکو-لوس برونس، کورتز و سایرین ۱۹۹۷) که برخلاف سایر کانسارهای موجود در منطقه آنها را می‌توان به یک منبع فلزی منحصربه‌فرد ارتباط داد (زنتیلی و سایرین ۱۹۸۸). بنابراین برخلاف مثال‌هایی از کانسارهای پورفیری که بطور مستقیم به منابع آذرین مربوط هستند برخی شواهد یک منبع سرب خارجی را نشان می‌دهند. برای مثال در کانسار پورفیری مس-مولیبدن پورتریلوس-کوبر کانی‌های سولفیدی از منطقه پتاسیک با ترکیبات ایزوتوپی استوک‌ها هماهنگی داشته ولی رگه‌های سولفید تأخیری مشابه سنگ‌های آذرین قدیمی‌تر در مجاورت آنها قرار دارند (توسدال و سایرین ۱۹۹۹).

می‌ماند (به دلیل عدم وجود اورانیم و توریم در ساختار بلوری گالن افزایش در سرب رادیوژنیک ایجاد نمی‌گردد). می‌توان از ترکیبات ایزوتوپی برای بازسازی سن و منابع فلزی با کمک ترکیبات و تکامل مدل منابع ایزوتوپ که نماینده جبهه و پوسته پایینی هستند استفاده نمود (برای مثال مدل پلامبوتکتونیک زارتمن و دو ۱۹۸۱). متناوباً تکامل مخازن محلی و ناحیه‌ای با مقایسه ترکیبات کانی‌های سولفیدی، سنگ‌های ماگمایی همسن و سنگ‌های میزبان انجام گرفته است. این تلاش بطور قابل توجهی مشکل‌تر است به این دلیل که نیازمند اندازه‌گیری ترکیبات معمول سرب، همینطور غلظت‌های اورانیم، توریم و سرب می‌باشد. داده‌های عنصری و ایزوتوپی برای محاسبه ترکیبات سن تصحیح شده معادل سن کانه‌ها استفاده شده است. این رهیافت مقایسه‌هایی از ترکیبات کانه‌ها با مخازن ایزوتوپی محلی و ناحیه‌ای فراهم نموده و متکی بر مخازن ایزوتوپ مدل تعمیم‌یافته نمی‌باشند. اخیراً دامنه کاربردهای ایزوتوپ رادیوژنیک با استفاده از کانه‌ها با ابداع سامانه‌های ایزوتوپی مانند رنیم-اوسمیم بوسیله مولیبدنیت، پیریت و سایر کانی‌های سولفیدی بطور قابل توجهی گسترش یافته است. سیماهای رادیوژنیک کانه‌ها به‌ویژه انواع مربوط به گالن بطور وسیعی برای بررسی رابطه تغییرات ایزوتوپی برای شناسایی مناطق کانه‌دار عمده مورد استفاده قرار گرفته است (برای مثال کانون و سایرین ۱۹۷۱، هی و سایرین ۱۹۶۶، استیسی و سایرین ۱۹۶۸). داده‌های ایزوتوپی روی کانه‌ها برای شناسایی محدوده‌هایی که سیماهای ایزوتوپی مشابه دارند، شناسایی سامانه‌های کانه‌دار وسیع در یک ناحیه و تمایز بین انواع متنوع کانه‌زایی جهت اهداف اکتشافی بکار رفته است (برای مثال دو و استیسی ۱۹۷۴، دو ۱۹۷۸، گودوین و سینکلر ۱۹۸۲، گولسن و میزون ۱۹۸۰، گولسن ۱۹۸۶). در صورتی که ترکیبات مخازن ایزوتوپی در مسیرهای سیال-سنگ نیز مورد توجه قرار گیرند درک کامل‌تری در مورد منابع کانه‌ها (بوسیله استنتاج سایر منابع فلز) در یک سامانه گرمابی داده شده بدست می‌آید. داده‌های ساماریوم-ثویدیم و روبیدیم-استرونسیم کانه‌ها و باطله نیز برای محدود نمودن بیشتر ماهیت مخازن ممکن ایزوتوپی بدست آمده است.

اولیه در اعماق بین ۷ تا ۹ کیلومتری تشکیل شده است (رابرتز ۱۹۷۵، راسک، رید و دیلز ۲۰۰۸). نفوذی‌های منبع که سیالات کانه را برای کانسارهای مس پورفیری بوجود می‌آورند تاحدی عمیق‌تر بوده معمولاً بین ۳ تا ۱۰ کیلومتری قرار دارند. در یک ارزیابی سامانند اعماق جایگزینی بیش از ۱۶۰۰ توده نفوذی مزوزوئیک و اوایل ترشیری (لارامید) واقع در غرب ایالات متحد بارتون و سایرین (۱۹۸۸) نشان دادند که کانسارهای پورفیری در مناطق که میانگین عمق فرسایش کمتر از ۸ کیلومتر است گسترش داشته و در مناطقی که عمق‌های فرسایش بطور میانگین کمتر از ۴ کیلومتر است دارای بیشترین فراوانی می‌باشند (برای مثال در جنوب غرب آریزونا؛ شکل N7).

O. سنگ‌شناسی سنگ‌های رسوبی همراه

ارتباطی با این مدل ندارد.

P. سنگ‌شناسی سنگ‌های دگرگونی همراه

مرمرها، هورنفلس‌ها و اسکارنها ممکن است طی جایگزینی توده نفوذی و دگرگونی مجاورتی و یا متاسوماتسیم توسعه پیدا کنند. مجموعه‌های دگرگونی که طی دگرگونی مجاورتی تشکیل شده‌اند حاوی کانی‌های فشار پایین مانند آندالوزیت و کوئدریت در سنگ‌های آلومینو سیلیکاته بوده و بجز در سنگ‌های آهنی فاقد گارنت می‌باشند. همانطور که در بخش D بحث شد "روابط سنگ‌های دگرگونی" تأثیرات دگرگونی حرارتی ممکن است نشان‌دهنده وجود یک توده نفوذی فاقد رخنمون باشند.

Q. تئوری تشکیل کانسار

وابسته‌های سامانه کانسار

تنوع وسیعی از کانسارها با کانسارهای مس پورفیری همراه هستند و تعدادی از محدوده‌های کانسار مس پورفیری نشان‌دهنده منطقه‌بندی قابل توجه جانبی و عمودی فلزات و انواع کانسارها می‌باشند. همانطور که در بخش B عنوان گردید "نوع کانسار و محصولات همراه"، کانسارهای دارای بیشترین رخداد بوده و فلزات اساسی آنها عبارتند از:

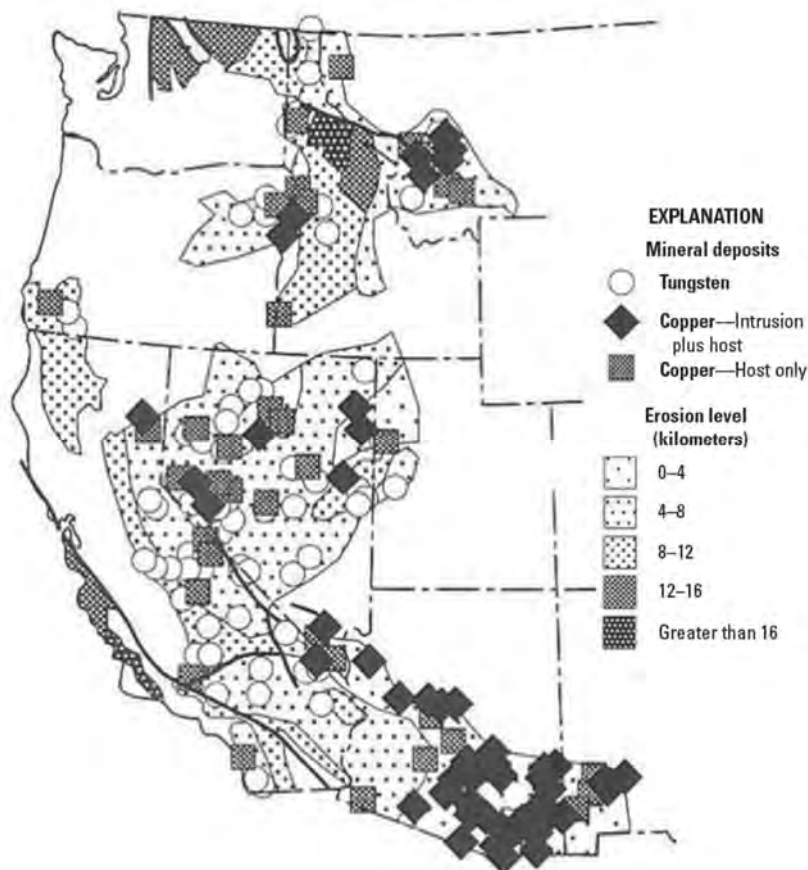
بررسی‌های ایزوتوپ سرب کانه‌ها در کانسارهای مس آریزونا منبع معینی را مشخص نمی‌کنند که بتوان آن را به همه کانسارها مربوط دانست (بوس و سایرین ۱۹۹۹). در این مورد سنگ‌های آذرین میزبان کانه‌ها و کانسارها یک محدوده وسیع ترکیب را از خود نشان می‌دهند که بظاهر نشان‌دهنده عدم وجود یک سیال گرمایی ناحیه‌ای منحصربه‌فرد، مشارکت‌های مخازن ایزوتوپ سیال و وجود سنگ محلی متنوع در مدت تشکیل کانسار می‌باشند. در برخی موارد برای مثال در کانسار مس-مولیبدن پورفیری بگداد کالکوپریت موجود در گراندیوریت پورفیری میزبان با ترکیبات ایزوتوپ سرب سنگ‌های آذرین هماهنگی دارند. بنابراین سولفیدهای دگرسانی سرسیتی مشارکت‌های ایزوتوپی سنگ‌های میزبان را در خود ثبت می‌کنند (توسدال و سایرین ۱۹۹۹). نتایج مشابه نیز در جاهای دیگر آریزونا و در کانسارهای ری و پارک کانی یافت شده است (بوس و سایرین ۱۹۹۹).

کاربردهای ایزوتوپ رادیوژنیک بویژه بر روی کاربردهای ایزوتوپ اورانیم-توریم-سرب تمرکز داشته محدودیت‌های مهمی را در مورد منشأ ناحیه‌ای فلزات و سیالات گرمایی در سامانه‌های مس پورفیری ایجاد می‌کنند. ایزوتوپ‌های سرب برخلاف ایزوتوپ‌های نئودیمیم و استرونیسم می‌توانند بطور عادی در سنگ‌ها و کانی‌ها اندازه‌گیری شده، داده‌هایی را از سه طرح ایزوتوپ رادیوژنیک متفاوت ناشی از مواد اولیه‌ای که رفتار ژئوشیمیایی متفاوتی دارند فراهم نموده است. مطالعه کانه‌ها در کانسارهای مس پورفیری همانطور که قبلاً توصیف شد کمک می‌کند به شناسایی منابع سرب و فلز در سامانه‌های گرمایی، ارزیابی مشارکت‌های ایزوتوپ و فلز از مخازن خارجی، در نتیجه یک واکنش سیال/سنگ و کمک به ایجاد درک بهتری از کنترل‌های بزرگ مقیاس بر روی منشأ کانه.

عمق جایگزینی

مناطق کانه در بیشتر کانسارهای مس پورفیری در اعماق بین کمتر از ۱ تا ۶ کیلومتر تشکیل می‌گردند (شکل E2؛ سیدورف و سایرین ۲۰۰۵). تعداد کمی از کانسارها مانند بیوت مونتانا در اعماق بیشتر در جایی تشکیل شده‌اند که داده‌های سیال درگیر برای سیالات کانه نشان می‌دهند که کانیزایی مس-مولیبدن پورفیری

شکل N7. عمق فرسایش سنگ‌های نفوذی مزوزوئیک و کانسارهای مس و تنگستن در غرب ایالات متحد. بیشتر کانسارهای مس در نفوذی‌ها کانسارهای مس پورفیری می‌باشند. نقل از بارتون (۱۹۹۶ شکل شماره ۱۰) براساس بارتون و سایرین (۱۹۸۸).



مربوط هستند. سیلیتو (۲۰۰۳) عنوان کرد که کانسارهای مس پورفیری در مقایسه با کانسارهای مس پورفیری ترشیاری در آند به نسبت کوچک بوده (۳۰۰ میلیون تن یا کمتر) و عیارهای هیپوژن پایینی دارند (۰/۴ مس یا کمتر). به گفته سیلیتو ماگماتسیم قوس اواسط ژوراسیک تا اوایل کرتاسه با سامانه‌های عمده قوس- گسل موازی همراه هستند که در نتیجه کشش و تراشش ایجاد شده بوسیله به عقب برگشتن ایجاد می‌شود و این محیط کششی برای توسعه کانسارهای مس پورفیری بزرگ و پر عیار مطلوب نمی‌باشد (شکل D3؛ مراجعه به توسدال و ریچاردز ۲۰۰۱).

سامانه‌های مونزونیتی طلای گرمابی قلیایی ممکن است به سمت پایین به دگرسانی دمای بالاتر و سامانه‌های مس پورفیری غنی از طلا تبدیل شوند (ینسن و بارتون ۲۰۰۰). محدوده‌های لاپلاتا در کلرادو و توواوا (امپروور) در فیجی مثالهایی هستند از جاهایی که سامانه‌های طلای گرمابی قلیایی بر روی مراکز پورفیری دارای کانه‌زایی مس قرار گرفته یا در نزدیکی آنها قرار دارند (ینسن و بارتون ۲۰۰۰ شکل شماره ۱).

- . اسکارنها (شامل Au, Fe, Cu و Zn)
- . جایگزینی چندفلزی (Au, Cu, Zn, Pb و Ag)
- . رگه‌های چندفلزی (Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Mn, As)
- . پراکنده فاصله‌دار Au- Ag (Au, Ag)
- . رگه گرمابی (انواع حدواسط تا سولفید پایین) Au, Pb, Zn و Ag
- . گرمابی سولفید بالا (Au, Ag, Cu, As)

شکل B1 یک مقطع عرضی شماتیک است که نشان‌دهنده توزیع جانبی و عمودی تعمیم‌یافته انواع کانسارهای همراه با کانسارهای مس پورفیری می‌باشد.

همچنین کانسارهای مس پورفیری بطور مکانی با کانسارهای آهن- اکسید- مس- طلا (IOCG) و کانسارهای مس مانتو در کمربند ماگمایی آند مرکزی اواسط ژوراسیک تا اوایل کرتاسه همراه هستند (شکل D2 سیلیتو ۲۰۰۳، سیلیتو و پرللو ۲۰۰۵). بیشتر کانسارهای مس پورفیری در این کمربند بظاهر سن اوایل کرتاسه داشته و به استوکه‌های کوچک دیوریت تا گرانودیوریتی

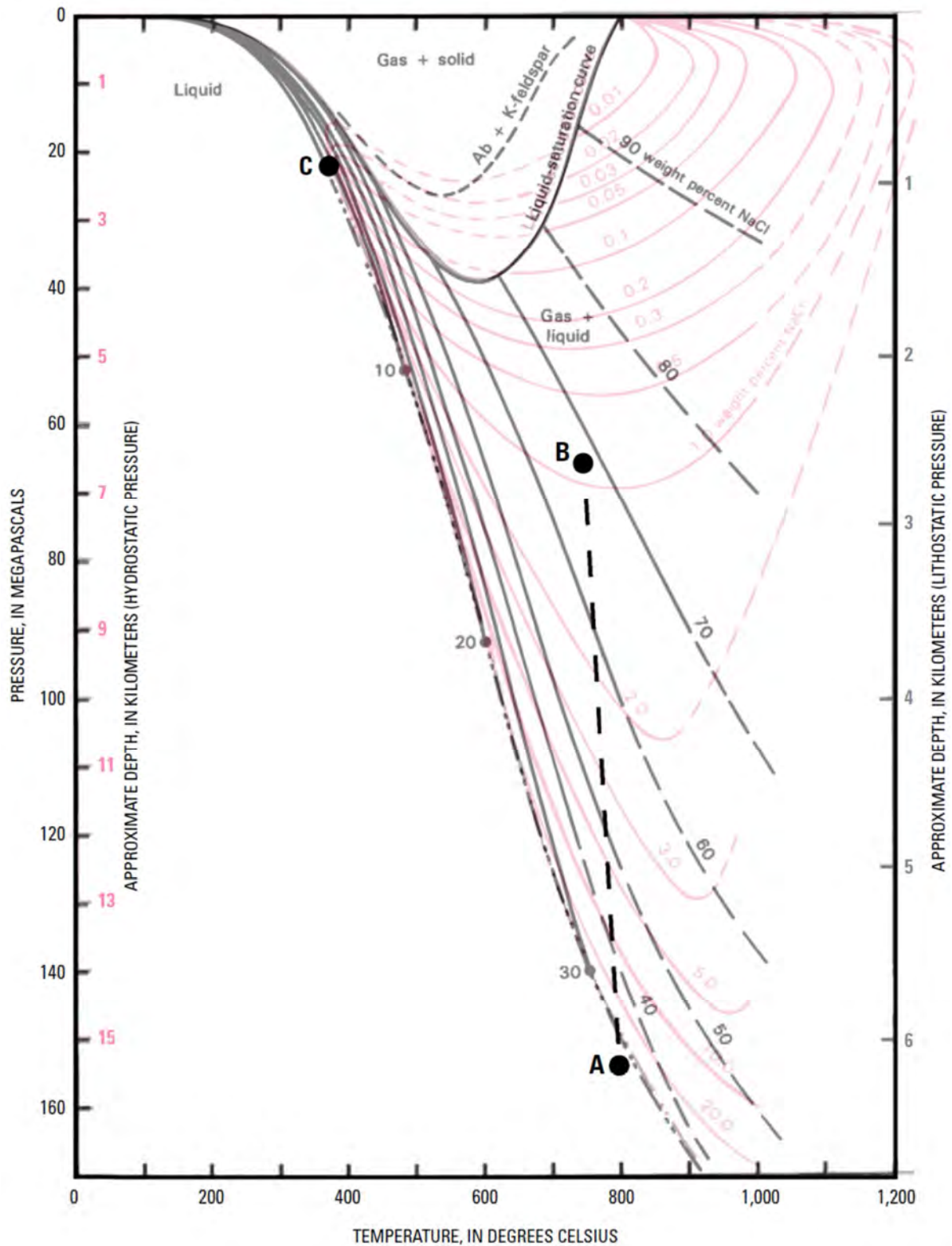
کنترل کننده‌های تراوایی و جریان سیال

در بیشتر موارد می‌توان نشان داد که ۱۰ کیلومتر بالای حاوی آب‌های زیرزمینی بوسیله شرایط فشار هیدروستاتیک محصور شده است (اینگریسن و منینگ ۱۹۹۹). برعکس توده‌های ماگما که سیالات گرمایی را برای کانسارهای مس پورفیری تأمین می‌کنند تحت شرایط لیتواستاتیک قرار داشته و بوسیله یک منطقه به نسبت ناتراوا از ناحیه‌ای که تحت فشار هیدرواستاتیک قرار دارند جدا شده‌اند. فورنیر (۱۹۹۹) پیشنهاد کرد که این منطقه ناتراوا حاصل دگرشکلی شکل‌پذیر کوارتز و بیوتیت تحت نرخ‌های به نسبت پایین تغییر شکل تحت دماهای پایین‌تر کانی‌ها و سنگ‌های فشار هیدرواستاتیک تحت دماهای پایین‌تر کانی‌ها و سنگ‌های مشابه متحمل دگرشکلی شکنا می‌شوند. بنابراین گذار شکنا به شکل‌پذیر مرز بین آب‌های زیرزمینی در حال چرخش کم‌عمق را با سیالات ماگمایی عمیق و سیالات ماگمایی-گرمایی مشخص می‌کند.

در محیط کانسارهای مس پورفیری تزریق ماگمای مافیک، شناوری سیالات ماگمایی-گرمایی در کلاهک‌های گرانیتوئیدی یا تنش‌های تکنونیکي فراگیر ممکن است موجب شروع نرخ‌های بالای تنش‌ی گردد که خود باعث می‌شوند کلاهک شکل‌پذیر حجره ماگمایی رفتار شکنایی پیدا کند و دچار شکستگی شود. زمانی که شکستگی ایجاد شد و سیالات ماگمایی-گرمایی صعود کرد، دچار انبساط شده و از طریق تغییر فشار-حجم انرژی شکستگی بیشتری بوجود می‌آورند (هنلی و مک ناب ۱۹۷۸، بورنهام ۱۹۷۹، بورنهام و اوهموتو ۱۹۸۰، گیگر و سایرین ۲۰۰۵). منطقه‌ای که دچار شکستگی شده بطور مشخص تا محیط آتشفشانی گسترش یافته و یک ستون نزدیک به عمود یا یک ستون آب شکست شعاعی رو به بالا از سنگی که مواد فرار آتشفشانی از درون آن بصورت تنوره صعود کرده‌اند بوجود می‌آورد (هنلی و مک ناب ۱۹۷۸). یک عنصر کلیدی ایجاد تراوایی شکستگی این است که سیال (یا مواد فرار) ماگمایی-گرمایی که در حال صعود و افت فشار است از ماگمایی در عمق بیش از ۵ کیلومتری حاصل شده باشد که دارای حدود ۵ درصد وزنی نمک‌های حل شده بوده، در فشارهای حدود ۱۴۰۰ تا ۲۲۰ بار و دماهای حدود ۷۰ تا ۳۷۵

درجه سانتی‌گراد وارد یک میدان عدم امتزاج مایعات می‌شود و به فازهای شوراب و مواد فرار تفکیک می‌گردد (شکل Q1). این جدایش فازی منجر به انبساط حجمی و شناوری سیال بطور قابل توجه بیشتر از حالتی می‌گردد که بدون تفکیک فازها انتظار می‌رود. به علاوه اگر منبع ماگما در عمق کمتر از ۵ کیلومتری قرار داشته باشد هم شوراب و هم فازهای فرار ممکن است بطور مستقیم از مذاب حاصل شوند.

شکستگی‌های ایجاد شده بوسیله سیال ماگمایی-گرمایی که رگه‌های تیپ A، B و D را بوجود می‌آورند، تقریباً تمام حرکت‌های سیال رو به بالا و خارج را تحت یک شیب فشار از شرایط لیتواستاتیک تا نزدیک به هیدرواستاتیک دیکته می‌کنند. سیالات ماگمایی-گرمایی در مقایسه با سیالات پیرامون تحت فشار بطور هیدرواستاتیک تحت فشار بیش از حد بوده و جایگزین آنها می‌گردند. به نظر می‌رسد که شار اصلی سیالات ماگمایی-گرمایی در فشارهای حدواسط بین هیدرواستاتیک و لیتواستاتیک اتفاق افتاده و فشارهای نزدیک به لیتواستاتیک تنها طی بسته شدن شکستگی‌ها و جریان آهسته ایجاد می‌گردند. شکستگی‌ها بطور معمول طی یک رخداد جریان سیال منفرد بطور غالب شامل یک جهت امتداد با شیب عمودی در جایی باشد که میدان‌های تنش تکنونیکي دور از منبع هستند، ولی ممکن است امتداد شکستگی‌ها بین توده‌ها تغییر پیدا کند. این شکستگی‌ها مجموعه رگه‌های موازی یا به عبارتی ورقه‌ای و جهت‌های دایک پورفیری بطور معمول نیمه‌موازی مشخصه بیشتر کانسارهای پورفیری هستند (شکل D6B، مشاوره با هیدریک و تیتلی ۱۹۸۲، توسدال و ریچاردز ۲۰۰۱). جایی که چنین شکستگی‌های ورقه‌ای غالب هستند تا فواصل زیاد جانبی (بیش از ۵ کیلومتر) و عمودی از کلاهک توده نفوذی گسترش پیدا نموده و ممکن است میزبان دایک‌های پورفیری و دگرسانی گرمایی شود و مسیرهای سیال را جهت ورود سیالات غیرماگمایی خارجی به درون بخش خارجی‌تر سامانه گرمایی فراهم نمایند. محیط‌هایی که در آنها دو تنش اصلی نیمه‌افقی بطور قابل توجهی با هم اختلاف دارند و یک مجموعه شکستگی غالب ایجاد می‌گردد مطلوب دگرسانی سدیک-کلسیک می‌باشد. بطور مثال در یرینگتون نوادا و در



شکل Q1. نمودار فشار-دما برای سامانه سیال $\text{ONaCl-H}_2\text{O}$ ، نشان‌دهنده خطوط هم‌مقدارهای حلالیت کلرید سدیم در آب (منحنی‌های خط‌چین تیره) و در بخار (منحنی‌های قرمز) با عمق‌های تقریبی مربوط به فشارهای لیتواستاتیک بر روی منحنی عمودی سمت راست و فشارهای هیدرواستاتیک بر روی منحنی عمودی سمت چپ. خط‌تیره نقطه‌چین دوتایی منحنی بحرانی برای آب خالص با منشأ در نقطه بحرانی است (C). در مورد نقاط A و B در متن بحث شده است. ترسیم دوباره کار فورنیر (۱۹۸۷).

بخش‌های جنوب غربی ایالات متحد (دیلز و اینوادی ۱۹۹۲، سیدورف و سایرین ۲۰۰۸). در موارد معدودی نیروهای دارای مرکزیت ماگما غالب بوده و استوک‌های لوله مانند، شکستگی‌ها و رگه‌های شعاعی دارای شیب زیاد و همینطور رگه‌های A، B و D را که بطور ملایمی به سمت خارج شیب دارند ایجاد می‌نمایند (شکل D6A توسدال و ریچاردز ۲۰۰۱). چنین اشکالی به نسبت در کانسارهای ریولیتی و نوع کلیمکس مانند هندرسون در کلرادو معمول بوده (کارتن و سایرین ۱۹۹۳). ولی تنها گاهی نزدیک به نفوذی‌های لوله مانند در کانسارهای مس پورفیری بخوبی توسعه پیدا می‌کنند (برای مثال رگه‌های B، D آلومبرا، پروف ۲۰۰۳، و رگه‌های D کانسار ال‌سالوادور، گوستافسون و هانت ۱۹۷۵).

نفوذپذیری در ستون سنگ از راس توده نفوذی تا سطح تا زمانی که سیالات ماگمایی - گرمابی از رأس توده بطرف بالا صعود می‌کنند حفظ می‌گردد. زمانی که دمای این سیالات کاهش می‌یابد تراوایی شکستگی بوسیله رسوب کانی در رگه کاهش پیدا می‌کند. همانطور که بوسیله فورنیر (۱۹۹۹) عنوان گردید کوارتز کانی باطله اصلی بوده و با ته‌نشست در طول تعدادی از مسیرهای دما- فشار نفوذپذیری را اشغال می‌نماید. سیالات گرمابی که در حال افت فشار و سرد شدن می‌باشند رگه‌های کوارتز فراوان تیپ A و B را در دماهای حدود ۷۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد رسوب می‌دهند (مشاوره با راسک و رید ۲۰۰۲)، ولی حلالیت فته‌رایی کوارتز در محدوده دمایی ۳۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد بطور مشخص منجر به چرخه‌های محلی انحلال و رسوب می‌گردند، بطوریکه شکستگی‌ها در دماهای بین ۵۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد بسته نمی‌شوند. به دلیل مشابهی سیالات غیرماگمایی ممکن است بطور آزادانه طی گرم شدن تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد بدون اینکه راکد شوند جریان داشته باشند.

منابع سیالات و فلزات

یک مدل تعمیم‌یافته برای کانسارهای مس پورفیری شامل برهم کنش بین منابع فلزی ماگمایی و سامانه‌های سیال گرمابی بروز یافته در سنگ‌های آذرین است که بطور جغرافیایی، زمانی و ژنزی ارتباط دارند. مطالعات زمین‌شناسی یک ارتباط نزدیک بین مجموعه‌های کانیاپی دما بالا، فراوانی‌های رگه و نفوذی‌های ویژه ایجاد نموده،

نشان‌دهنده یک ارتباط نزدیک در زمان و مکان با جایگزینی ماگما و بوسیله استنباط منابع ماگمایی برای تشکیل دهنده‌ها می‌باشد (برای مثال کانسار ال‌سالوادور (گوستافسون و هانت ۱۹۷۵)، کانسار یرینگتون (پروف ۱۹۷۹، دیلز و اینوادی ۱۹۹۲، دیلز و پروف ۱۹۹۵)، کانسار باجودولا آلومبرا (پروف ۲۰۰۳)، کانسار باتوهجو (کلود و سایرین ۱۹۹۹). بطور مشابه بررسی‌های ایزوتوپی، سیالات درگیر و مذاب‌های درگیر بیشتر نشان‌دهنده یک منشأ ماگمایی برای سیالات دما بالا در سامانه‌های پورفیری می‌باشند (برای مثال دیویدسون و سایرین ۲۰۰۵، هریس و سایرین ۲۰۰۸)، ولی مثال‌هایی وجود دارد که در آنها به نظر می‌رسد سیالات دارای منبع خارجی در تشکیل کانسنگ دخالت داشته‌اند (فریکن و سایرین ۲۰۰۵).

سیالات حاصل از ماگما در مدل اورتوماگمایی کلاسیک (بورنهام ۱۹۶۷، ۱۹۷۹، ویتنی ۱۹۸۴) حاوی آب، نمک‌ها، فلزات، و گوگردی هستند که طی جوشش ثانویه استخراج شده‌اند. نفوذی‌هایی که در سطوح بالای پوسته جایگزین شده و موجب اشباع‌شدگی و تفکیک مواد فرار گردیده‌اند. مکان جدایش فاز کلیدی نامشخص بوده، ممکن است از بخش‌های عمیق‌تر سطوح تبلور حاصل شده باشد (به خلاصه سینکلر ۲۰۰۷ مراجعه شود). تعدادی از سامانه‌های گرمابی شامل مخلوط‌هایی از سیالات ماگمایی و غیرماگمایی هستند. در حالی که انواع اخیر (غیرماگمایی) به بهترین نحوی در مراحل تأخیری فعالیت گرمابی نشان داده شده است، حداقل تعداد کمی سامانه شاهد واضح درگیر بودن دوره‌ای متناوب با سیالات ماگمایی و غیرماگمایی را نشان می‌دهند (برای مثال کارتن ۱۹۸۶). چنین سیالاتی با نفوذی‌های هم منشأ و سنگ‌های بالای خود واکنش داده و بعنوان یک نتیجه ممکن است سامانه‌های کانسار پورفیری مس (مولیدن، طلا) را تعدیل می‌کنند، ولی در بیشتر موارد سیالات بیشتر توزیع مجدد پیدا می‌کنند و اجزاء کانسنگ اضافی به سامانه وارد نمی‌کنند. در ادامه چگونگی منابع جبهه و پوسته همراه با مدل عمومی برای کانسارهای مس پورفیری با استفاده از کانسارهای جهانی انتخاب شده مشخص توزیع‌های فلز کانسنگ را توضیح می‌دهند و مورد تأکید قرار می‌گیرند.

(۱۹۹۹)، هرچند که یک فرایند مداوم هضم پیشرونده شامل ماگماهای مافیک که پوسته قاره‌ای را مورد نفوذ و واکنش قرار داده نیز پیشنهاد شده است (آنتونی و تیتلی ۱۹۸۸). در جنوب غرب آریزونا محتوای فلز و نسبت‌های کانسنگ / فاز در کانسارهای مس پورفیری ممکن است منعکس‌کننده ماهیت توالی‌های سنگ‌پی باشد (تیتلی ۲۰۰۱). بطور مشابه در مورد ماگماهای لارامید شمال مکزیکو تصور می‌شود واکنش ماگماها با سنگ‌های پی کنترل اساسی روی فلززایی سامانه‌های بزرگ پورفیری مس - مولیبدنیوم داشته است (والنسیا - مورنو و سایرین ۲۰۰۱، ۲۰۰۷). در این مورد سامانه‌های پورفیری که در زیر پوسته امریکای شمالی قرار دارند، همراه هستند و با کانسارهای مس، مولیبدن و تنگستن در حالیکه سایر توالی‌های سنگ پی جوانتر با کانسارهای مس - طلا همراه می‌باشند.

کانسارهای مس پورفیری در شمال ایران پیشنهاد می‌کنند که بیشتر فلزات و بخش مهمی از گوگرد از مذاب‌های مافیک تأمین شده‌اند که خود از یک منشأ ترکیب شده در مرز جبهه / پوسته پایین‌تر حاصل شده و بعد به درون ماگماهای دو رگه دارای ترکیب حدواسط که بوسیله فرایندهای نوع مش (MESH) بوجود آمده باز یافت می‌گردند (شفیعی و سایرین ۲۰۰۹).

کانسارهای مس پورفیری در جنوب آلتاید (Altaide) در بین چندین توالی توزیع شده‌اند که بوسیله مشارکت‌های پوسته پایینی و جبهه نوع ستیغ میان اقیانوسی (MORB) مشخص می‌گردد (چیاردا و سایرین ۲۰۰۶). سنگ پی منحصربه‌فرد یا مخزن پوسته‌ای وجود ندارد که مقادیر عظیمی طلا را در این کانسارها تأمین کند. در کانسار مس پورفیری تووو (Tuwoo) در غرب چین گوگرد از پوسته عمیق یا جبهه بالایی تأمین شده است (هان و سایرین ۲۰۰۶). در کمر بند مس پورفیری تووو - یاندونگ، پورفیری‌های پلاژیوگرانیت کانه‌دار به بازالت‌های ستیغ میان اقیانوسی بعنوان منبع عمده مس، طلا، آب و کلر اشاره دارند (ژانگ و سایرین ۲۰۰۶). در ناحیه دکسینگ (Dexing) واقع در جنوب چین برای پورفیری‌های آداکیتی همراه با یک محیط کششی تفسیر مشابهی پیشنهاد شده است (وانگ و سایرین ۲۰۰۶). برای عناصر کالکوفیل کانی‌زایی مس یک منشأ جبهه‌ای لازم است.

مقولات اصلی تولید ماگما در حواشی قاره‌ها اشاره دارد به فرایندهای چندگانه، چندمرحله‌ای که بصورت مدل ذوب‌شدگی، هضم، نگهداری و همگن‌شدگی (MESH) خلاصه شده است (هیلدرت و موربات ۱۹۸۸). فرایندهای هم‌مره با مدل مش (MESH) مسئول مشارکت‌های پوسته برای ماگماتسیم قوس آند بوده و به‌ویژه برای تأکید بر کنترل اساسی پی‌سنگ‌های ضخیم در تعیین مقدار فلز دارای منشأ غیرجبهه‌ای در کانسارهای پورفیری مفید هستند. یک توافق عمومی وجود دارد مبنی بر اینکه بخش بیشتر مس، طلا و عناصر گروه پلاتین در کانسارهای پورفیری برمی‌گردد به مذاب‌های مافیک، منابع پوسته پایین و جبهه‌ای و بخش بیشتر مولیبدن، تنگستن و قلع از منابع پوسته‌ای و احتمالاً تیغه در حال فرورانش حاصل شده‌اند (برای مثال سیدورف و سایرین ۲۰۰۵). تصور بر این است که ماهیت پوسته بالایی تأثیر کمی بر روی باروری ماگماهای قوس داشته ولی ممکن است تا حدی کنترل‌کننده نسبت‌های فلز کانسنگ باشد (کسلر ۱۹۷۳).

در کانسار آلتاینه و سایر کانسارهای واقع در شمال و مرکز شیلی مس و مولیبدن از استوک‌های مولد کانه‌زایی در نهایت از جبهه زیر آند حاصل می‌گردند که خود بوسیله فرورانش حجم کوچکی از رسوب پلاژیوک و آواری پوسته قاره‌ای فرسایش یافته از حاشیه قاره آلایش حاصل شده است (اشترن و اسکویوز ۱۹۹۵، ۲۰۰۵، ماتور و سایرین ۲۰۰۰). مس، مولیبدن، طلا، عناصر گروه پلاتین و اوسمیم از گوه جبهه و یا مواد فرورانش یافته به پوسته اضافه شده‌اند (سیلیتو ۱۹۷۲، هدنکوویست و ریچاردز ۱۹۹۸، رویز و ماتور ۱۹۹۹). در کانسار مس پورفیری لوس پلامبرز (Los Plambres) مقیاس کانه‌زایی را می‌توان بوسیله باز یافت فلزات همراه با فعالیت ماگمایی یک رشته نقطه داغ فرورانش یافته و همین‌طور مواد پوسته‌ای که بطور تکتونیکی وارد منطقه منبع شده‌اند توضیح داد (ریچ و سایرین ۲۰۰۳).

منبع سنگ‌های آذرین و فلزات کانسنگ در جنوب غرب آریزونا و شمال مکزیکو به ظاهر شامل سنگ‌های پی، سنگ‌های آذرین قدیمی‌تر و پوسته پایین‌تر می‌باشد. منابع قاره‌ای پایین‌تر ترکیبی مطلوب از سرب و سایر فلزات در استوک‌های مولد کانه‌زایی و کانسارهای مس پورفیری می‌باشند (بوس و سایرین

رسوب آواری قاره‌ای می‌باشد)، EMI (حاصل بازیافت گوه جبه‌ای به اضافه رسوب پلاژیک) (زیندلر و هارت ۱۹۸۶، دیکین ۲۰۰۵)، و انواع متعدد مشارکت‌های پوسته جا‌های دیگر شناسایی شده است. بنابراین عملکرد آداکت‌ها و منابع ماگمایی پیشنهاد شده آنها که شامل پوسته اقیانوسی، پوسته پایین‌تر متاسوماتیز شده، سنگ کره متاسوماتیز شده و پوسته مافیک پایین‌تر ورقه ورقه شده می‌باشد، نیز بطور قابل توجهی محدوده مخازن ممکن فلزی را که شامل کانسارهای مس پورفیری می‌باشد گسترش داده است. به علاوه ماهیت و تأثیر شیمیایی احتمالی شروع‌کننده‌های فرورانش کم‌زاویه (ستیع‌ها، دشت‌های اقیانوسی، رشته‌کوه‌های زیردریایی و غیره) که تصور می‌شود با فلزایی مس پورفیری همراه هستند با شناخت کمی به جای مانده است. تحقیق اخیر همچنین شناخت نسبت به موقعیت‌های تکتونیکی همراه با کانسارهای مس پورفیری را ارتقاء داده و دوباره نشان‌دهنده تفاوت‌ها با موقعیت حاشیه همگرای کلاسیک آند می‌باشد. برای مثال کمر بند تیس با یک ناحیه برخورد قاره-قاره (فرورانش یک صفحه قاره‌ای) همراه است. بنابراین داده‌های ژئوشیمیایی قابل توجهی وجود دارد که نشان می‌دهد تعدادی از پورفیری‌های آداکتی در آسیا با محیط کشتی همراه بوده و کانی‌زایی قابل توجه به پورفیری‌های گرانیتی سری کلک آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی مربوط می‌باشد که طی دوره استراحت بعد از برخورد بوجود آمده‌اند. در این نوشتار اینطور نتیجه‌گیری شده است که مدل مش (MESH) همراه با فرایندهای چندگانه آذرین که برای ژنز ماگما پیشنهاد شده و مجموعه متنوع موقعیت‌های تکتونیکی همراه با کانسارهای مس پورفیری این مطلب را پیشنهاد می‌کند که یک مدل فرورانش عمومی به اندازه کافی جامع نیست که مسئول تمام منابع ممکن فلزات همراه با کانسارهای مس پورفیری باشد.

انتقال شیمیایی و فرایندهای حامل

وفور شواهد زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی نشان داده که سامانه‌های مس پورفیری بطور اساسی اورتوماگمایی همراه با سامانه‌های گرمابی می‌باشد که در آنها سیالات حاصل از ماگما فلزات را حمل کرده و دگرسانی گرمابی همراه را بوجود آورده و

بنابراین ماگماهای آداکتی که از ذوب بخش پوسته پایینی ورقه ورقه شده حاصل شده‌اند و بعنوان منشأ تولید کانسارهای پورفیری مس-طلا، به احتمال قوی پیشنهاد شده است.

کانسارهای مس پورفیری (مولیدن، طلا) در فلات جنوب تایلند شامل پورفیری‌های گرانیتی کوهزایی تأخیری می‌باشند که از ذوب بخش پوسته اقیانوسی فرورانش یافته و اجزاء گوه جبه‌ای ایجاد شده‌اند (ژیاومینگ و سایرین ۲۰۰۷). محتمل‌ترین منبع فلزات ستیع‌های میان اقیانوسی اقیانوس هند با مشارکت رسوبات اقیانوس هند می‌باشد. کانسارهای مس پورفیری بزرگ در تبت (ژنگ و سایرین ۲۰۰۷) و استوک‌های نفوذی (مس، مولیدن و سایر فلزات) به ظاهر از یک منبع پوسته پایینی مافیک که متعلق به یک محیط پس از برخورد است تشکیل شده است (یانگ و سایرین ۲۰۰۸). در غرب یونان چین کانسارهای مس-طلایی پورفیری همراه با پورفیری‌های قلیایی همراه هستند که از ذوب بخشی از توده‌های بزرگ سنگ کره اقیانوسی و سنگ کره جبه‌بالایی حاصل شده‌اند (ژو و سایرین ۲۰۰۷).

یک بررسی منابع پیشنهاد شده فلزات همراه با کانسارهای مس پورفیری که در کوردیلرای امریکای شمالی و جنوبی قرار دارند و کانسارهای انتخاب شده محدوده‌های مس پورفیری عمده در جا‌های دیگر نشان داده که مدل عمومی مس پورفیری نمی‌تواند مسئول مشارکت منابع ایزوتوپ و فلزی باشد که به تازگی تعیین شده‌اند و تفاوت دارد با انواعی که بطور معمول با مناطق فرورانش حاشیه قاره‌ای درون مناطق پوسته قاره‌ای ضخیم شده وجود دارند. در مدل عمومی منابع فلزات در واژه‌های کلی به جبه و پوسته بعنوان منابع عمده نام برده شده است و این منابع به گوه جبه‌ای و یا مواد فرورانش یافته که شامل رسوب پلاژیک و آواری و پوسته قاره‌ای حاشیه قاره‌ها که بطور تکتونیکی فرسایش یافته اشاره می‌کند. نسبت دادن ژنز کلیه کانسارهای مس پورفیری که در این نوشتار توصیف شده‌اند به مدل کلاسیک آندی ساده‌سازی بیش از حد است. انواع اضافی جبه برای مثال منابع جبه بازیافت شده و غنی شده مانند HIMU (جبه‌ای که به وسیله سرب بشدت رادیوژنیک مشخص می‌گردد منعکس‌کننده بازیافت سنگ کره پوست اقیانوسی قدیمی است)، EMII (منعکس‌کننده مشارکت

شوری پایین)، همانطور که اغلب در سیالات درگیر مشاهده می‌گردد (اشکال M11, M12, M15).

تجزیه و تحلیل کمی عناصر فرعی در سیالات درگیر سامانه‌های مس پورفیری و مطالعات تجربی اخیر بر روی تأثیرات گوگرد بر تفکیک فاز در حالت بخار-سیال سامانه‌های ماگمایی-گرمایی (پوکرووسکی و سایرین ۲۰۰۸) در مجموع نشان داده که (۱) سیالات ماگمایی اولیه حاوی مقادیر افزایش یافته‌ای از فلزات شامل Cu, Fe, Zn, Pb و Mn بوده (۲) و اینکه جدایش فاز طی خروج مواد فرار یا بعد از آن از ماگما ممکن است منجر به غنی‌شدگی S, As, Au, Cu در فاز بخار دارای چگالی پایین شود، هرچند انتقال فلز بوسیله سیال آبدار نیز در انتقال و ته‌نشست مس در تعدادی از کانسارها مؤثر می‌باشد. این تجزیه و تحلیل همانطور که بوسیله هنلی و مک ناب (۱۹۷۸) پیشنهاد شده است نشان داده که یک فرایند بحرانی در توسعه سامانه‌های مس پورفیری اتفاق می‌افتد و در زمانی که سیالات ماگمایی صعود می‌کنند، به فازهای بخار و سیال تفکیک شده و سرد می‌گردند.

انتقال حرارت و فرایندهای حامل

در سامانه‌های پورفیری نیز مراکز نفوذی همرفت و انتقال افقی موجب توزیع مجدد حرارت حاصل از ماگماها می‌گردند. این فرایندها و نتایج آنها در برخی مقالات مورد بحث قرار گرفته‌اند (برای مثال کاتلز ۱۹۷۷، ۱۹۸۱، ۱۹۹۷، نورتون ۱۹۸۲، هانسون ۱۹۹۶). بجز موقعیت‌هایی که بطور غیرعادی تراوایی بالایی دارند (بطور مثال مراکز در حال گسترش)، بیشتر حرارت ماگمایی بوسیله رسانش از دست رفته انتقال رسانایی حرارت منجر به تأثیرات دگرگونی مجاورتی دارای توزیع یکنواخت می‌گردد (اینوادی و سایرین ۱۹۸۱، بارتون، ایلچیک و ماریکوس ۱۹۹۱). در سنگ‌های میزبان واکنش‌پذیر این تغییرات حرارتی تغییراتی را در سنگ‌ها اعمال می‌کنند که فراهم‌کننده راهنمایی برای اندازه و موقعیت مراکز نفوذی هستند (به بخش D "واکنش‌های سنگ‌های دگرگونی" مراجعه شود).

انتقال حرارت بوسیله شار (advective) و توسط سیالات آبدار خارج شده از حجره ماگمایی و در صورت کافی بودن

شکستگی‌های دارای ژنز یکسان (consanguineous) را ایجاد نموده است (برای مثال بورنهام ۱۹۶۷، ۱۹۷۹، ویتنی ۱۹۸۴). جایگزینی و تکامل بعدی توده‌های ماگمای آبدار در پوسته بالایی اگر لازم باشد بوسیله جدایش و صعود مواد فرار ماگما زمانی که توده‌های نفوذی متبلور می‌شوند دنبال می‌گردد. فوق اشباع شدن و جدایش فاز فرار می‌تواند بوسیله انواعی از مکانسیم‌ها شامل تبلور و یا اشباع بوسیله کاهش فشار در یک ستون ماگمای در حال همرفتی اتفاق بیفتد.

جدایش فاز سیال از ماگماهای مس پورفیری فلزات، گوگرد و سایر لیگاندها را تفکیک نموده، ته‌نشست کانی سولفید را کنترل می‌کند و از تغییرات چگالی و درجه عدم امتزاج سیالات شور حاصل می‌گردند (برای مثال کاندلا و پیکولی ۱۹۹۵، کاندلا ۱۹۹۷، هاینریش ۲۰۰۷). نزدیک به دماهای ماگمایی، سیالات حاصل از بیشتر ماگماهای دارای عمق بیش از ۵ کیلومتری فوق بحرانی بوده و دارای شوری‌های متوسط می‌باشند (نقطه A در شکل Q1)، با کاهش فشار این سیالات تبدیل به یک شوراب دارای شوری بالا و یک بخار دارای شوری پایین‌تر تفکیک می‌گردند (نقطه B شکل Q1، هنلی و مک ناب ۱۹۷۸، کلاین و بودنار ۱۹۹۱، فورنیر ۱۹۹۹). چون تشکیل کانسارهای پورفیری نیازمند عبور مقدار قابل توجهی سیال است یک مکانسیم متمرکزکننده لازم است. همانطور که از خیلی وقت پیش شناخته شده، این تمرکز رأس (کلاهک) حجره‌های ماگمایی می‌باشد هرچند که این مراکز بندرت با ساختارهای آتشفشانی مرکزی منطبق می‌باشند (برای مثال پروفیت ۲۰۰۳، ۲۰۰۹، سیدورف و سایرین ۲۰۰۵، ۲۰۰۸)؛ سایرین اینطور پیشنهاد کرده‌اند که کنترل‌های ساختاری ممکن است جریان سیال و همینطور ماگماتیسیم پوسته بالایی را متمرکز سازند (برای مثال هایلدنبرند و سایرین ۲۰۰۱، درو ۲۰۰۶، برگر و سایرین ۲۰۰۸).

در سامانه‌های پورفیری سیالات آبدار شور ممکن است شکل سیالات فوق بحرانی دارای شوری متوسط، شوراب‌های دارای چگالی بالا و بخارات دارای چگالی پایین را بخود بگیرند (به بخش M "ترمومتری و ژئوشیمی سیالات درگیر" مراجعه شود). در فشارهای پایین (زیر حدود ۱۴۰۰ بار) دو سیال آبدار می‌تواند باهم وجود داشته باشند (شوراب دارای شوری بالا و بخار دارای

دارای دو برابر محتوای حرارت ماگماهای فلسیک هستند). رسانش ماگمایی می‌تواند منجر به سرد شدن تا حدی سریع شده و موجب مخلوط‌شدگی، توزیع مجدد اجزاء ماگمایی و انتقال سیالات آبدار خارج شده در مناطق بالاتر حجره‌های ماگما می‌گردد.

مقیاس زمانی

انتقال حرارت محدودیتی بر روی دوره مراکز ماگمایی منفرد که مربوط به پورفیری هستند ایجاد می‌نماید. قانون کلیدی مفید این است که مقیاس زمان برای سرد شدن یک توده داغ بوسیله همرفت با ریشه کوچکترین فاصله نماینده آن (برای مثال شعاع یک استوانه و یا نیمه‌ضخامت یک دایک، کارسلو و جگر ۱۹۵۹) افزایش پیدا می‌کند. برای مواد زمین‌شناسی در سامانه‌های پورفیری زمان (بصورت سال) در حدود $a^2/30$ می‌باشد که در آن a فاصله مشخص بصورت متر می‌باشد. بنابراین یک دایک با ضخامت ۲۰۰ متر ($a=100$) در حدود ۳۰۰ سال تا کسری از دمای اولیه خود سرد شده و در حدود ۱۰۰۰ سال کم و بیش در حد دماهای زمین‌های اطراف سرد می‌شود. بطور مشابه یک توده نفوذی با قطر ۱۰ کیلومتر ($a=5$ Km) احتمالاً بیشتر حرارت آن از طریق قله توده افت پیدا می‌کند) در حدود ۱ میلیون سال سرد شده و در زمانی که بطور قابل توجه کمتر است تا دمای انجماد خود سرد می‌گردد. این زمان‌ها مشابه زمان‌هایی است که برای تکامل حجره‌های ماگمای مربوط به پورفیری استنتاج شده است مانند باتولیت یرینگتون (دیلز و رایت ۱۹۸۸)، و سامانه‌های چندگانه در آریزونا (سیدورف ۲۰۰۹). تخلیه ماگما می‌تواند یک ناهنجاری حرارتی را طولانی کند، هرچند شارهای مورد نیاز برای حفظ حجره‌های ماگمای فلسیک در پوسته بالایی غیرواقعی می‌باشند (بارتون و هانسون ۱۹۸۹). کاتلز (۱۹۸۱) نشان داده که چگونه سرد شدن همرفتی می‌تواند تاحدی سریع‌تر عمل کند و نسبت به یک فاصله مشخص حالت خطی دارد (تا اینکه حالت سهمی داشته باشد). در حالت دیگر این تجزیه و تحلیل‌ها نشان می‌دهد که مقیاس‌های زمان سردشدگی کاملاً سریع بوده، با شاهد تعدادی از مراکز آتشفشانی عهد حاضر و سامانه‌های گرمایی برای مقیاس‌های چندصد تا چند میلیون سال یا کمتر سازگار است.

تراوایی بوسیله سیالات خارجی با چرخش درون هاله‌های حرارتی ماگماها انجام می‌گیرد. اگرچه آب دارای ظرفیت حرارتی در حدود چهار برابر سنگ است، حجم حرارتی که بوسیله سیالات توزیع مجدد پیدا می‌کند بطور معمول نسبت به انتقال حرارت همرفتی جزئی می‌باشد. این انتقال حرارت تنها در مناطق دارای شارهای بالا و پایدار سیال به‌ویژه در مناطق فراچاهنده بالای قله‌ها یا لبه توده‌های نفوذی و یا در مناطق شدت تراوا غالب می‌گردد. چنین ناهنجاری‌های حرارتی بطورتجربی مورد توجه قرار گرفته (برای مثال پارمنتیر و شدل ۱۹۸۱، هانسون ۱۹۹۶) و در سامانه‌های زمین گرمایی ایجاد شده بوسیله توده‌های آذرین عهد حاضر بخوبی سندیت پیدا کرده‌اند (برای مثال هنلی و الیس ۱۹۸۳، فورنیر ۱۹۸۹، آرنورسون ۱۹۹۵). شاهد اصلی برای این نوع انتقال حرارت از حجم‌های بالا و اشکال مجموعه‌های دگرسانی گرمایی حرارت بالا در اطراف کانسارها حاصل شده است، در صورتی که دماهای بالا تنها به رسانش ربط داده شوند نفوذی‌های مجاور دارای حجم‌ها و اشکالی نیستند که بتوانند مسئول توده و اشکال مجموعه‌های دگرسانی دما بالا باشند. بنابراین انتظار می‌رود که این الگوی دگرسانی توزیع متمرکز تراوایی را به دلیل آب‌شکست‌های حاصل از سیالات ماگمایی ایجاد نماید (به کنترل‌کننده‌های تراوایی و جریان سیال" مراجعه شود). جدا از تعیین مکان دگرسانی دما بالا شاهد دیگر برای توره‌های دما بالای ایجاد شده بوسیله سیال در سامانه‌های قدیمی بطور مخفی باقیمانده است. برخلاف میدان‌های زمین گرمایی عهد حاضر جایی که اندازه‌گیری‌های مستقیم نشان‌دهنده تأثیر عمده انتقال حرارت بوسیله شار (advective) در ساختار حرارتی است. (برای مثال منطقه آتشفشانی توپو (Taupo) در نیوزیلند، هنلی و الیس ۱۹۸۳، هدنکوئیست ۱۹۹۰).

سایر فاکتورها می‌توانند بودجه‌های حرارتی و مقیاس انتقال حرارت را تحت تأثیر قرار دهند ولی بطور عمده تأثیر آنها جزئی می‌باشد. برای مثال حرارت‌های واکنش، فرایندهای آدیاباتیک و حرارت‌های پنهان بطور قابل توجهی متغیر هستند ولی تنها حرارت‌های پنهان تبلور با دماهای جایگزینی منجر به اختلاف‌هایی می‌گردد که بطور معمول تشخیص داده شده‌اند (ماگماهای مافیک

شیب‌های فشار در مدت تشکیل سامانه مس پورفیری

فشارها (و بطور معمول تر تنش‌ها) تا حد زیادی طی تشکیل سامانه‌های مس پورفیری هم در سنگ‌های میزبان و هم در سیالات کانه‌زا تغییر می‌کنند. فشارها در مدت تکامل سامانه‌های مس پورفیری بوسیله فعل و انفعال بین (۱) شیب‌های لیتواستاتیک، منعکس‌کننده وزن سنگ‌های بالایی (۲) شیب‌های هیدروستاتیک در سامانه‌های هیدرولوژیکی که به سطح راه دارند و (۳) مشارکت‌های فعال مربوط به جایگزینی ماگما، آزاد شدن سیال و تکامل ساختارهای حرارتی و تراوایی کنترل می‌گردند (برای مثال کاتلز ۱۹۸۱، هانسون ۱۹۹۶، فورنیر ۱۹۹۹). پیچیدگی‌های حاصل از فشارهای بیش از حد و تنش‌های انحرافی ایجاد شده بوسیله خود ماگماها بوجود آمده، منعکس‌کننده تأثیر تزریق پیوسته یا مکرر ماگما، تولید سیال از ماگماها و واکنش‌های دگرگونی، ناهمگنی در ساختار تراوایی، اجزاء فراگیر اعمال شده بوسیله رژیم تنش ناحیه‌ای و تناوب بارگذاری - برداشت بار در سطح زمین است، همانطور که در سامانه‌های آتشفشانی فعال معمول می‌باشد (به بخش: "کنترل‌کننده‌های تراوایی و جریان سیال" مراجعه شود).

به بیان ساده فشارهای سیال در مجاورت حجره‌های ماگمایی نزدیک به لیتواستاتیک بوده، زمانیکه شخصی از بالای مکان ماگماتیسیم و بطور جانبی دور از آن به سمت مناطق دما پایین‌تر حرکت کنیم فشارها به نزدیک هیدروستاتیک کاهش می‌یابند (برای مثال فورنیر ۱۹۹۹). جدایش مواد فرار ماگمایی (جوشش ثانویه) به دلیل افزایش زیاد در کل حجم مقادیر قابل توجهی انرژی مکانیکی آزاد می‌کنند. این آزادسازی انرژی فشارهای بالایی بوجود می‌آورد که بطور معمول منجر به شکست مواد اطراف سنگی و در نرخ‌های بالای تغییر شکل موجب شکستگی خود ماگماها می‌گردند (برای مثال بورنهام و اوهموتو ۱۹۸۰). همچنین تزریق ماگمای جدید به درون یک سامانه گرمایی موجود می‌تواند فشارهای بیش از حد و برشی شدن را بوجود آورد و با فرایندهای فراتیک (phertic) قابل قیاس است. شاهد نوسانات تکراری فشار را می‌توان در روابط زمین‌شناسی بین برش‌ها، سامانه‌های شکستگی و فازهای نفوذی دید (به بخش: "کنترل‌کننده‌های تراوایی و جریان سیال" مراجعه شود). این وضعیت را می‌توان در شکستگی‌های گرمایی به‌ویژه در جایی که

تناوب در سامانه‌های پورفیری توسعه پیدا کرده آشکار ساخت (برای مثال یرینگتون در آل‌سالوادور، به سیدورف و سایرین ۲۰۰۵ مراجعه شود). در موارد استثنایی مانند کانسار یرینگتون (کارتن ۱۹۸۶) فشارهای سیالات بطور آشکار بین مافوق لیتواستاتیک (آب‌شکست‌های ایجاد شده بوسیله ماگما) و هیدروستاتیک (ورود شوراب‌های خارجی) چندین بار نوسان پیدا می‌کنند.

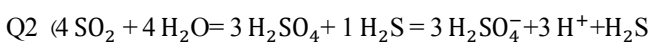
بطور معمول فشارهای سیال در جهت (۱) اختلاف‌های سیال - چگالی اعمال شده بوسیله حرارت (۲) فشارهای بیش از حد حاصل از گرم شدن آب‌های خلل و فرجی و (۳) تولید سیال محلی از ماگماها و تولید سیال دگرگونی بطور قابل توجهی متغیر می‌باشند (هانسون ۱۹۹۶). سایر عوامل مانند اختلاف‌های موجود در شوری سیال (به دلیل فرایندهای مخلوط‌شدگی و عدم مخلوط شدن) نیز می‌تواند مشارکت داشته باشد. این شیب‌های فشار موجب رانده شدن سیال شده و اگر به اندازه کافی بالا باشند می‌توانند تراوایی مربوط به خود را ایجاد نموده و افزایش دهند. یک استنباط از داشتن تعدادی بیش فرض این است که سیال می‌تواند کاملاً پیچیده بوده و بطور قابل توجهی با زمان تغییر کند. برای مثال تحت برخی میدان‌های تنش (و جهت‌یابی‌های شکستگی بعدی) سیالات ماگمایی می‌توانند به طرف پایین و خارج منابع ماگمایی بیرون رانده شوند، همانطور که به بهترین نحو در سامانه‌های مولیبدن پورفیری نشان داده شده است (برای مثال کارتن و سایرین ۱۹۸۸). فشار مانند دما تعادل کانی - سیال را کنترل کرده و بنابراین شیب‌های فشار بخشی از آن چیزی است که ته‌نشست یا انحلال کانی‌های گرمایی را اداره می‌کند. داده‌های تجربی و آزمایشگاهی نشان می‌دهند که تغییرات فشار تأثیر کمتری دارد (برای مثال هملی و هانت ۱۹۹۲، سیدورف و سایرین ۲۰۰۵). بنابراین مسیرهای آدیاباتیک (افت فشار بدون تبادل حرارتی عمده) ممکن است مواردی را توضیح دهد که دسته رگه‌های زیر کانسارهای پورفیری فاقد فلزات قابل توجه می‌باشند (برای مثال کانسار بینگهام یوتا، رد‌موند و سایرین ۲۰۰۴، کانسارهای ری، سیریتا - اسپرانزا، میامی اینسپیراژن در آریزونا، سیدورف و سایرین ۲۰۰۸).

به دست‌آوردن مدرک مستقیم شیب‌های فشار در محیط مس پورفیری با ماهیت ابزارهای داده شده و مقیاس‌های به نسبت کوتاه

سیالات در دماهای متوسط تا پایین بطور اساسی بوسیله دگرسانی فلدسپات تا سرسیت و کانی‌های رسی ایجاد می‌گردند.

در مرحله دوم تجزیه کانی‌های آهن و منیزیم‌دار در سنگ‌های دیواره بوسیله واکنش با سیالات گرمابی موجب افزایش pH شده و Fe^{+2} برای سیال فراهم می‌کند. واکنش اصلی از این نوع در دمای بالا تبدیل هورنبلند یا پروکسن آذرین به بیوتیت گرمابی است. این واکنش K^+ و H^+ مصرف نموده و Fe^{+2} به درون سیال آزاد می‌کنند (به بریمهال و سایرین ۱۹۸۵ مراجعه شود). بنابراین Fe^{+2} اضافی که به سیال افزوده شده تمایل دارد به اینکه واکنش (معادله ۱) را به سمت راست پیش برده و کالکوپیریت رسوب دهد. این تأثیر کمک می‌کند به توضیح اینکه چرا سنگ‌های غنی از کانی‌های آهن و منیزیم‌دار دارای درصدهای بالاتر سولفید مس-آهن و عیارهای بالاتر مس است، برای مثال عیارهای بالا در دایک‌های دیابازی و سنگ‌های میزبان آندزیتی در مقایسه با گرانیت میزبان کانسار ری (Ray) در لوس پوبرز آریزونا (لانگتون و ویلیامز ۱۹۸۲). این مطلب همچنین توضیح می‌دهد که چرا سولفیدهای مس-آهن که در سنگ‌های میزبان گرانیتوئیدی پراکنده هستند بطور عمومی در محل کانی‌های آهن و منیزیم‌دار دگرسان شده با بیوتیت گرمابی همراه می‌باشند.

در مرحله سوم واکنش بالا کنترل شدید گوگرد در سیال را نشان می‌دهد. در دماهای بالا سیالات ماگمایی-گرمابی دارای SO_2 بیشتر از H_2S می‌باشد (به اینوادی و سایرین ۲۰۰۳، فیلد و سایرین ۲۰۰۵، چامبرفورت و سایرین ۲۰۰۸ مراجعه شود). همین که سیالات ماگمایی-گرمابی سرد شدند تناسب دی‌اکسید گوگرد بوسیله واکنش با آب به هم می‌ریزد (هلند ۱۹۶۵):

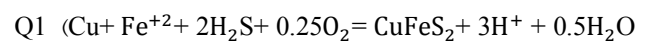


سولفید هیدروژن ایجاد شد بوسیله این واکنش اجازه می‌دهد سولفیدهای مس-آهن رسوب پیدا کنند. اوهموتو و ری (۱۹۷۹) اشاره کردند که این واکنش در دمای ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد طرفدار SO_2 بوده ولی طی سرد شدن تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد طرفدار اسید سولفوریک و سولفید هیدروژن است. این واکنش همچنین تابعی است از فشار طوریکه سولفید هیدروژن تولید شده در

مدت (چند کیلومتری) مشکل است. دما-فشارسنجی براساس کانی بندرت دقت‌های بیش از ۰/۵ کیلومتر، معادل حدود ۲ کیلومتر عمق را بدست داده است. تخمین‌های چینه‌نگاری می‌توانند دقیق‌تر باشند. اما موقعیت سطح قدیمی بندرت کاملاً شناخته شده است، بنابراین موقعیت سطح قدیمی ممکن است طی دوران حیات یک سامانه گرمابی بطور قابل توجهی تغییر پیدا کند (برای مثال بوسیله رشد یا تخریب یک مجرای آشفشانی در صورتی که دماها بخوبی محدود شده باشند و یا در صورتی که سیالات (غیرمعمول) دارای چگالی بالا و پایین (شوراب یا بخار) که بطور واضح هم منشأ هستند وجود داشته باشند سیالات درگیر می‌توانند تخمین‌های دمایی دقیقی بدست دهند.

واکنش سنگ دیواره و فرایندهای ته‌نشست کانسنگ-کانی

ته‌نشست کانی سولفید مس-آهن بطور عمده بوسیله دما، در دسترس بودن گوگرد و pH کنترل می‌گردد. همانطور که بوسیله هملی و سایرین (۱۹۹۲) نشان داده شده جایی که که گوگرد وجود دارد کاهش دما منجر به ته‌نشست سولفید با تأثیر کم فشار می‌گردد. واکنش ته‌نشست سولفید مس اصلی به این صورت است:



این واکنش می‌تواند برای درک توزیع کانی‌های سولفید مس-آهن استفاده گردد. ابتدا شرایط pH پایین (اسیدی) تمایل به حفظ مس در محلول دارند، بنابراین در سیالات دارای pH پایین که دگرسانی‌های سرسیتی شدید و آرژیلیک پیشرفته را بوجود می‌آورند. دمایی که در آن کالکوپیریت و یا سایر کانی‌های سولفید مس-آهن رسوب می‌کنند با توجه به محیط خنثی‌تر دگرسانی پتاسیک افت پیدا کرده است. برای مثال در کانسار بیوت دگرسانی پتاسیک در دماهای ۶۵۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد حاوی کالکوپیریت است، در حالیکه دگرسانی سرسیتی در دماهای ۴۵۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد فاقد سولفید مس-آهن زیادی بوده و مناطق رگه آرژیلیک پیشرفته مرحله اصلی بیشتر سولفیدهای مس را در حدود دماهای ۳۵۰ تا ۲۵۰ درجه بوجود می‌آورند (راسک، رید و دیلز ۲۰۰۸، راسک، میلر و رید ۲۰۰۸). واکنش‌های سنگ دیواره

ظاهراً سیلیس آزاد شده بوسیله هیدرولیز منبع بیشتر کوارتز موجود در رگه‌های D در مناطق دگرسانی سرسیتی و آرژیلیک پیشرفته تشکیل شده در دماهای کمتر از ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد، منبع بیشتر کوارتز اضافه شده در منطقه کوارتز توده‌ای و مناطق کوارتز آلونیت محیط گرمابی می‌باشد.

انیدریت و کلسیت کانی‌های عمده رگه در دگرسانی پتاسیک و برخی انواع دیگر از دگرسانی‌ها می‌باشند. سیالات ماگمایی-گرمابی اسیدها و کربنات را تأمین نموده و کلسیت بطور عمده بوسیله واکنش‌های هیدرولیتیک که سیلیکات‌های آهن و منیزیم دار کلسیم را جزء آنورتیتی پلاژیوکلاز را تخریب می‌نمایند تأمین می‌گردد. سیالات همچنان ممکن است سیالات غیرماگمایی کربنات را فراهم نمایند. واکنش (۳) تمایل دارد در دمای کمتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد ایجاد شده، و حلالیت‌های انیدریت در دمای نزدیک به ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد به حداقل برسد. بنابراین این دما بطور معمول با حداکثر ته‌نشست رگه انیدریت همراه است. کلسیت محدوده دمای وسیع‌تری داشته و در رگه‌های دمابالایی همراه با دگرسانی پتاسیک، در بخش دور رگه‌های D با حاشیه‌های سرسیتی و در برخی مناطق پروپیلیتیک معمول است. اپیدوت که یک کانی معمول در دگرسانی پروپیلیتیک و دگرسانی سدیک - کلسیک (جایی که گاهی با اکتینولایت همراه است) در دمای کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد جایی که جزء آنورتیت پلاژیوکلاز تجزیه شده و کانی‌های گروه اپیدوت را تشکیل می‌دهد می‌باشد.

R. رهیافت‌های اکتشاف مس پورفیری و ارزیابی منبع

ارزیابی‌های اکتشاف و منبع یک نقطه تمرکز مشترک دارند- شناسایی منابع معدنی یا احتمال وجود منابع معدنی- ولی رهیافت‌ها و وسایل مختلفی برای رسیدن به این اهداف در اختیار دارند. بسته به گروهی که کار ارزیابی را انجام می‌دهد اهداف ارزیابی منابع با هم تفاوت دارند. دولت‌ها این ارزیابی‌ها را برای اهداف مختلفی بکار می‌برند، شامل: شناسایی توالی مولد بعنوان کمکی به گروه‌های اکتشافی (پی‌جوه‌های منفرد تا گروه‌های بزرگ)، بعنوان راهی برای ارزیابی پتانسیل معدنی کشور برای اهداف استراتژیک شامل اینکه آیا کشور به منابع خارجی کانی‌های مهم و استراتژیک وابسته هست یا

دماهای بالاتر در محیط‌های عمیق‌تر تولید شده و در دماهای پایین‌تر در محیط‌های کم عمق‌تری تولید می‌گردد (فیلد و سایرین ۲۰۰۵). بعلاوه واکنش اسید سولفوریک با سیلیکات‌های آهن و منیزیم دار سنگ دیواره مقداری سولفات را به دی‌سولفید احیاء می‌کند (اوهموتو ۱۹۷۲، فیلد و سایرین ۲۰۰۵). بنابراین کانی‌های سولفید مس- آهن تمایل دارند به اینکه از ۵۵۰ درجه تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد ته‌نشست پیدا کنند (هملی و سایرین ۱۹۹۲).

به نظر می‌رسد که طلا بصورت بی‌سولفید یا کمپلکس گوگرد منتقل شده و جایی که گوگرد طی ته‌نشست کانی سولفید مس- آهن از سیال خارج می‌گردد، طلا نیز ته‌نشست پیدا کند (ویلیامز- جونز و هاینریش ۲۰۰۵) و بصورت محلول جامد وارد بورنیت و با احتمال کمتر وارد کالکوپیریت شود و یا بصورت طلای خالص رسوب پیدا می‌کند (به بالانتین و سایرین ۱۹۹۷، کسلر و سایرین ۲۰۰۲ مراجعه شود). مطالعات تجربی اخیر پیشنهاد می‌کنند که مولبدن بصورت کمپلکس هیدروکسید مولبدن در دمای بالا منتقل شود (اولریش و ماوروزنز ۲۰۰۸). بنابراین محتوای افزایش یافته سولفید هیدروژن و شرایط اسیدی‌تر سیال با محتوای هیدروکسید واکنش داده، موجب احیاء آن می‌شود و تمایل به ته‌نشست مولبدنیت (MoS_2) دارد. بیشتر مولبدنیت بطور معمول در رگه‌های کوارتز- مولبدنیت یافت می‌گردد که بعد از تشکیل رگه‌های اصلی سولفید مس- آهن در منطقه دگرسانی پتاسیک تشکیل می‌شوند، بنابراین بیشترین عیارهای مولبدن و مس بطور معمول دارای هم‌مکانی نبوده و در تعدادی از موارد مولبدنیت در اعماق تا حدی بیشتر متمرکز شده و در دماهای تا حدی بالاتر نسبت به مس تشکیل می‌گردد (راسک، رید و دیلز ۲۰۰۸).

ارتباط بین دگرسانی، باطله و کانی‌زایی رگه

کوارتز، انیدریت و کلسیت کانی‌های باطله عمده در رگه‌های گرمابی بوده و ته‌نشست آنها بوسیله روابط حلالیت و واکنش‌های سنگ دیواره ایجاد می‌گردد. حلالیت سیلیس بجز در منطقه قهقرایی که قبلاً عنوان شد، با افت دما و فشار کاهش پیدا کرده و رگه‌های نوع A و AB را بوجود می‌آورد (فورنیر ۱۹۹۹) سیلیس اضافی بوسیله واکنش‌های هیدرولیز فلدسپات مانند واکنش زیر آزاد می‌گردد:



راهنماهای اکتشافی است (به گاروین ۲۰۰۲ شکل شماره ۱۸ نیز مراجعه شود). تمام کانسارهای ارائه شده در یک سامانه منفرد وجود ندارند، و هدف از مدل ارائه یک سامانه مس پورفیری خاص نیست. کانی‌شناسی مناطق دگرسانی در جدول GI ارائه شده است. بیشتر داده‌های استفاده شده برای بازسازی نیمرخ‌ها منتشر شده است ولی این داده‌ها در یک متن اکتشافی جمع‌آوری نشده است.

در ۱۰ سال اخیر بیشتر اکتشافات کانسارهای عمده در جاهایی انجام گرفته که خود کانسارهای فاقد رخنمون می‌باشند و شاهد وجود سامانه‌های کانه‌دار غیرمستقیم بوده‌اند (برای مثال برای کانسارهای مس پورفیری: رولوشن، آریزونا؛ اویو تولگویی، مغولستان؛ اسپنس، گای و توکی شیلی). در مناطقی که بشدت در آنها اکتشاف صورت گرفته است مانند ایالات متحد تمام اکتشافات آتی پنهان خواهند بود. همین که اکتشاف بطور فزاینده‌ای در جهت زمین پتانسیل‌دار زیرپوشش قبل و بعد از کانی‌زایی انجام می‌گیرد تشخیص شیب‌ها در سامانه‌های مس پورفیری تبدیل به یک مقوله مهم برنامه‌های اکتشافی خواهد شد. زمین‌شناسان اکتشافی لازم دارند تا سامانه‌های پنهان یا دارای رخنمون ضعیف را شناسایی نموده و از شیب‌ها برای تعیین جهت مراکز سامانه‌ها و برای اکتشاف کانسارهای مس پورفیری قابل معدنکاری استفاده کنند. هرچند که یک نقطه شروع مانند یک رخنمون، یک گمانه حفر شده، ناهنجاری شیمیایی و یا فیزیکی برای بکار بردن خصوصیات و شیب‌های موجود در شکل مورد نیاز است، RI. تحقیق اضافی برای گسترش توانایی زمین‌شناس اکتشافی لازم است تا سامانه‌ها را بوسیله راهنماهایی فراتر از رخنمون یافت شده تشخیص دهند. خصوصیات کانسارهای مس پورفیری که ممکن است شیب‌های مفید برای اکتشاف و ارزیابی مس پورفیری را توصیف کنند (مشخصات موجود در شکل RI) و روش‌های جمع‌آوری داده‌های شیب بطور خلاصه در زیر با مثال توصیف شده است.

خصوصیات هیپوژن کانسارهای مس پورفیری و شیب‌های درون سامانه‌های مس پورفیری

نقشه برداری انواع سنگ‌ها، ساختار، کانی‌های گرمایی و منطقه‌بندی شناسایی و نقشه‌برداری روابط مکانی بین مجموعه‌های گرمایی

نه؟ و برنامه‌ریزی برای کاربری زمین جهت کاربردهای چندگانه شامل اکتشاف و توسعه کانی برای اهدافی به غیر از توسعه معدنی. هدف اکتشاف کانی کشف کانساری است که پتانسیل اقتصادی داشته باشد. در برنامه‌ریزی برای اکتشاف کانسار زمانی که گروه‌های اکتشافی درباره ارزش بودن یک ناحیه تصمیم‌گیری می‌کنند دو رهیافت با هم انطباق پیدا می‌کنند.

در اکتشاف یک نفر بطور معمول تمام سیماهای زمین‌شناسی اعم از اولیه، ثانویه و سوپرژن را در مواد که بطور فیزیکی و شیمیایی قابل درک می‌باشند بکار می‌برد. بنابراین شاهد سوپرژن سولفیدهای اولیه (یا غنی شده) می‌تواند به اندازه تشخیص فراوانی رگه و الگوهای دگرسانی گرمایی اهمیت داشته باشد. به عبارت دیگر ارزیابی با فاز انتخاب موارد داشته و به درک احتمال وجود یک سامانه مس پورفیری بستگی دارد که بطور کامل آزمایش نشده است. ارزیابی‌ها بطور معمول وابسته به داده‌های موجود است. اکتشاف از داده‌های موجود استفاده نموده و مادامی که فرایند اکتشاف بطور فزاینده به طرف مکان‌های خاص پیش می‌رود داده‌های جدیدی بدست می‌دهد.

در نهایت تنها راه برای تعیین پتانسیل کانی یک ناحیه اکتشاف آن است. در ادامه تعدادی مثال وجود دارد از منطقه‌ای که تنها بعد از چندین بار تلاش بوسیله گروه‌های اکتشافی مشابه یا جدید که روش جدیدی را بکار بردند یک اکتشاف جدید صورت گرفته است. یک یا چند پروژه اکتشافی ناکام در یک ناحیه به این معنی نیست که پتانسیل اکتشافی دیگر وجود ندارد و چندین تلاش اکتشافی قبلی ممکن است نشان‌دهنده پتانسیل عمده در یک موقعیت زمین‌شناسی باشد و بطور معمول پیچیده یا بطور ساده غیرمعمول است.

جروم (۱۹۶۶) اولین مدل اکتشافی برای کانسارهای مس پورفیری را منتشر نمود. نمودار جروم نشان‌دهنده تعداد زیادی از سیماهایی است که هنوز برای اکتشاف سامانه‌های مس پورفیری مفید می‌باشند، هرچند که این مدل مربوط به قبل از اکثر مدل‌های کانسار مس پورفیری فعلی می‌باشد. فرم ارائه جروم اساس شکل RI می‌باشد، مدلی برای سامانه مس پورفیری که نشان‌دهنده توزیع و انواع کانسارها، سنگ‌ها و مناطق دگرسانی در سامانه‌های مس پورفیری و نیمرخ‌های جانبی بخش‌های سامانه می‌باشد که شامل

نازک با یک میکروسکوپ استاندارد پتروگرافی منطقه‌بندی مجموعه‌های سیالات درگیر و تخمین‌های کلی میزان فرسایش قابل تعیین می‌باشند. تخمین فشار بدام افتادن سیال برای تخمین فرسایش نیازمند میکروترموتری و تجهیزات تا حدی تخصصی می‌باشد (بخش M "خصوصیات ژئوشیمیایی"). هرگونه تفسیر خصوصیات سیال درگیر باید درون متن سایر داده‌ها انجام گیرد.

با وجود این منطقه‌بندی سیال درگیر براساس نسبت‌های فاز و وجود یا عدم وجود هالیت باید با احتیاط تفسیر گردد، زیرا (۱) ظاهر سیالات درگیر در دمای اتاق بسته به ترکیبات سیال درگیر، رژیم فشار-دما در زمان بدام افتادن و تعدیل‌های بعد از بدام افتادن می‌تواند بشدت متغیر باشد؛ (۲) نسل‌های متعدد سیال درگیر درون نمونه دستی از هر سامانه مس پورفیری یافت شده و بررسی پتروگرافی و انطباق پارائنز از مشکل تا مبهم متغیر می‌باشد؛ (۳) اشباع از هالیت طی تکامل سیال در سامانه‌های فاقد کانه‌زایی ماگمایی - گرمابی اتفاق می‌افتد؛ و (۴) فشار طی جایگزینی ماگما و آزادشدن فشار در اعماق کم جایگزینی بیشتر کانسارهای مس پورفیری (اغلب ۶ کیلومتری یا بیشتر) از لیتواستاتیک تا هیدرواستاتیک در نوسان می‌باشد. بنابراین تخمین عمق و فرسایش اغلب کار مشکلی است.

شیب‌های حرارتی ممکن است بخوبی در سامانه‌های مس پورفیری توصیف شده باشند (بالانتین ۱۹۸۱، گری بیل و سایرین ۲۰۰۷) با دماهایی که به طرف داخل بسمت یک مرکز کانی‌زایی دارای پتانسیل مس افزایش می‌یابند. تعیین شیب‌های حرارتی از جمعیت‌های سیال درگیر نیازمند تجهیزات میکروترموتری و یک میکروسکوپ پتروگرافی مجهز به عدسی‌های دارای بزرگ‌نمایی بالا می‌باشد.

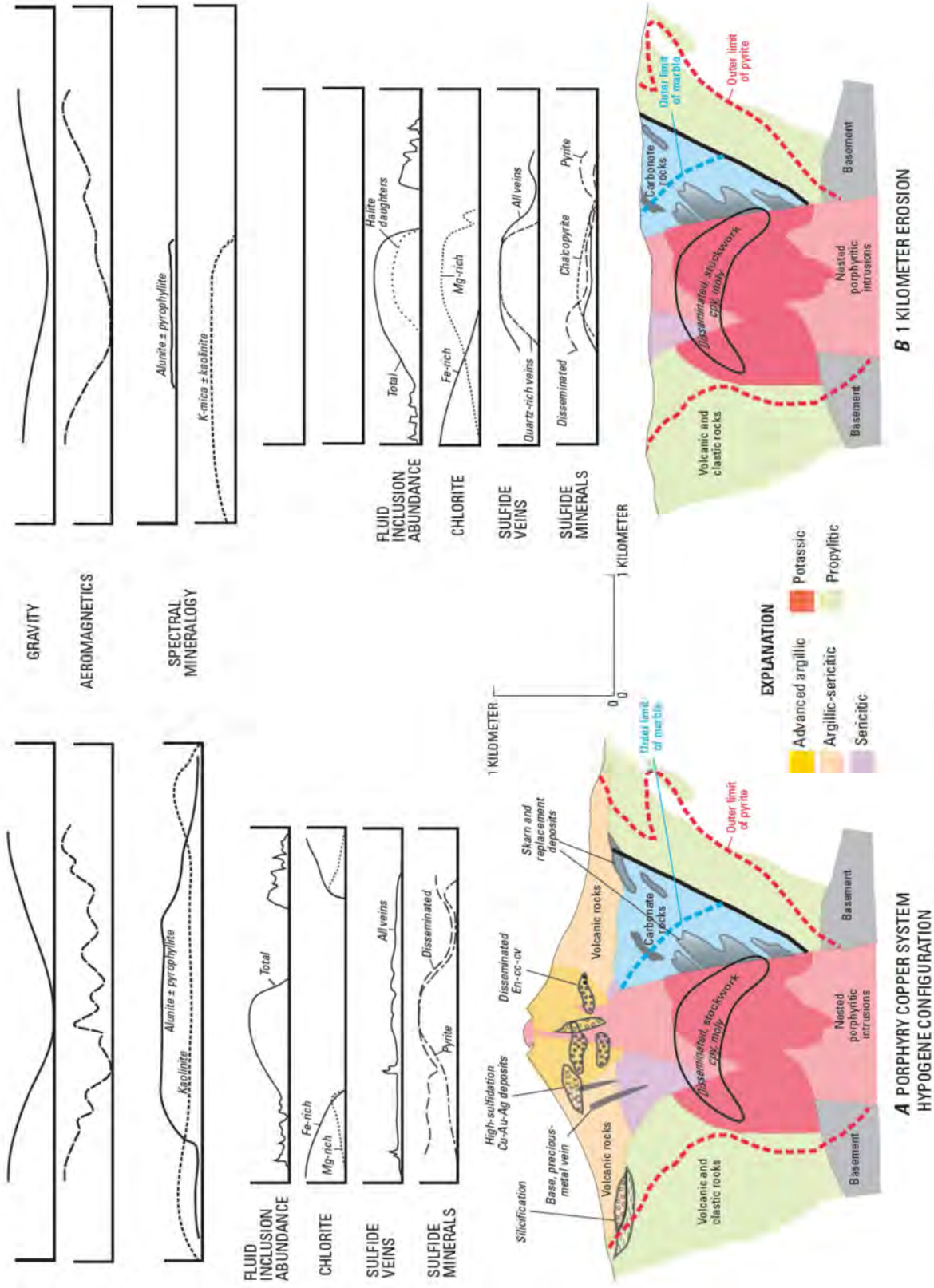
خصوصیات کانی

اختلافات در خصوصیات کانی‌های آذرین و گرمابی شامل ترکیب و درجه تبلور (بخش M "خصوصیات ژئوشیمیایی") برای اکتشاف کانسارهای مس پورفیری کاربرد دارند، زیرا تعدادی از کانی‌های آبدار گرمابی در طی شیب‌های وسیع گرمابی در حضور ترکیبات سیال در حال تکامل متبلور می‌گردند. بیوتیت کانی سیلیکاته می‌باشد که به دلیل فراگیر بودن و داشتن ترکیب متغیر از

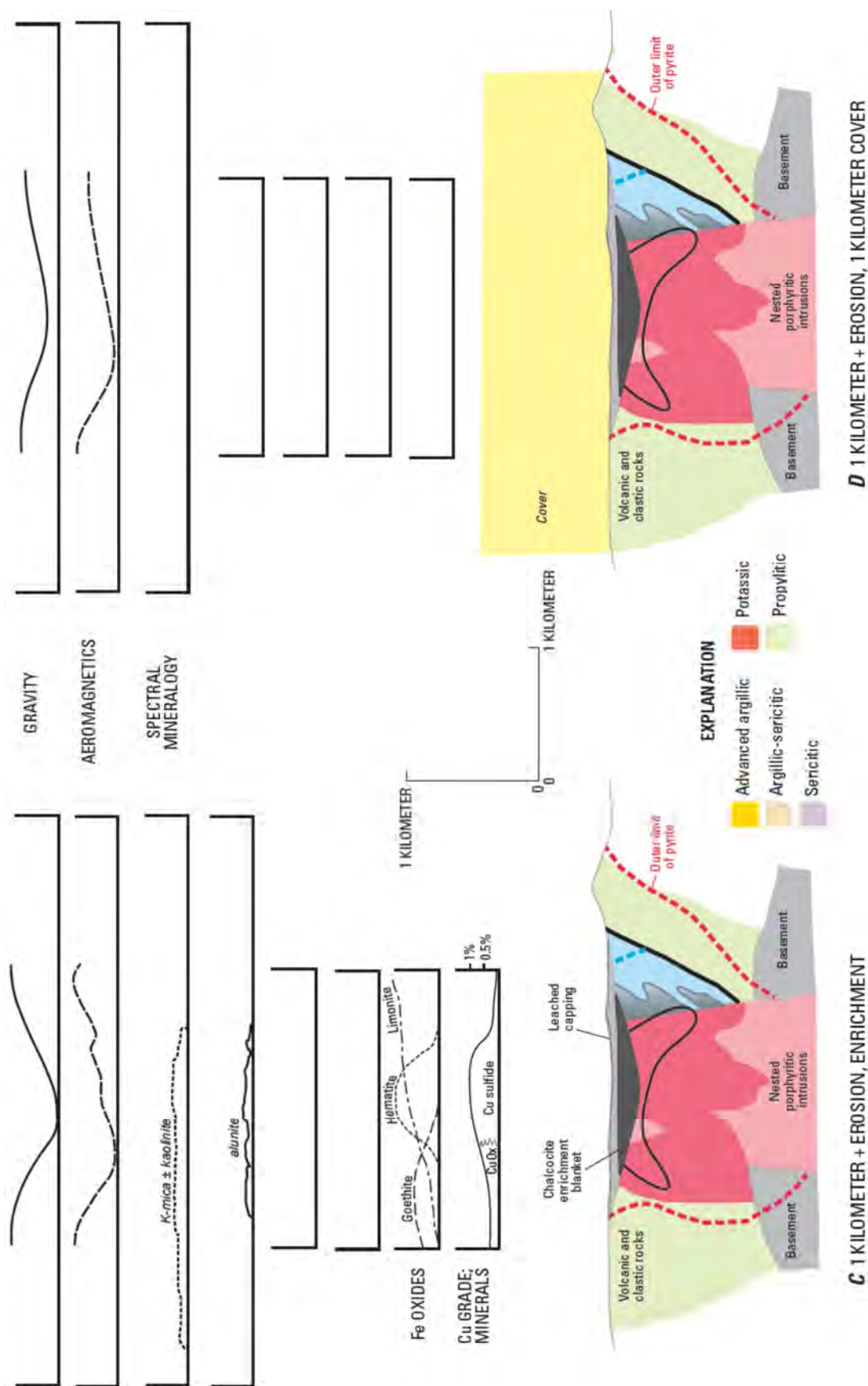
سیلیکات، سولفید و سولفات (بخش I "دگرسان گرمابی") و محصولات هوازدگی آنها (بخش J "خصوصیات کانسنگ سوپرژن"؛ بخش‌های H-K "خصوصیات هیپوژن و سوپرژن") در سنگ‌های میزبان و رگه‌ها بطور واضح اساسی‌ترین رهیافت برای اکتشاف مس پورفیری می‌باشد. سیماهای قابل نقشه‌برداری ارائه شده در شکل RI شامل انواع سنگ‌ها، کانی‌شناسی سولفید و اکسید و فراوانی رگه‌ها می‌باشند. علاوه بر حضور آنها فراگیر بودن یا شدت کانی‌ها باید ثبت گردند. به عبارت دیگر اینکه سنگ بطورکامل بوسیله یک کانی یا مجموعه دگرسانی جایگزین شده است و اینکه آیا جایگزینی موجب تخریب بافت شده یا بافت اولیه هنوز حضور دارد؟ بنابراین لازم است کانی‌های دگرسانی تا مرزهای خود در مقابل سنگ اولیه نقشه‌برداری گردند. بنابراین نقشه‌برداری مهم‌ترین تمرین در ارزیابی موقعیت، حجم و مشخصات سنگ‌های دگرسان شده و یا کانه‌دار و تعیین موقعیت نسبی رخنمون‌های سنگ‌های دگرسان شده و یا کانه‌دار درون یک سامانه مس پورفیری به حساب می‌آید.

منطقه‌بندی سیالات درگیر و شیب‌های حرارتی

توزیع و فراوانی انواع مختلف سیالات درگیر در سامانه‌های مس پورفیری بطور اساسی بوسیله نش (۱۹۷۶) مورد بحث قرار گرفته‌اند، که اولین تلاش برای کاربرد مطالعات سیالات درگیر برای اکتشاف کانسار به شمار می‌آید. نش بر اهمیت بلورهای دختر هالیت بعنوان یک راهنمای مهم برای کانی‌زایی مس هیپوژن تأکید کرده و کار وی بر این امر دلالت دارد که هر سامانه دارای سیالات درگیر فاقد هالیت یک هدف اکتشافی جذاب به شمار نمی‌آیند. هرچند سیالات در سامانه‌های ماگمایی - گرمابی که در آنها فلز تجمع پیدا نکرده است نیز تحت تأثیر جدایش فازی قرار گرفته و سیالات درگیر دارای شوری بالا، غنی از مایع و سیالات درگیر دارای چگالی پایین و غنی از بخار را در کانی‌های گرمابی بوجود می‌آورند. درون سامانه‌های مس پورفیری سیالات هالیت‌دار به سمت داخل بطرف یک منطقه کالکوپیریت فراوانی بیشتری پیدا کرده (در همین نوشتار) و به طرف بالا با دور شدن از ناحیه کالکوپیریت از فراوانی آنها کاسته می‌گردد (هاینریش ۲۰۰۵، اودتات و پتکه ۲۰۰۶). با پوشش کافی نمونه بوسیله بررسی مقطع



شکل R. مقاطع عرضی یک سامانه مس پورفیری که نشان‌دهنده توزیع و انواع کانسارها، سنگ‌ها و مناطق دگرسانی در سامانه‌های مس پورفیری و همچنین مقاطع جانی و خصوصیات سامانه است که در برگزیده راهنماهای اکتشافی می‌باشند. برای توضیح به متن مراجعه شود.



شکل R. مقاطع عرضی یک سامانه مس پورفیری که نشان‌دهنده توزیع و انواع کانسارها، سنگ‌ها و مناطق دگرسانی در سامانه‌های مس پورفیری و همچنین مقاطع جانبی و خصوصیات سامانه است که در برگزیده راهنماهای اکتشافی می‌باشند. برای توضیح به متن مراجعه شود.

در مواد زمین‌شناسی چندین دهه یک استراتژی اولیه برنامه‌های اکتشافی برای کانسارهای مس پورفیری بوده و در اکتشاف بیشتر اکتشافات مس پورفیری مشارکت داشته است. غلظت‌های ناهنجار مس، مولیبدن و عناصر همراه (Pb, Zn, Hg, Au, Rb, Tl, Te) و سایر عناصر، چافت (۱۹۸۲b، لیورن ۲۰۰۷) در سنگ‌ها، مشتقات هوازده سنگ‌ها (خاک‌ها، رسوبات بخار و گازها)، محیط هوازدگی (آب، یخ) مجموعه جانوری (ماهی‌ها) و پوشش گیاهی منعکس‌کننده وجود کانسارهای رخنمون‌یافته و زیرسطحی کم‌عمق مس پورفیری بوده و شیب‌های غلظت بطور دقیق کانی‌زایی عیار بالای درون سامانه‌های مس پورفیری را تعیین جهت می‌کنند (بخش M "خصوصیات ژئوشیمیایی"). تعیین جهت در ساده‌ترین تعریف خود ممکن است چیزی بیش از جمع‌آوری نمونه‌ها، رسم منحنی میزان آنها روی نقشه و حفاری بخش مرکزی الگوی منحنی میزان نباشد، ولی این یک ابزار اکتشافی خیلی قدرتمند است. روش‌های آماری ممکن است برای تشخیص الگوهای عمده بکار رود، جایی که مقادیر نامنظم بوده یا تمایز ژئوشیمیایی پایین است. مقادیر بالای عناصر ردیاب در نمونه‌های منفرد ممکن است شاخص‌های مهم نزدیکی باشد، حتی اگر تعیین جهت ممکن نباشد. پراکندگی نزدیکی به این جهت مطلوب است که ابعاد کانسار مس پورفیری پتانسیل دار را افزایش می‌دهد. پیشرفت‌ها در شناسایی عناصر (حدهای تشخیصی که بطور فزاینده پایین‌تر می‌آیند) در ترکیب با افزایش کارایی آنالیزی ابعاد افزایش بیشتری دارند. هرچند که با افزایش فاصله از منبع رقیق‌شدگی غلظت عناصر گرمابی را تا سطوح زمینه کاهش داده و ژئوشیمی عنصر برای شناسایی کانسارهای مس پورفیری کارایی کمتری پیدا می‌کند.

تصویربرداری طیفی

شیب‌های ژئوفیزیکی با فاصله اندازه‌گیری می‌گردند. واژه سنجش از دور بطور معمول به ثبت از راه دور تابش الکترومغناطیسی نور منعکس شده (و بطور معکوس جذبی) بوسیله مواد زمین‌شناسی در محدوده نور مرئی و نزدیک به آن اشاره دارد. داده‌های انعکاس بوسیله طیف‌سنج‌ها و سنجنده‌های نصب شده بر روی هواپیما و ماهواره در ابتدا به تعداد کمی از طول موج‌ها

همه بیشتر در کانسارهای مس پورفیری مورد بررسی قرار گرفته است، اما در مقیاس سامانه تعداد کمی توزیع ترکیبات بیوتیت تعیین شده است. بررسی‌های پتروگرافی، شیمیایی و ریزکاو انجام شده بوسیله گری بیل (۱۹۷۳) و بالانتین (۱۹۸۱) نشان داده که منیزیم- آهن در کلریت بطور معمول در جهت مرکز یک سامانه مس پورفیری افزایش پیدا می‌کنند، تغییری که براحتی بوسیله بررسی مقطع نازک و غوطه‌ور شدن در روغن قابل تشخیص است. درجه تبلور ایلیت که بطور کمی بوسیله پتروگرافی و آنالیز XRD قابل تعیین بوده و ترکیبات ایزوتوپ گوگرد با منطقه‌بندی سایر کانی‌های گرمابی قابل انطباق است (فرانچینی و سایرین ۲۰۰۷، ویلسون، کوک، هارپر و دیبل ۲۰۰۷).

فراوانی، کانی‌شناسی و پاراژنز رگه

فراوانی رگه کوارتز و سولفید همانطور که بوسیله گوستافسون و هانت (۱۹۷۵) و تیتلی و سایرین (۱۹۸۶) تشریح شده با توجه به مراکز کانی‌زایی مس پورفیری تغییرات سامان‌مند از خود نشان می‌دهد. آنها نشان دادند که فراوانی‌های انواع مختلف رگه و روابط قطع‌شدگی آنها را می‌توان در صحرا اندازه‌گیری نمود و اهمیت رهیافت کمی در نقشه‌برداری را طی اکتشاف نشان دادند. سن‌های مختلف و خصوصیات فیزیکی انواع سنگ‌ها نیز ممکن است فراوانی و جهت رگه را تعیین کند.

توزیع کانی‌های سولفید

توزیع کانی‌های منفرد سولفید به‌ویژه پیریت، کالکوپیریت و بورنیت بطور سامان‌مند درون سامانه‌های مس پورفیری متغیر است، هرچند این تغییرات در مراکز سامانه‌های کانسار مس پورفیری بطور واضح توصیف شده‌اند. در کانسارهای اکسید شده و هوازده حضور کانی‌های سولفید خاص را می‌توان از روی آزمایش با میکروسکوپ پتروگرافی نور انعکاسی سیالات سولفیدی که در کوارتز حفظ شده‌اند تعیین نمود. همانطور که بوسیله گوستافسون و هانت (۱۹۷۵) در کانسار ال‌سالوادور بررسی شده است.

ژئوشیمی عناصر جزئی

شیب‌های توصیف شده بوسیله توزیع و فراوانی عناصر گرمابی

انحلال سنگ شسته شده‌اند. شسته شدن تنها زمانی ایجاد می‌گردد که نرخ شسته شدن و پایین رفتن سطح آب از نرخ فرسایش بیشتر باشد و محتوای پیریت به اندازه کافی بالا باشد و اسید سولفوریک لازم برای نگه داشتن مس در محلول تا زمان رسیدن به سطح ایستابی آب را ایجاد کند. زمانی که محتوای کالکوسیت کانی‌زایی سولفید افزایش پیدا می‌کند کانی‌شناسی و بافت اکسیدهای آهن در کلاهدک شسته شده تغییر پیدا می‌کند.

پیریت کلاهدک شسته شده‌ای بوجود می‌آورد که بطور غالب شامل لیمونیت زرد، قهوه‌ای تا سیاه بوده و نسبت بالایی از آن از محل پیریت اولیه انتقال پیدا می‌کند. کالکوپیریت کلاهدکی ایجاد می‌کند که گوئیت‌دار بوده و نسبت بالایی از اکسید آهن در محل کالکوپیریت بصورت یک شبکه مستطیلی باقی می‌ماند. کلاهدک شسته شده حاصل از کالکوپیریت هماتیت‌دار بوده و بیشتر آهن در محل کالکوپیریت یا کانی سولفیدی اولیه باقی می‌ماند. نقشه‌برداری فراوانی گونه‌های اکسید آهن، بافت، شناسایی کانی‌های سولفید باقی‌مانده براساس حجم اکسیدهای آهن اولیه و انتقال یافته اجازه می‌دهد که عیار روکش کالکوسیت بالای آنها تخمین زده شود. ضخامت روکش کالکوسیت را نمی‌توان بطور مستقیم از روی کلاهدک شسته شده تخمین زد ولی تخمین کلاهدک شسته شده یک روش توانمند برای ارزیابی اهداف حفاری در سامانه‌های مس پورفیری بوده و طی عملیات نقشه‌برداری زمین‌شناسی انجام می‌گیرد.

زمانی که جاننشینی پیریت بوسیله کالکوسیت تولید اسید سولفوریک را تا حدی کاهش دهد که برای شسته شدن بقیه کانی‌های مس باقیمانده کافی نباشد فرایند شسته شدن خاتمه پیدا می‌کند. در این زمان روکش کالکوسیت ممکن است اکسید شده و همراه با کانی‌های مس هیپوزن در بخش‌های کم پیریت سامانه‌ها فرسایش پیدا کند. نتیجه این فرایند یک رخنمون در حال هوازدهی با هماتیت اولیه غالب در زمینه رنگی متنوع از انواع کانی‌های اکسید مس است. در شرایط بهینه هم‌پوشانی هیپوزن کانی‌زایی غنی از کالکوپیریت قبلی بوسیله دگرسانی سرسیتی غنی از پیریت بعدی و افت تدریجی سطح ایستابی آب محیط شیمیایی مناسبی برای ایجاد روکش‌های ضخیم و پرعیار کالکوسیت فراهم می‌نماید.

محدود بودند. سنجش از دور امروزی (بررسی‌های ابر طیفی) صدها پهنه باندی را ثبت می‌کنند که برای شناسایی کانی‌های گرمابی معمول در کانسارهای مس پورفیری مانند کوارتز، اکسید آهن (حاصل از سولفیدهای آهن)، ایلیت، کائولینیت، دیکیت، آلونیت و پیروفیلیت مورد پردازش قرار می‌گیرند. دقت توزیع کانی بوسیله اندازه پیکسل و شکل آن تعیین شده و بطور معمول با چندین متر فاصله گرفتن در یک سمت دو برابر می‌گردد. کانی‌شناسی بوسیله سنجش از دور می‌تواند برای کمک به تهیه نقشه منطقه‌بندی کانی‌های گرمابی در سامانه‌های مس پورفیری مورد استفاده قرار گیرد، هرچند این روش بین مجموعه‌های سوپرژن و هیپوزن تفکیک قائل نمی‌شود. طیف‌سنج‌های دستی با حساسیت بالا بطور فزاینده‌ای برای ایجاد تفکیک بین کانی‌های درون مجموعه‌های دگرسانی در رخنمون‌های هوازده مورد استفاده قرار می‌گیرند.

کانسارهای مس پورفیری اکسید شده و غنی شده بوسیله فرایند سوپرژن

کانسارهای مس پورفیری در اصل برای روکش‌های کالکوسیت حاصل از غنی‌شدگی سوپرژن که از شسته شدن کانی‌زایی هیپوزن اولیه عیار پایین حاصل شده، معدنکاری می‌شدند. شسته شدن متوالی کانی‌زایی هیپوزن بوسیله آب‌های جوی در حال نفوذ مناطق توسعه یافته کالکوسیت با عیارهایی تا ۸ برابر کانی‌زایی هیپوزن اولیه را بوجود می‌آورند. تصور بر این است که این روکش‌ها در بالای سطح ایستابی آب تشکیل می‌گردند، زیرا مرزهای بالایی آنها بطور معمول صفحه‌ای بوده و بموازات سطح امروزی یا سطح قدیمی زمین می‌باشد. مرزهای پایینی روکش‌های غنی‌شدگی پراکنده‌تر بوده و بوسیله یک کاهش تدریجی در فراوانی کالکوسیت، عیار مس و افزایش در کالکوپیریت غنی‌شده با عمق مشخص می‌گردند.

غنی‌شدگی سوپرژن و خصوصیات کلاهدک شسته شده

فرایند غنی‌شدگی سوپرژن کانسارهای مس پورفیری کلاهدک شسته شده برجای می‌گذارد، یک لایه از سنگ غنی از اکسید آهن متخلخل و تا حدی تجزیه شده که از آن مس و سایر اجزاء قابل

کانی‌های اکسید مس

کانسارهای اکسید مس تجمعاتی از کانی‌های به نسبت محلول کربنات، سیلیکات و سولفات (بروشستیت، مالاکیت، آزوریت، کریزوکولا، آتاکامیت و کانی‌های متعدد دیگر) می‌باشند. این مجموعه کانی‌ها ممکن است در محیط‌های مختلفی یافت شوند، شامل: ۱) در مجاورت کلاهدک شسته‌شده در محیط‌های هوازدگی خشک، ۲) در بخش‌های مرکزی سامانه‌های مس پورفیری، جایی که همه کانی‌های سولفیدی بوسیله کالکوسیت جانشین شده و همانطور که در پاراگراف قبل توضیح داده شد کالکوسیت شروع به تجزیه شدن می‌کند، و ۳) در کانسارهای خارجی جایی که محیط ژئوشیمیایی برای انتقال جانبی حجم‌های قابل توجه مس از موقعیت هیپوژن اولیه خود مطلوب می‌باشند. دو محیط آخر می‌توانند کانسارهای بزرگ با کانی‌زایی پرعیار و پیوسته بوجود بیاورند (بخش J، "خصوصیات کانسنگ سوپرژن"). اکتشاف اساسی برای کانسارهای مس پورفیری در ادامه معدنکاری کلی در اول قرن نوزدهم بر روی بخش‌های غنی از اکسید مس در سامانه‌های مس پورفیری تمرکز داشته و حفاری اغلب روکش‌های عیار بالاتر کالکوسیت زیر رخنمون‌های بشدت شسته شده را از دست می‌داد.

روابط مکانی اکسیدهای مس بر روی کانی‌زایی مس هیپوژن غنی‌نشده، کلاهدک شسته‌شده و غنی‌شدگی کالکوسیت (اصلاح شده بعد از تیتلی ۱۹۸۲) در شکل RI ارائه شده است. حجم دارای بیشترین عیار کانی‌زایی هیپوژن محل بیشترین عیار غنی‌شدگی کالکوسیت نیست. با توسعه روش‌های شستشوی اسیدی و استخراج حلال جانشینی - الکتريکی (SX-EW) مناطق دارای کانی‌های اکسید مس با انحلال بالا برای اکتشاف نسبت به روکش‌های کالکوسیت به اهداف جذاب‌تری مبدل شدند.

پیچیدگی‌های دیگری در اکتشاف سامانه‌های مس پورفیری هوازده گزارش شده است. در توکوپالا، پرو، ریچارد و کورتاتیت (۱۹۵۸) عنوان کردند که کلاهدک شسته شده پیریتی با هماتیت کم بر روی کانه‌زایی سوپرژن کالکوسیت که بخوبی توسعه پیدا کرده ایجاد شده است. این رابطه از توسعه یک روکش کالکوسیت ناشی شده که بوسیله بال‌آمدگی سریع کل منطقه و افت همزمان سطح

ایستایی به زیر قاعده روکش فعلی کالکوسیت دنبال شده است. فرسایش بعدی و غنی‌شدگی یک روکش کالکوسیت جدید زیر قاعده روکش قبلی ایجاد می‌کند. کلاهدک شسته‌شده بلافاصله بر روی روکش دوم تشکیل شده، بنابراین منعکس‌کننده وجود سنگ اولیه عیار پایین بوده و وجود روکش مرحله دوم را پنهان می‌کند.

تشخیص توالی امیدبخش برای اکتشاف و ارزیابی مس پورفیری**پوشش بعد از کانی‌زایی و نزدیکی به کانسارهای مس پورفیری**

شناسایی توالی امیدبخش نیازمند تشخیص ساختارهای بزرگ مقیاس مهم برای تعیین محل و تشکیل کانسارهای مس پورفیری می‌باشد. مناطق پوشش بعد از کانی‌زایی نزدیک کانسارهای مس پورفیری، در صورت بزرگ بودن به اندازه کافی که سامانه‌های مس پورفیری را بپوشانند، مکان‌های بعدی برای سایر کانسارها را ایجاد می‌نمایند. هر توده نفوذی که بطور جزئی پوشیده شده و دارای کانی‌شناسی، بافت پورفیری و یا سن مشابه یک توده نفوذی باشد ممکن است شاخص یک سامانه پنهان باشد و بطور ژنزی به سامانه‌های مس پورفیری مجاور مربوط باشد و همچنین زیر پوشش بعد از کانی‌زایی گسترش قرار گرفته باشد.

ساختار ناحیه‌ای و جایگیری توده نفوذی

ساختارهای ناحیه‌ای یک جزء مهم ارزیابی سنگ‌های بعد از کانی‌زایی می‌باشند. کانسارهای مس پورفیری بطور مکانی و نه زمانی به مناطق گسل ناحیه‌ای با طول ده‌ها کیلومتر یا بیشتر مربوط است، و مناطق پوشیده شده در طول این گسل‌ها تا حد زیادی امیدبخش می‌باشند. این مناطق گسلی و سایر ساختارهای کشیده و ردیف‌شده اغلب خط‌واره و روند نام‌گرفته‌اند و یک مقوله خیلی مهم در اکتشاف و ارزیابی ناحیه‌ای مس پورفیری می‌باشند، ولی می‌توانند بسادگی در جایی که خط‌واره‌ها از لحاظ زمین‌شناسی قابل توجه نیستند به اشتباه مورد استفاده قرار گیرند. گسل‌های ناحیه‌ای ممکن است بوسیله توده‌های نفوذی که سامانه‌های مس پورفیری را بوجود می‌آورند از بین بروند، ولی کشیدگی توده‌های نفوذی در طول طرح گسل شاهدهی است برای کنترل ساختاری

(۸۰۰ متری) در کانسار مس پورفیری سانتاکروز در آریزونا نشان داده شده است. اسید سولفوریک رقیق بین تریق مجاور و چاههای بازیافت در یک الگوی ۵ نقطه‌ای در مقیاس تجاری جریان پیدا کرده و به یک واحد سطحی در SX-EW، جایی که مس با عیار پالایشگاهی بازیافت شده است، پمپاژ شده است. هرچند پروژه زمانی به اتمام رسید که اداره معادن که ۷۵ درصد سرمایه‌گذاری را تأمین کرده بود بوسیله کنگره امریکا منحل شد. پروژه نشان داد که مس از کانسارهای عمیق حاوی کانی‌های مس قابل حل در اسید قابل بازیافت است. هدف منفرد پروژه اثبات موضوع بود (گری بیل ۲۰۰۵). با داشتن سطح فعلی درک معدنکاری درجا، مفهوم وسیع این پروژه این است که عمق آستانه ۱ کیلومتری برای اکتشاف و ارزیابی کانسارهای مس پورفیری معتبر نمی‌باشد.

S. خصوصیات زمین - زیست محیطی

فرایندهای هوازدهی

فرایندهای هوازدهی امروزی همراه با زباله‌های معدنی کانسارهای مس پورفیری از برخی جهات با انواع فعال در محیط سوپرژن بعد از تشکیل اولیه کانسار شباهت دارند (بخش L "فرایندهای هوازدهی / سوپرژن"). علیرغم این برخی تفاوت‌های عمده وجود دارند. زهکشی اسید معدن به دلیل وجود پیریت یکی از مهم‌ترین چالش‌های همراه با این کانسارها می‌باشد. هرچند به دلیل اینکه پیریت در این کانسارها تنها در فراوانی‌های چند درصدی وجود دارد بیشتر پتانسیل تولید اسید ممکن است بوسیله پتانسیل خنثی‌کنندگی اسید فلدسپات‌ها و مقادیر نادر کانی‌های کربناته که در کانسنگ‌ها یافت می‌گردد خنثی شود. ژئوشیمی زهکشی اسید معدن بوسیله نودراستروم و آلپرز (۱۹۹۹)، بررسی شده، مقولات اضافی هوازدهی انواع کانی‌های کانسنگ و باطله بوسیله پلاملی (۱۹۹۹) مورد بحث قرار گرفته است. کاکس و دیگران (۱۹۹۵)، دی و ریز (۲۰۰۶)، برگر و سایرین (۲۰۰۸) خصوصیات زمین زیست محیطی کانسارهای پورفیری را بررسی نموده‌اند.

سیماهای ژئوشیمیایی تشکیل زهکشی اسید معدن و محتوای فلزات و عناصر با اهمیت را می‌توان به سه دسته وسیع تقسیم

جایگزینی توده نفوذی. علاوه بر مقوله توده نفوذی، صف‌بندی توده‌های نفوذی یک بردار ناحیه‌ای را بوجود می‌آورند که در طول آن سنگ‌های جوان‌تر ممکن است کانسارهای مس پورفیری را بپوشانند.

بنابراین بهترین مثال کنترل ساختاری ناحیه‌ای کانسارهای مس پورفیری شکستگی غربی (West Fissure) در شمال شیلی می‌باشد که از درون کانسارهای رودومیرو تومیک (Rodomiro Tomic)، چوکی کاماتا-اکوتیکا، MM، اسکوندیدا و ال‌سالوادور می‌گذرد. مثال دیگر به خط‌شدگی و کشیدگی نفوذی‌های لارامید و کانسارهای مس پورفیری در کوه‌های پاتاگونیا و کوه‌های سانتا ریتا در جنوب آریزونا و سونورای شمالی شامل لاکاریداد، کانانا، سونورا، کوه قرمز، هلویتا، سیریتا، توین باتس-میسون و زنگ نقره‌ای می‌باشند.

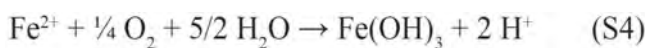
توالی‌های امید بخش در مقیاس قاره‌ای

در یک مقیاس بزرگتر به هر زمین پوشیده شده در یک استان مس پورفیری نسبت به زمین پوشیده شده در منطقه‌ای که رخدادهای مس پورفیری شناخته‌شده ندارد، باید اولویت داد. با در نظر گرفتن این موضوع در مقیاس قاره‌ای بیشتر کانسارهای مس پورفیری محدود به کمربندهای کوهستانی می‌باشند که در بالای مناطق فرورانش در طول حاشیه مرزهای همگرا تشکیل شده‌اند. هرچند این مقیاس ممکن است بیش از حد بزرگ باشد که برای ارزیابی منابع معدنی مفید واقع شود.

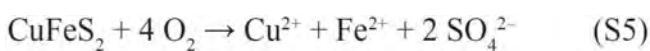
محدودیت‌های عمق

عمقی که تا آن کانسارهای مس پورفیری بطور قراردادی معدنکاری می‌شوند، اگرچه تا حدی متغیر است ولی در برخی ارزیابی‌های منبع - کانی ۱ کیلومتری تعیین شده است. محدوده عیار مشخصه کانسارهای مس پورفیری نمی‌تواند افزایش ثابت در هزینه‌های معدنکاری با عمق را محاسبه نماید. فناوری موجود میدان‌های نفتی که برای چاره‌سازی معدنکاری مس و بازیافت مس از کانسارهای اکسید و غنی شده بکار رفته است می‌تواند بازیافت اقتصادی مس را از منابع عمیق و عیارپایین ممکن سازد. بکاربردن معدنکاری مس درجا بر روی یک منطقه اکسید و غنی شده مدفون

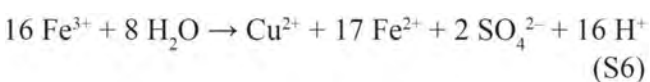
نرخ اکسیداسیون آهن فریک به آهن فرو تا حد زیادی بوسیله باکتری اکسیدکننده آهن *Acidithiobacillusferrooxidans* افزایش پیدا می‌کند. سینگر و اشتوم (۱۹۷۰) مشاهده نمودند که باکتری *A. Ferrooxidans* نرخ اکسیداسیون آهن فرو به فریک را تا ۱۰۰۰۰۰ برابر نسبت به نرخ غیرزیستی افزایش می‌دهد. در مورد هر دو مجموعه واکنش‌های اکسیداسیون پیریت اسید اضافی بوسیله اکسیداسیون و هیدرولیز آهن فروی آبدار همانطور که در واکنش S4 توصیف شده بوجود می‌آید:



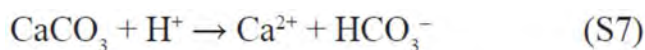
که همچنین نهشته‌های نارنجی و قهوه‌ای مشخصه زهکشی اسید معدن را بوجود می‌آورند. هوازگی اکسیدی کالکوپیریت بوسیله اکسیژن حل شده می‌تواند بوسیله واکنش S5 توصیف گردد:



که این واکنش اسید تولید نمی‌کند. هرچندکه اکسیداسیون و هیدرولیز مداوم آهن همانطور که بوسیله واکنش S4 توصیف شده است اسید تولید می‌نماید. هوازگی اکسیدی کالکوپیریت بوسیله آهن فریک را می‌توان بوسیله واکنش S6 توصیف نمود:

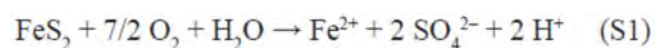


همانند واکنش S5 اکسیداسیون و هیدرولیز مداوم بطوریکه در واکنش S4 توصیف شده است اسید اضافی تولید می‌نماید. کانی‌های باطله در سنگ‌های میزبان بطور معمول واکنش می‌نمایند تا اسید تولید شده بوسیله اکسیداسیون سولفیدها را خنثی نماید. کانی‌های کربناته مانند کلسیت، اسید را همانطور که در واکنش S7 نشان داده شده است مصرف می‌نمایند:

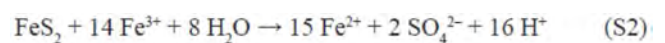


کانی‌های آلومینوسیلیکات مانند فلدسپات‌ها می‌توانند اسید را مصرف نمایند، هر چند که به اندازه کانی‌های کربناته واکنش‌پذیر نیستند (پلاملی ۱۹۹۹، جامبور و سایرین ۲۰۰۲). واکنش این کانی‌ها بطور مشخص اجزاء حل شده مانند آلومینیم را به آب

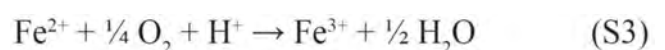
نمود: سولفید-اکسیداسیون، تولید اسید و فرایندهای خنثی‌سازی اسید. وجود پیریت در کانسارهای پورفیری بر بیشتر سیماهای رفتار زیست‌محیطی این کانسارها و زیاله‌های معدنی آنها حاکم است. اسید تولید شده بوسیله هوازگی اکسیدان می‌تواند بطور تهاجمی سایر کانی‌های کانسنگ و باطله را مورد هجوم قرار دهد و موجب آزادسازی انواع عناصر دارای پتانسیل سمی شامل آلومینیم و منیزیم گردد که جزو مجموعه‌های کانسنگ معمول فلزات نیستند ولی در عوض در کانی‌های باطله سیلیکات و کربنات یافت می‌گردند. این آب‌های اسیدی غنی از فلز اسیدی سولفاتی می‌توانند آب‌های سطحی اطراف و زیرزمینی را بطور مضر تحت تأثیر قرار دهد. درون سامانه هیدرولوژیک کارهای معدنی یا باطله‌های معدنی یا حتی کانی‌های تک‌سولفیدی مانند اسفالریت، می‌توانند اسید تولید شده بوسیله هوازگی اکسیدان کانی‌های سولفیدی را خنثی کنند. بنابراین شیمی زهکشی از یک محل معدنی نتیجه فرایندهای رقابتی تولید و خنثی‌سازی اسید می‌باشند. اکسیداسیون پیریت و سایر کانی‌های سولفیدی با اکسیژن حل شده (O_2) و یا آهن فریک حل شده (Fe^{+3}) در محیط اکسیدکننده پیش می‌رود. اکسیژن حل شده مهم‌ترین عامل اکسیدکننده در مقادیر pH بالای ۴ است، در حالی که آهن فریک در pH کمتر از ۴ عامل اکسیدکننده غالب است (ویلیامسون و سایرین ۲۰۰۶). اکسیداسیون آبدار پیریت بوسیله اکسیژن حل شده توسط معادله S1 توصیف می‌گردد:



معادله S1 در واقع نشان‌دهنده عملکرد جرم واکنش‌های حدواسط متعدد است. اکسیداسیون آبدار پیریت بوسیله آهن فریک توسط واکنش S2 توصیف می‌گردد:



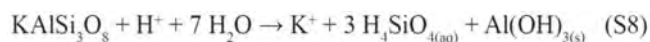
برای واکنش S2 جایی که آهن فریک عامل اکسیدان است آهن فرو باید به آهن فریک تبدیل گردد تا واکنش همانطور که بصورت واکنش S3 نشان داده شده است بصورت دائمی درآید:



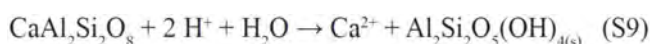
۱۱/۴)، مولیبدن (۲۷/۱-۰/۶ ppm)، سرب (۱۷/۴-۷/۱ ppm) و روی (۱۴۲-۳۶ ppm) می باشد. داده های رسوبات رودخانه در مجاورت چندین کانسار مس پورفیری بزرگ در آریزونا، پورتوریکو و در مجاورت کانسار پیل در آریزونا در دسترس می باشد. چوفی و سایرین (۱۹۸۱) اشاره کردند به اینکه رسوب رودخانه از ناحیه ای که کانسار مس پورفیری معدنکاری نشده کوه قرمز را در ناحیه خشک جنوب شرق آریزونا زهکشی می کند حاوی مقادیر افزایش یافته ای از مولیبدیم، سرب و تلوریم می باشد. کانسارهای بیوت و وکول آریزونا کانسارهای دیگر مس پورفیری واقع در مناطق خشک هستند که داده های ژئوشیمیایی برای آنها موجود می باشد. چوفی (۱۹۷۶)، جدول ۱، ۱۹۷۷، جدول ۳) دامنه ها، مقادیر زمینه و حدهای آستانه ناهنجاری ژئوشیمیایی را برای منگنز، کادمیم، مس، کبالت، فلئورین، طلا، سرب، بیسموت، جیوه، مولیبدن، نقره و روی را در نمونه های سنگها بستر و خاک باقیمانده که در مجاورت این کانسارها جمع آوری شده ارائه نمود. فراوانی های بیشتر این عناصر در مجاورت این کانسارها نسبت به مقادیر شاخص سایر محیط های زمین شناسی افزایش پیدا نموده، این مقادیر افزایش یافته ژئوشیمیایی مبنای مناسب را که ممکن است در تعیین استانداردهای اصلاحی برای معادن همراه با این کانسارها در آب و هوای خشک مفید باشد شناسایی می کنند. در مجاورت کانسارهای مس پورفیری معدنکاری نشده در کوردیلرای مرکزی واقع در پورتوریکو، پالازا- تولدو (۲۰۰۵) محدوده ای از مقادیر برای عناصر متعدد شامل آهن (۶/۳ تا ۱۰/۶ درصد وزنی)، آرسنیک (کمتر از ۱۰ ppm)، کادمیم (کمتر از ۲ ppm)، مس (۸۰۴-۶۴ ppm)، مولیبدن (کمتر از ۱۰-۲ ppm)، سرب (کمتر از ۱۴-۴ ppm) و روی (۲۹۱-۱۰۴ ppm). در مجاورت کانسار مس پورفیری معدنکاری نشده پیل واقع در جنوب غرب آلاسکا، فی و سایرین (۲۰۰۸) محدوده مقادیر را برای عناصر آهن (۲/۵ تا ۴/۹ درصد وزنی)، آرسنیک (۳۷-۴ ppm)، کادمیم (کمتر از ۰/۳ ppm-۰/۱)، مس (۳/۲-۷۵ ppm)، مولیبدن (۱/۶-۶/۵ ppm)، سرب (۱۶/۶-۹ ppm) و روی (۱۱۵-۵۹ ppm) را بدست آوردند.

داده های آب سطحی و زیرزمینی قبل از معدنکاری تا حدی در متون علمی کم می باشد. پالازا- تولدو (۲۰۰۵) دریافتند که آب های سطحی در جهت پایین رود از کانسارهای مس پورفیری معدنکاری

افزافه نموده و فازهای ثانویه تولید می نماید. برای مثال خنثی سازی اسید بوسیله فلدسپات پتاسیم دار می تواند توسط واکنش S8 توصیف گردد:



در جایی که پتاسیم حل شده، سیلیس و هیدروکسید آلومینیم جامد حاصل می گردند، خنثی سازی اسید بوسیله آنورتیت برای مثال می تواند بوسیله واکنش S9 توصیف گردد:



در حالتی که کلسیم حل شده و کائولینیت حاصل می گردد. محصولات این واکنش های خنثی سازی اسید در نهایت به فعالیت های اجزاء مربوطه در محلول بستگی دارند.

علائم خط مبنای قبل از معدنکاری در خاک، رسوب و آب

بررسی های خصوصیات خط مبنای کانسارهای مس پورفیری در متن به ویژه با توجه به تنوع موقعیت های آب و هوایی که در آنها یافت می گردند محدود می باشند. بنابراین تعمیم آگاهی های فراهم شده بوسیله مطالعات موردی که در اینجا خلاصه شده است برای سایر کانسارها باید با احتیاط انجام گیرد. داده های خط مبنای در متن برای سنگ، خاک، رسوب رودخانه و آب زیرزمینی و آب سطحی برای انواعی از کانسارها در دسترس می باشد. داده ها برای خاک از موقعیت های حاره ای اطراف تاناما (Tanama) واقع در پورتوریکو (لرند و بویسن ۱۹۷۳) نشان دهنده فراوانی های فلز متفاوت در افق B خاک بر جا بر روی مناطق غنی از مگنتیت (۱/۴ درصد گوگرد) و مناطق غنی از پیریت (۲/۵ درصد وزنی گوگرد) کانسنگ مس می باشند. این داده ها روشن می سازند چگونه اسید که در هنگام اکسید شدن پیریت آزاد می گردد فلزات را از خاک می شوید. یک استثناء مولیبدن می باشد که براحتی در محیط های دارای pH پایین شسته نمی شود. بیشتر کارهای اخیر انجام شده در اطراف کانسار پیل (Pebble) در جنوب غرب آلاسکا داده ها را برای برش های عرضی کانسار فراهم نموده اند (فی و سایرین ۲۰۰۸). فلزات و عناصر مربوطه دامن های از مقادیر موجود در خاک های در منطقه مورد مطالعه شامل آهن (۲/۳ تا ۷/۴ درصد وزنی)، گوگرد (۰/۰۲ تا ۰/۸۷ درصد وزنی)، مس (۱۸۳۰ ppm-)

حجم زباله و باطله‌های معدن

به دلیل درصدهای پایین کانی‌های کانسنگ که بطور معمول کانسارهای مس پورفیری دارا می‌باشند، تناژهای باطله‌های فلوتاسیون و باطله‌های صفحه- صافی روش SX-EW اساساً مشابه تناژهای کانسنگ‌های در حال استخراج می‌باشد. حجم‌های سنگ باطله بستگی دارد به عمق کانسار، هندسه کانسار و کارایی سنگ میزبان که به نسبت‌های stripping مربوط می‌شود. بطور متوسط در حدود ۱/۵ تن سنگ باطله و سنگ رویی باید برای هر تن کانسنگ معدنکاری شده برداشت گردد.

خصوصیات باطله معدن

کانی‌شناسی: علاوه بر کانی‌های اولیه همراه با کانسنگ‌ها تعدادی از کانی‌های ثانویه می‌توانند در باطله‌های معدنی تشکیل شوند. این کانی‌ها شامل جاروسیت، شورتمانیت، فریهدریت، گوئیتیت، هیدورکسیدهای منگنز، رس‌های درج‌ازا، کولیت، پیکرینیت، بوناتیت، کالکانتیت، ملانتریت و روزنیت باشند (دولد و فونت بوته ۲۰۰۱، هانسون و سایرین ۲۰۰۵).

محاسبه اسید/باز

پتانسیل‌های خنثی‌سازی خالص که در متن برای کانسارهای مس شیلی گزارش شدند از ۱۰۱/۶- تا ۱۸/۲- کیلوگرم کربنات کلسیم در تن (kg CaCO₃/t) متغیر است (دولد و فونت بوته ۲۰۰۱). پتانسیل‌های خنثی‌سازی خالص برای کانسنگ‌های سوپرژن و هیپوژن کانسار مورنسی آریزونا از غالباً اسید خالص تا کمی باز خالص در تغییر است (۲۵۷- تا ۱/۱ kg CaCO₃/t؛ اندرز و سایرین ۲۰۰۶).

تحرك فلز مربوط به معدنکاری در آب‌های زیرزمینی و آب سطحی

داده‌های زهکشی معدن برای کانسارهای بریتیش کلمبیا (دی و ریز ۲۰۰۶)، معدنکاری محدوده کره در آریزونا (ایچانر ۱۹۹۱، استولن ۱۹۹۴، براون و سایرین ۱۹۹۸، لیند و سایرین ۱۹۹۸، کانکلین و سایرین ۲۰۰۱)، و محدوده معدنکاری مورنسی آریزونا (اندرز و سایرین ۲۰۰۶) موجود می‌باشد. در بریتیش کلمبیا دی و ریز (۲۰۰۶) نشان دادند که مقادیر pH آب‌های معدنی بین ۲ تا ۸/۵

شده واقع در کوردیلرای مرکزی پورتوریکو به مقادیر حداکثر حل شده ۱۱۰ mg/L سولفات، ۰/۵۶ mg/L آلومینیم، ۰/۱۳ mg/L مس، ۱۵/۹ mg/L آهن و ۰/۰۴ mg/L روی می‌رسند. pH آب‌های این منطقه بالا بود (۷/۷-۸/۶). فی و سایرین (۲۰۰۸) مقادیر pH آب‌های سطحی را بین ۴/۱ تا ۷/۳ و مقادیر هدایت ویژه را بین ۰/۰۱ تا ۰/۴ mS/cm در مجاورت کانسار پیل ارائه کردند. میزان قلیایی بودن از ۰ تا ۱۰۰ میلی‌گرم در لیتر معادل CO₃Ca متغیر است. غلظت‌های عناصر نادر حل شده نشان‌دهنده مقادیر آرسنیک (کمتر از ۳۶.۲-۱) μg/L، کادمیوم (کمتر از ۱۱/۶-۰/۲) μg/L، مس (کمتر از ۶۸۸-۰/۵) μg/L، آهن (کمتر از ۴۲۶۰-۲۰) μg/L، مولیبدن (کمتر از ۲۱/۹-۲) μg/L، سرب (کمتر از ۱۸/۸-۰/۰۵) و روی (کمتر از ۶۸-۰/۵) μg/L می‌باشند. لیپورن و کامرون (۲۰۰۶) نشان دادند که آب‌های زیرزمینی دارای شوری بالا همراه با کانسار معدنکاری نشده اسپنس (Spence) در صحرای آتاکامای شیلی به مقادیر ۱۰۰۰۰ تا ۵۵۰۰۰ mg/L با یک مورد خارج از رده ۱۴۵۰۰۰ mg/L می‌رسد. pH آب‌های زیرزمینی در این ناحیه بین مقادیر ۴/۷ تا ۹/۲ متغیر است. غلظت‌های سولفات حل شده در آب‌های زیرزمینی بین ۵۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ mg/L متغیر می‌باشد.

روش‌های معدنکاری گذشته و امروزی و فرآوری کانسنگ

بیشتر کانسارهای مس پورفیری بوسیله روش‌های حفره روباز و تا حد کمتری بوسیله روش‌های زیرزمینی استخراج شده‌اند. برای کانسارهایی که با اسکارن همراه هستند روش‌های معدنکاری زیرزمینی یا حفره روباز مورد استفاده قرار گرفته‌اند. کانسنگ‌های سولفید بطور معمول تا حد ریزدانه خرد شده و کانی‌های کانسنگ (کالکوپیریت، بورنیت، مولیبدنیت و پیریت در صورت طلادار بودن) بوسیله روش‌های فلوتاسیون سنتی برای ایجادکنسانتره جدایش می‌گردند. غلظت‌های پیریت طلادار ممکن است در محل سایت برشته شده (roasted) و پیریت آنها قبل از استفاده از سیانید برای استحصال طلا اکسید گردد. کانسنگ‌های عیار پایین و اکسیده ممکن است تا حد کمتری خرد شوند و بعد از آن تحت تأثیر روش‌های استخراج حلال الکتریکی (SX-EW) قرار گیرند که این روش بر روی هر صفحه محلول‌های اسیدی برای استخراج مس استفاده می‌گردد.

و رایبسون نوادا دارای مقادیر pH بین ۷ تا ۸/۵ بوده و دارای تعداد کمی مقادیر خارج از رده ۴/۷ هستند که بیشتر به تخلیه از عملیات‌های استخراج حلال نسبت داده می‌شوند تا واکنش‌های آب زیرزمینی / سنگ در مجاورت حفره‌ها (شنول و سایرین ۱۹۹۹). در نوادا در مجموع کل نمک‌های حل شده کمتر از ۶ g/L، غلظت‌های آهن حداکثر ۴/۵ mg/L آرسنیک کمتر از ۰/۰۵ mg/L، منگنز کمتر از ۵ mg/L و سلنیوم کمتر از ۰/۱۴ mg/L می‌باشند.

مقولات زیست‌بوم

زهکشی اسیدی معدن و فلزات همراه حل شده ممکن است بسته به موقعیت زمین‌شناسی و هیدرولوژیکی و مقولات مهندسی معدن و توده‌های باطله خطراتی برای زیست‌بوم‌های آبدار اطراف ایجاد نماید. سنگ‌های میزبان با پتانسیل‌های خشی‌کنندگی بیشتر مانند سنگ‌های کربناته تمایل دارند میزان تحرک فلزات و اجزاء مربوطه را کاهش دهند. موقعیت‌های هیدرولوژیک و اقلیمی که همراه با توده‌های باطله تحت تأثیر دوره‌های مشخص مرطوب شدن و خشک شدن قرار می‌گیرند، در صورتی که بطور مستقیم زهکشی شوند تمایل دارند تشکیل نمک‌های سولفات فلز جوشان را بدهند که ممکن است موجب تأثیرات شدید سمی برای زیست‌بوم‌های آبی گردد. سازه‌های نگهدارنده آب که صحیح ساخته نشده‌اند ممکن است اجازه دهند آب معدن آلوده وارد آب‌های سطحی اطراف شود.

خاصیت اسیدی ممکن است با pH آب و غلظت‌های حل شده یون آهن فرو و فریک، آلومینیم و منگنز همراه باشد. بنابراین، به دلیل هیدرولیز ناقص این عناصر و اکسیداسیون ناقص آهن و منگنز حل شده ممکن است pH تصویر نادرستی از میزان اسیدیته زهکشی معدن ارائه دهد (کربی و کراوتا 2005a,b). عناصر یا ترکیبات با بیشترین شباهت نسبت بهم باعث ایجاد مشکلاتی برای زیست‌بوم‌های آبی و منابع آب شرب برای موجودات خاکی می‌گردند که به ترتیب الفبا عبارتند از: آلومینیم، آرسنیک، مس، آهن، منگنز، سولفات و روی.

موضوعات سلامتی انسان

تنوره‌های آب زیرزمینی آلوده همراه با باطله‌های آبیگری ممکن

متغیر بوده و سولفات آنیون غالب است (۳۰۰۰۰ mg/L-۱). غلظت عناصر نادر بشدت متغیر است که شامل: آلومینیم (۱۰۰۰ mg/L-۰.۰۰۱)، منگنز (۱۰۰ mg/L-۰.۰۰۱)، آهن (۱۰۰۰ mg/L-۰.۰۰۰۵)، مس (۱۰۰۰ mg/L-۰.۰۰۰۰۵) و روی (۱۰۰ mg/L-۰.۰۰۰۱) می‌باشند. در محدوده معدنکاری کره در آریزونا یک رودخانه بوسیله باطله‌های سنگ‌شکن بسته شده و موجب تشکیل یک دریاچه شده است. آب از این دریاچه بوسیله نفوذ وارد یک لایه آبدار شده و لایه آبدار و یک رودخانه را بطرف شمال آلوده کرده است (ایچانر ۱۹۹۱، استولن ورک ۱۹۹۴، براون و سایرین ۱۹۹۸، لیند و سایرین ۱۹۹۸، کانکلین و سایرین ۲۰۰۱). آلوده‌ترین آب زیرزمینی در لایه آبدار دارای pH ۳/۳ بوده و در حدود ۹۶۰۰ mg/L سولفات، ۲۸۰۰ mg/L آهن، ۳۰۰ mg/L آلومینیم و ۳۰۰ mg/L مس می‌باشند. زمانی که تنوره از درون لایه آبدار عبور کرده و با آبرفت کربنات‌دار واکنش می‌دهد غلظت اجزاء تشکیل‌دهنده کاهش یافته و بوسیله آب آلوده نشده رقیق می‌گردد (آب زیرزمینی که از پرشدگی پایین حوضه بسمت بالا جریان می‌یابد، آب موجود در رودخانه‌های آلوده نشده که به آب‌های شسته و آلوده شده می‌پیوندد و آب‌های باران سطحی). اندرز و سایرین (۲۰۰۶) گزارش کردند که آنالیز تراوش‌ها و چشمه‌ها در محدوده مورنسی آریزونا دارای مقادیر بین ۲/۶ تا ۴/۶ بوده، و مقادیر رسانایی ویژه آنها بین ۱۴۰۰ تا ۶۰۰۰ $\mu\text{S}/\text{cm}$ می‌باشند. غلظت‌های سولفات بین ۵۵۰ تا ۴۳۰۰ mg/L، مقادیر آهن بین ۱۵ تا ۴۲۰ mg/L، آلومینیم بین ۰/۴۸ تا ۳۷۰ mg/L، مس بین ۰/۴۶ تا ۹۶۰ mg/L و روی بین ۰/۸ تا ۱۵۹ mg/L متغیر می‌باشند.

دریاچه‌های گودالی

دریاچه‌های گودالی در محدوده‌های معدنکاری مس پورفیری ممکن است با کارهای معدنی زیرزمینی تاریخی مانند بیوت مونتانا که تاریخیچه معدنکاری ۱۴۰ ساله دارد اشتباه گرفته شوند. دریاچه حفره برکلی در بیوت حاوی بیش از ۱۰۰ میلیارد لیتر آب معدنی با pH ۲/۵ می‌باشد (گامونز و سایرین ۲۰۰۵، گامونز و دوایم ۲۰۰۵). دریاچه حفره دارای نمک‌های حل شده بالا (بیشتر از ۷ $\mu\text{S}/\text{cm}$) و مقادیر افزایش یافته آهن، مس، روی، و سولفات می‌باشد (گامونز و دوایم ۲۰۰۵). برعکس دریاچه‌های گودالی در محدوده‌های پیرینگتون

کردند که تغییرات آب و هوایی کنترل‌کننده‌های اصلی را بر روی تحرک فلزات فراهم می‌نمایند. تحت شرایط بارش غالب فلزات دو ظرفیتی مانند مس، روی و منگنز در ناحیه اکسید شده توده‌های باطله معدن شسته شده، بسمت پایین حمل شده و به دلیل جایگزینی کانی‌های سولفید در ناحیه احیا شده توده‌های باطله معدن جدایش پیدا می‌کنند. تحت شرایط تبخیر غالب مواد محلول شسته شده به دلیل عملکرد مویبندی بسمت بالا حرکت نموده و نمک‌های فلز- سولفات جوشان را بوجود می‌آورند که برای انحلال بعدی طی بارندگی‌ها و آب‌شدگی برف در مراحل بعدی در دسترس می‌باشند.

T. کاستی‌های دانش و مسیرهای تحقیق آنها در آینده

علیرغم بیش از ۱۰۰ سال معدنکاری کلی (به بخش C "تاریخچه کانسارهای مس پورفیری" مراجعه شود) و تحقیقی که با مطالعات سازمان زمین‌شناسی آمریکا بر روی کانسارهای مس پورفیری جنوب غرب امریکای شمالی شروع شده (برای مثال: رانسوم ۱۹۰۳، ۱۹۰۴، ۱۹۱۹، لیندگرن ۱۹۰۵، امونز ۲۰۱۰)، سؤالات بسیاری مربوط به موقعیت، خصوصیات و ژنز این کانسارها باقی مانده است که از توسعه روش‌های مؤثر و بصره اقتصادی برای ارزیابی و اکتشاف جلوگیری می‌کنند. بنابراین کانسارهای مس پورفیری پنهان ارزیابی و اکتشاف را به چالش می‌کشند، همانطور که بوسیله اکتشاف به نسبت جدید در استان مس پورفیری تکامل یافته جنوب غرب امریکای شمالی سامانه مس پنهان ولی عظیم رزولوشن در آریزونا (مانسکه و پل ۲۰۰۲) با مثال نشان داده شده است، همینطور چالش‌های مربوط به عدم قطعیت‌های متعدد مربوط به تکتونیک، هوازگی و سایر کانی‌زایی مس پورفیری در این منطقه نیز در مورد کانسارهای مس پورفیری وجود دارد (سل ۱۹۹۵). سیدورف و سایرین (۲۰۰۵) چالش‌های متعددی را مطرح نمودند که درک کانسارهای پورفیری را تحت تأثیر قرار داده و دارای مفاهیم علمی و عملی می‌باشند، این مدل کانسارهای مس پورفیری کاستی‌های دانش معینی را شناسایی نموده که شناخت ما را از ژنز کانسارها و توانایی ما را برای

است بسته به موقعیت هیدرولوژیک و زمین‌شناسی و مقولات مهندسی معدن و توده‌های باطله خطراتی برای منابع آب شرب ایجاد نمایند. سنگ‌های میزبان با پتانسیل‌های خنثی‌کنندگی بالاتر مانند سنگ‌های کربناته تمایل دارند تحرک فلزات و ترکیبات مربوطه را کاهش دهند. موقعیت‌های هیدرولوژیک و اقلیمی که متحمل افت تبخیری آب می‌گردند ممکن است موجب تمرکز تبخیری مواد محلولی گردند که احتمالاً در نزدیکی معادن و توده‌های باطله به عنوان منابع آب شرب استفاده می‌گردند. ساختارهای آب آلوده که بطور غیرصحیح ساخته شده‌اند ممکن است اجازه دهند آب معدن آلوده وارد آب‌های زیرزمینی اطراف گردد. عناصر یا ترکیبات دارای بیشترین احتمال آلودگی زیست‌بوم‌های آبی و منابع آب شرب برای موجودات زنده به ترتیب الفبا عبارتند از: آلومینیم، آرسنیک، مس، آهن، منگنز، سولفات و روی.

تأثیرات آب و هوایی بر روی آثار زمین زیست‌محیطی

درک تأثیرات رژیم‌های متنوع آب و هوایی بر روی اثر زیست‌محیطی کانسارهای مس پورفیری محدود است. در بیشتر موارد شدت تأثیر زیست‌محیطی همراه با کانسارهای مولد سولفید در آب و هوای مرطوب بیشتر از آب و هوای خشک است. میزان اسیدیته و غلظت فلزات کل در زهکشی معدن واقع در آب و هوای خشک به دلیل تأثیرات تجمعی تبخیر زهکشی معدن و تجمع حاصل از فلزات و اسیدیته در کانی‌های بشدت محلول فلز-سولفات چندین برابر بیشتر از آب و هوای معتدل می‌باشد. هرچند که جریان آب سطحی کمینه (حداقل) در این مناطق از تولید حجم‌های قابل توجه زهکشی بشدت اسیدی غنی از فلز جلوگیری می‌کند. ممکن است از آزادسازی مقادیر تغلیظ یافته این آلوده‌کننده‌های ذخیره شده به حوضه‌های آبریز محلی بوسیله بارش بعد از یک هجوم خشکی جلوگیری شود. روابط شیمیایی سطحی و نزدیک به سطح امروزی ممکن است منعکس‌کننده آب و هوای موجود قبلی (مرطوب‌تر) در جنوب غرب ایالات متحد باشد. دولت و فونت بوت (۲۰۰۱) خصوصیات زیست‌محیطی- شیمیایی باطله‌های کانسارهای مس پورفیری شیلی را در آب و هوای فوق خشک، مدیترانه و آلپ مورد بررسی قرار دادند. آنها نتیجه‌گیری

۱۰. ارزیابی سامانه‌های ماگمایی برای خصوصیات ویژه‌ای که منجر به تشکیل کانسارهای مس پورفیری می‌گردند شامل: مکان‌ها و موقعیت‌های ساختاری ژنز ماگما، جایگیری، ترکیبات ماگما (شامل فلزات [مس، مولیبدن، طلا] مواد فرار [آب، گوگرد، کلر]، روابط بین سطوح جایگیری و سردشدگی، نرخ‌های تبلور و گاززدایی، روابط بین عیار مس، ذخیره مس و دوره‌های چندگانه ماگمایی.

۱۱. درک ارتقاء یافته عملکرد ساختارهای ناحیه‌ای (گسل‌ها، مرزهای سنگ) واقع در سطوح بالای پوسته‌ای در کنترل سامانه‌های آذرین که سامانه‌های مس پورفیری را توسعه داده‌اند. ۱۲. درک توسعه یافته کنترل‌های اساسی بر روی اختلافات عمده در خصوصیات کانسارهای مس پورفیری برای مثال کنترل بر روی نسبت‌های فلز، زمان‌بندی و توزیع مولیبدن، زمان‌بندی و همراهی بیشتر مس با دگرسانی پتاسیک اولیه و یا دگرسانی سرسیتی بعدی.

U. مفاهیم وسیع تر و ارتباط جمعی سامانه‌های مس پورفیری

سامانه‌های مس پورفیری، توزیع و اثر آنها مفاهیم گسترده‌تری برای جامعه دارند. فراتر از اهمیت زیاد آنها بعنوان منبع اصلی مواد مورد نیاز، تولید کانسارهای مس پورفیری یک بهم‌ریختگی عمده را در سطح زمین ایجاد نموده است. که بوسیله رخداد و تولید خود عکس‌العمل‌های متعدد را از جوامعی که تحت تأثیر آنها قرار می‌گیرند، بوجود می‌آورند. درک خصوصیات کانسار و توزیع آنها این قابلیت را دارد که تأثیر گسترده‌تری بر روی سایر مقولات فعالیت انسانی داشته باشد.

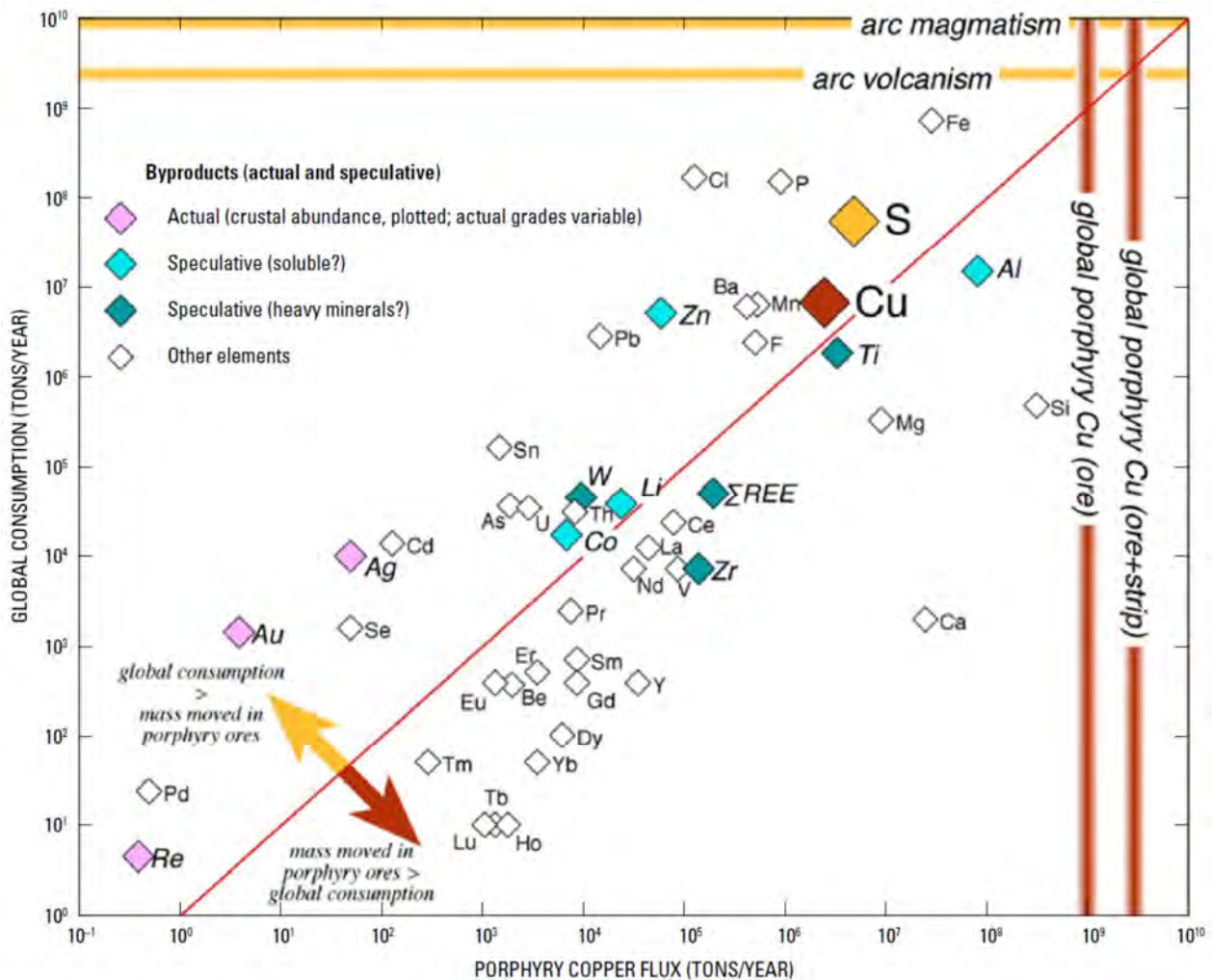
سامانه‌های مس پورفیری متعدد بوده، در جاییکه یافت می‌گردند حجم‌های عمده را در پوسته بالایی تحت تأثیر قرار داده و تولید آنها یکی از فرایندهای اصلی امروزی است که سطح زمین را تحت تأثیر قرار می‌دهد. معدنکاری کانسارهای پورفیری چندین کیلومتر مکعب از پوسته بالایی زمین را جابه‌جا می‌کند، حجمی که با آتشفشانی کمان قابل مقایسه است (شکل U1، بارتون و سایرین ۲۰۰۵). تخمین‌های شار ماگما و سیال در کمان‌ها پیشنهاد می‌کند که ساختارهای پورفیری مانند (سامانه‌های ماگمایی- گرمایی) از یک بخش عمده (در حدود ۵

ارزیابی و اکتشاف کانسارهای کشف نشده تحت تأثیر قرار داده است. برخی سؤالات باقیمانده و مسیرهای تحقیق که احتیاجات اکتشاف و ارزیابی را بطور خاص مورد مخاطب قرار می‌دهند به شرح زیر می‌باشند:

۱. تعریف دقیق خصوصیات کانسارهای مس پورفیری در زمان و مکان جهت افزایش شناخت سامانه‌های مس پورفیری دارای رخنمون ضعیف، نهان و بهم ریخته با استفاده از داده‌های محدود.
۲. تعیین حواشی نامشخص سامانه‌های مس پورفیری (کانی‌شناسی، عناصر نادر)، افزایش اندازه سامانه و بهبود کارایی اکتشاف و دقت ارزیابی به‌ویژه در مورد کانسارهای پنهان.
۳. تعریف بهبود یافته شیب‌های فیزیکی، شیمیایی و ایزوتوپی در سامانه‌های مس پورفیری بویژه در شرایط بی‌نهایت سامانه به منظور قادر ساختن به جهت‌یابی مؤثر بسمت تجمعات هیپوژن و سوپرژن مس.
۴. بازسازی توالی‌های قدیمه در استان‌های مس پورفیری که بوسیله تکتونیک بعد از کانی‌زایی دچار بهم ریختگی شده‌اند و مسئول کل بخش‌های کانسارهای مس پورفیری بهم ریخته بوده، بنابراین اهداف را برای کاشفین و اختراعات تأمین نموده و چگالی‌های دقیق‌تری را برای ارزیاب‌ها فراهم نمایند.
۵. تعیین خصوصیات مجموعه‌های دگرسانی آرژیلیک پیشرفته که مختص سامانه‌های مس پورفیری می‌باشند.
۶. تعیین خصوصیات سنگ‌های آتشفشانی همزمان، سطوح قدیمه و کانسارهای قدیمی که نشان‌دهنده وجود سامانه‌های مس می‌باشند.
۷. ارزیابی توالی‌های مطلوب برای غنی‌شدگی کانسارهای مس پورفیری بوسیله تعداد و طول دوره‌های فرسایش، ضخامت واریزه، تکتونسیسم و تاریخچه حوضه.
۸. مدل‌سازی بهبود یافته توالی‌های انتقال- رسوب اجزاء کانسارهای مس پورفیری نزدیک به کانسارهای هوازده یا در حال هوازده‌گی برای کاربردهای زمین زیست‌محیطی، اکتشاف و ارزیابی به‌ویژه برای سامانه‌های مس پورفیری پنهان.
۹. درک توسعه یافته‌ای از تشکیل رخدادها و کانسارهای بیگانه (exotic) برای قادر ساختن به تعیین جهت منابع مس هیپوژن و سوپرژن.

براساس تعداد سامانه‌های پورفیری در یک توالی زمین‌شناسی تأیید می‌گردد (کسلر و ویلکینسون ۲۰۰۸). بنابراین بوسیله خود آنها دگرسانی با سامانه‌های گرمابی - ماگمایی ناهنجاری‌های ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی بزرگی را بوجود می‌آورند که ممکن است خطوط مبنا را برای مناطق عمده دارای توالی‌های قوسی تحت تأثیر قرار دهند.

تا ۱۰ درصد) از پوسته قوس بالایی در مجاورت مراکز ماگمایی (جانسون ۲۰۰۰) و دگرسانی گرمابی در سنگ‌های آتشفشانی همراه فراگیر می‌باشد، تشکیل شده است (بارتون و سایرین ۱۹۸۸). این مطلب بوسیله توزیع سامانه‌های کانه‌دار شده در یک توالی زمین‌شناسی، فراگیر بودن سامانه‌های زمین گرمایی با مجموعه‌های آتشفشانی مرکزی و کالدرها و تخمین‌ها



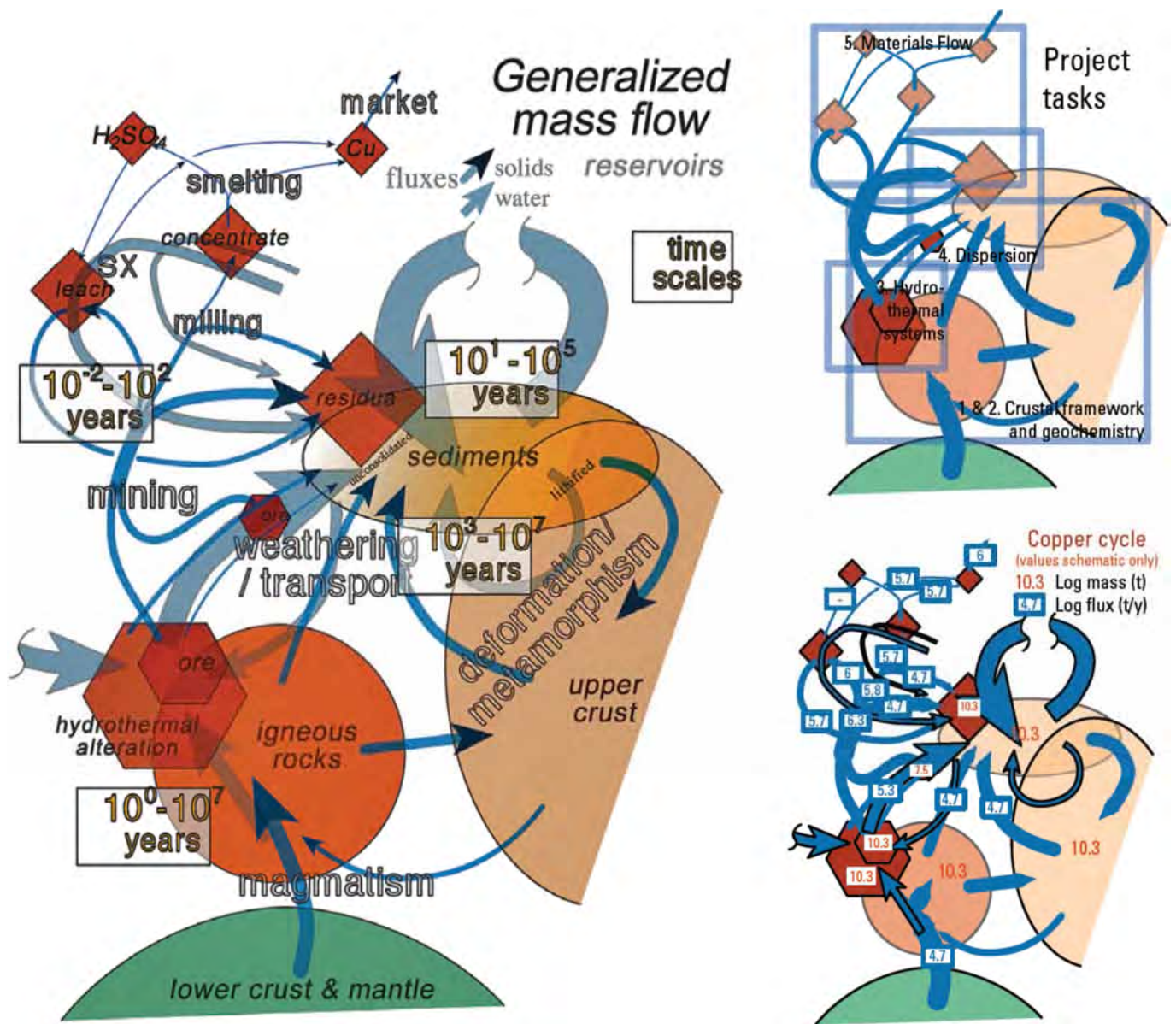
شکل 11. تخمین‌های شار سالیانه عناصر (علائم الماس مانند) معدنکاری شده (بصورت تن در سال کانسنگ و باطله) طی تولید کانسارهای مس پورفیری (شار مس پورفیری) در مقایسه با مصرف جهانی عناصر مشابه (تن در سال). عناصری که در بالای خط مورب قرار دارند دارای مصرف سالیانه بیشتری نسبت به توده‌های موجود این عناصر در سنگ‌های معدنکاری شده کانسارهای مس پورفیری می‌باشند (برای مثال Au, Ag, S, Cu, و Re)، در حالیکه عناصر زیر این خط دارای جرم‌هایی در سنگ کانسارهای مس پورفیری هستند که از مصرف سالیانه آنها بیشتر است (برای مثال Al, Ti, Zr و REE). توجه شود که برخی عناصر درکانسارهای مس پورفیری در سنگ باطله یا کانسنگ بوده و طی فرایند فرآوری بازیافت نمی‌گردند. همچنین تخمین‌هایی (خطوط اورتوگونال رنگی ضخیم) برای توده‌های کانسنگ و کل سنگ برداشت شده طی معدنکاری سالیانه برای کانسارهای مس پورفیری و برای توده‌های آتشفشانی قوس و کل ماگماتسیم قوسی (آتشفشانی و نفوذی) انجام گرفته است کل جرم سنگی که بوسیله معدنکاری مس پورفیری بطور سالیانه برداشت می‌گردد بطور تقریبی برابر است با جرم سالیانه آتشفشانی قوس.

"کاستی‌های دانش / مسیرهای تحقیق آتی" مراجعه شود). منشأ آنها و منشأ محیط‌هایی که آنها را بوجود می‌آورند ابهاماتی را بوجود می‌آورند. اساسی‌تر از سؤال منشأ این چالش است که هیچگاه یک توصیف کاملی از یک سامانه پورفیری وجود نداشته است. بحث‌های خیلی قیاسی در مقابل یک مستندسازی ۴ بعدی در مقابل یک سامانه داده شده قرار دارند. در بهترین حالت یک نفر می‌تواند قطعات یک تصویر زمین‌شناسی مجتمع را از کانسارهای مشابه که بوسیله فرسایش و یا مقاطع بوسیله کج‌شدگی ساختاری رخنمون پیدا کرده‌اند کنار هم قرار دهد (برای مثال دیلز و اینوادی ۱۹۹۲، سیدورف و سایرین ۲۰۰۸). از یک دورنمای اقتصادی شرکت‌های معدنی انگیزه کمی دارند برای اینکه کل سامانه‌ها را حفاری کنند، حتی در صورتی‌که آنها چنین کاری انجام دهند بطور معمول روی نیازهای مربوط به تولید تمرکز داشته و خیلی بندرت بر روی تعدادی از مقولات زمین‌شناسی و بیشتر مقولات ژئوشیمیایی کانسارها و مواد اطراف آنها تمرکز دارند. حتی جایی که داده‌ها موجود باشد به دلیل ترس از معایب قانونی یا مالی با این مناطق بصورت اختصاصی برخورد می‌شود. بنابراین رسیدن به داده‌های اساسی در مورد توزیع عیار، محتوای فلزات و نسبت آنها، سایر عناصر که از لحاظ اقتصادی و زیست‌محیطی مطلوب هستند مشکل می‌باشد. شخص تنها به نگاه کردن به داده‌های ذخیره در کانسارهای خوب شناخته شده نیاز دارد تا به این واقعیت برسد. برای مثال کانسار مورنسی مس را از چندین محدوده کانساری (اسکارن، هیپوژن، و سوپرژن در سنگ‌های میزبان آذرین) استخراج نموده است. ذخایر رشد نموده و با گذشت زمان بطور قابل توجهی به رشد خود ادامه می‌دهند. خود کانسار بطور واضح مربوط به مراکز نفوذی چندگانه می‌باشد، بنابراین این ساختارها بطور اساسی در نوشتار مورد استناد قرار نگرفته‌اند (برای مثال اندرز و سایرین ۲۰۰۶) و تنها چند صد متر بالایی بطور مفصل مورد اکتشاف قرار گرفته است (اندرز ۲۰۰۰). ما چه چیزی می‌دانیم و بعد در مورد این سامانه بطور کلی اساس برای ایجاد برنامه‌های بلندمدت در ناحیه‌ای که قبلاً ۱۳۰ سال تولید داشته چه می‌باشد؟ واسطه‌های تنظیمی که با تولید و یا ترکیبات تجاری سروکار دارند چه مواردی هستند؟

چرخه‌های طبیعی و انسانی حیات سامانه‌های پورفیری متحمل همه این فاکتورها می‌گردد (شکل U2). اجزاء زمین‌شناسی با معماری فیزیکی و شیمیایی شروع می‌گردد که میزبان مجموعه‌های نفوذی کانه‌زا بوده و به آنها مربوط است. سامانه‌های گرمایی خود پیچیده بوده، دارای موجودیت‌های متنوع با اختلافات عمده بین کانسارها هستند، واقعیتی که بوسیله تمایزات مشخص بین کانسارهای عظیم مانند گرسبرگ، لا اسکوندیدا، ال‌تینته، رزولوشن، بیوت، مورنسی و اویوتولگویی (ضمیمه ۲) نشان داده شده است. این کانسارها که هرکدام از آنها حاوی بیش از ۲۰ میلیون تن مس هستند، خصوصیات کاملاً متفاوتی را نشان می‌دهند، این اختلافات منعکس‌کننده کنترل‌های زیرین متغیری است که اقتصاد و ابعاد آنها را کنترل می‌کند. همچنین تشخیص این ضروری است که یک زمین‌شناسی عمده به تنهایی کافی نیست: ذخایر رزولوشن و اویوتولگویی علیرغم اینکه ذخایر عیار بالایی هستند به دلایل تکنیکی و سیاسی ممکن نیست تبدیل به کانسار گردند.

مسیرهای تکامل و سرنوشت‌های کانسار متفاوت است: زمانیکه کانسار تشکیل می‌گردد، این سامانه‌ها می‌توانند به طرق کاملاً متفاوتی تکامل پیدا کنند (به شکل U2 مراجعه شود). تعدادی از کانسارها فرسایش پیدا کرده و پراکنده می‌گردند (احتمالاً با غنی‌شدگی همراه)؛ سایر کانسارها - که تعداد کمتری دارند - دچار دگرشکلی و جداشدگی شده و در توالی زمین‌شناسی عمیق‌تری حفظ می‌گردند. در تمام موارد حجم سنگ‌های دارای کانه‌زایی اقتصادی بخش کوچکی از حجم پوسته هستند که بوسیله سامانه‌های گرمایی تحت تاثیر قرار گرفته است. این حجم‌های بزرگتر خود شامل مناطق دارای ناهنجاری‌های مشخص ژئوشیمیایی با خطوط مبنا و خصوصیات زیست‌محیطی هستند که باید بدون توجه به معدنکاری مد نظر قرار گیرند.

معدنکاری (شکل U2) نیز پیچیده بوده و برای توزیع مجدد و دوباره‌کاری شیمیایی مواد دارای نتایج در مقیاس زمین‌شناسی می‌باشند. همانطور که در این نوشتار روشن شده علیرغم ۱۰۰ سال بررسی و تولید تعدادی از مقولات زمین‌شناسی سامانه‌های مس پورفیری کمتر شناخته شده باقی مانده است. این یکی از چالش‌های مداوم برای ارزیابی موثر منابع می‌باشد (به بخش T



شکل ۲. جریان توده تعمیم یافته در پوسته، در سطح و طی معدنکاری در ارتباط با چرخه های حیات برای پروژه های کانسارهای مس پورفیری، به مقیاس های مختلف زمانی توجه شود. مس و گوگرد بطور شماتیک بوسیله مقادیر ممکن ولی تأیید شده ضعیف نشان داده شده اند. استناد، مستندسازی و کاربرد این روابط و انواع مربوط به آب و سایر عناصر در بخش مرکزی و کل پروژه. الگوهای قابل مقایسه "چرخه ژئوشیمیایی" که باید موارد دیگر باید مورد استفاده قرار بگیرند نیازمند درک چرخه های حیات مواد می باشند. نقل از بارتون و سایرین (شکل شماره ۴-۱). (۲۰۰۵)

سروکار دارند باقی مانده است. حتی با یک ارزیابی داده شده از یک پتانسیل منبع بیشتر تصمیم گیری ها براساس موقعیت های ویژه انجام گرفته و بطور مشخص این ارزیابی ها در عدم حضور داده های منطقه خاصی ایجاد می گردد. برای مثال تصمیم گیری ها

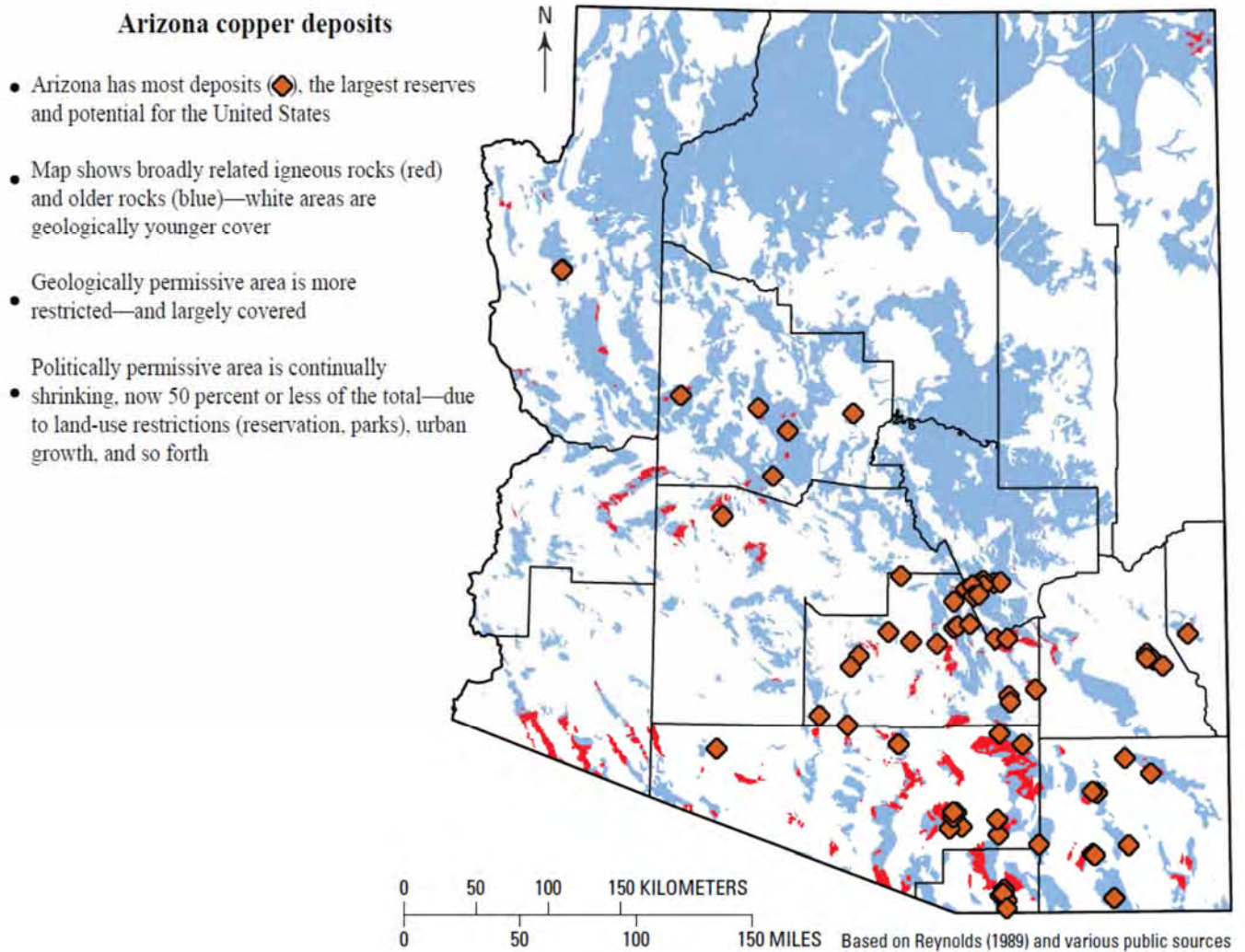
سایر مجموعه چالش ها برای ارزیابی در مقیاس ناحیه ای برای شناخت پتانسیل منابع برانگیخته می شوند. سؤالات اساسی در مورد ماهیت ساختار پوسته، همبستگی آن با سامانه های کانه زای و نتایج حوادث بعد از کانی زایی به ویژه زمانی که با ابهام اساسی پوشش

شناخته شده و روش‌های ژئوفیزیکی بروز برای اکتشاف در زیر پوشش محلی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. از آن زمان اکتشاف تقریباً بطور کامل حول معدن موجود شامل اکتشاف کانسار عظیم رزولوشن نزدیک به سوپریور صورت گرفته است. از دهه ۱۹۶۰ جمعیت آریزونا از کمتر از ۱ میلیون نفر به بیش از ۶ میلیون نفر افزایش پیدا کرده است و مساحت‌های بزرگ زمین توسعه یافته و گرنه از ثبت معدنی خارج شده‌اند (شکل U3). حتی کانسارهای بزرگ شناخته شده برای ارزش ملک آنها فروخته شده‌اند (سانت کروز، ساکاتون، فلورانس). آیا این نتایج در معرض اطلاع عموم و سیاستگذارها قرار گرفته است؟ چگونه این مطلب به یک آینده پایدار کمک می‌کند. زمانی که سیاستگذارها از توسعه کانسارهایی که معادل چندین سال مصرف ملی هستند، جلوگیری می‌کنند؟

اکنون ما در مورد این منطقه چه می‌دانیم؟ ناحیه‌ای که در دنیا یکی از غنی‌ترین نواحی بوده و بطور بحث برانگیزی مولدترین ناحیه تولیدکننده فلز در ایالات متحد است. مقولات اکتشاف قدمت ۴۰ سال دارند و زمانی توسعه پیدا کرده‌اند (به‌ویژه عملکرد و ماهیت گسترش پوسته) که زمین‌شناسی اقتصادی بطور ضعیفی شناخته شده بود و نقشه‌برداری سامان‌مند تا اندازه‌ای کم بررسی‌های زمین سن‌سنجی و سنگ‌شناسی تنها اخیراً انجام گرفته ولی مراکز آذرین کمی بطور مفصل نقشه‌برداری شده و اشکال لارامید آنها بازسازی شده است. خود کانسارها تنها با واژه‌های کلی توصیف شده و تنها اخیراً بصورت داشتن خصوصیات قابل توجه متنوع مستند شده‌اند. متأسفانه داده‌های زمین‌شناسی بروز و مطالعات تکمیلی لازم برای ایجاد تصمیم‌گیری‌های آگاهانه و استفاده از زمین مناطق ویژه در دسترس نیست. در هنگام عدم وجود شاهد مستقیم مانند رخداد کانه به نظر نمی‌رسد که تصمیم‌های استفاده از زمین ویژه بوسیله این احتمال تحت تأثیر قرار بگیرند که مناطق تحت بررسی بواسطه موقعیت خود در مقیاس جهانی در یک استان کانه قرار دارند.

بطور معمول با حداقل شناخت موقعیت‌های زمین‌شناسی صورت می‌گیرند. ارزیابی‌ها در صورتی که قرار است در مناطق بخوبی کانه دار شده مورد استفاده قرار گیرند باید مبنایی باشند برای ارزیابی‌های تمرکز یافته‌تر آثار مشخص پتانسیل کانی (برای مثال در مقیاس یک چهارگوش یا بخش زمین مورد بهره‌برداری)، هرچند اکتشاف کانی موضوع متفاوت دیگری است. شرکت‌های معدنکاری به ندرت پتانسیل کانی را در اکتشاف ارزیابی قرار داده‌اند، و در صورتی که این کار را انجام داده باشند برای اهداف تجاری صورت گرفته و بطور معمول در معرض عموم قرار نگرفته‌اند. بنابراین تصمیمات زیادی بدون داشتن بهترین داده‌های موجود انجام گرفته است. امروزه شرکت‌های کمی اجزاء تحقیق را در معادن خود و یا در واحدهای اکتشاف نگهداری می‌کنند (هیتزمن و سایرین ۲۰۰۹). بطور مشابه محققین دانشگاهی بطور عمده در فراهم نمودن دانش دارای زمینه صحیح و ارزیابی‌های منبع مشارکت ندارند، زیرا تعداد آنها تا حد زیادی کاهش یافته و کمبود حمایت برای تحقیق زمین‌شناسی اقتصادی با محوریت دانشگاه وجود داشته (هیتزمن و سایرین ۲۰۰۹) و بیشتر مراکز دانشگاهی براساس نیاز (منابع مالی) آکادمی تحریک می‌گردند.

آریزونا طیفی از چالش‌ها را نشان می‌دهد که حول مقولات علمی و اجتماعی که با اکتشاف، ارزیابی و تولید (یا تصمیم‌گیری برای تولید نکردن) منابع و مقولات عمومی‌تر سیاست‌گذاری و علمی می‌گردند که در یک بخش از پوسته زمین با منابع فراوان بوجود می‌آیند. قوس لارامید در آریزونا در یک سطح بالای پوسته‌ای رخنمون یافته، در سطحی که تقریباً از تمام مراکز ماگمایی مربوط به قوس در بخش‌های غربی ایالات متحد بالاتر است (شکل N7). در حدود دوسوم منطقه دورنما در آریزونا پوشیده شده است (شکل U3)، و حتی در محدوده‌های شناخته شده حفاری فراتر از کف معادن گسترش پیدا نکرده است. اکتشاف دارای حرکت‌های چرخشی می‌باشد. آخرین چرخش در دهه‌های ۱۹۶۰ و ۱۹۷۰ بوده است. زمانی که اکتشاف برای روندهای



شکل 3U. نقشه آریزونا نشان‌دهنده کانسارهای پورفیری شناخته نشده، سنگ‌های آذرین مربوط به کوه‌زایی لارامید (همزمان)، پوشش بعد از لارامید، و مناطقی که توسعه کانی بوسیله رشد جمعیت یا محدودیت‌های کاربری زمین محدود شده است. این بخش از استان حوضه و رشته کوه بشدت بوسیله گسل‌های ترشیاری گسترش پیدا کرده است؛ بنابراین بیشتر منطقه زیرپوشش باید حاوی مقادیر پوسته‌ای مشابه یا بالاتر با انواع رخنمون یافته بوده و در نهایت پتانسیل بالایی برای کانسارهای مس پورفیری داشته باشند.

References Cited

- Abrams, M.J., and Brown, D., 1984, Silver Bell, Arizona, porphyry copper test site report, *in* the Joint NASA/Geosat Test Case Project, final report, chapter 4, p. 4-1 to 4-73: The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Okla.
- Abrams, M.J., Brown, L., Lopley, R., and Sadowski, P., 1983, Remote sensing for porphyry copper deposits in Southern Arizona: *Economic Geology*, v. 78, p. 591-604.
- AIME, 1933, Ore deposits of the Western States (Lindgren volume): New York, American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, 797 p.
- Aitcheson, S.J., Harmon, R.S., Moorbath, S., Schneider, A., Soler, P., Soria-Escalante, E., Steele, G., and Womer, G., 1995, Pb isotopes define basements of the Altiplano, central Andes: *Geology*, v. 23, p. 555-558.
- Alavi, Mehdi, 1980, Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran: *Geology*, v. 8, p. 144-149.
- Alpers, C.N., and Brimhall, G.H., 1989, Paleohydrologic evolution and geochemical dynamics of cumulative supergene metal enrichment at La Escondida, northern Chile: *Economic Geology*, v. 84, p. 229-255.
- Ambrus, J., 1977, Geology of the El Abra porphyry copper deposit, Chile: *Economic Geology*, v. 72, p. 1062-1085.
- Amidi, S.M., 1984, Geological map of the Saveh quadrangle: Geological Survey of Iran, Tehran, scale 1:250,000.
- Anderson, A.J., Clark, A.H., Ma, X-P, Palmer, G.R., MacArthur, J.D., and Roedder, E., 1989, Proton-induced X-ray and gamma-ray emission analysis of unopened fluid inclusions: *Economic Geology*, v. 84, p. 924-939.
- Anderson, A.J., and Mayanovic, R.A., 2003, Electron, nuclear and X-ray probe microanalysis of fluid inclusions, *in* Samson, I., Anderson, A., and Marshall, D., eds., *Fluid inclusions—Analysis and interpretation: Geological Association of Canada short course series*, v. 32, p. 323-351.
- Anderson, J.A., 1982, Characteristics of leached capping and techniques of appraisal, *in* Titley, S.R., ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: Tucson, Arizona, The University of Arizona Press*, p. 275-295.
- Anthony, E.Y., Reynolds, T.J., and Beane, R.E., 1984, Identification of daughter minerals in fluid inclusions using scanning electron microscopy and energy dispersive analysis: *American Mineralogist*, v. 69, p. 1053-1057.
- Anthony, E.Y., and Titley, S.R., 1988, Progressive mixing of isotopic reservoirs during magma genesis at the Sierra Rita porphyry copper deposit, Arizona—Inverse solutions: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 52, p. 2235-2249.
- Arif, J., and Baker, T., 2004, Gold paragenesis and chemistry at Batu Hijau, Indonesia: implications for gold-rich porphyry copper deposits: *Mineralium Deposita*, v. 39, p. 523-535.
- Arizona Geological Society, 1976, Proceedings of the Porphyry Copper Symposium: Arizona Geological Society Digest XI, 178 p.
- Amorsson, S., 1995, Geothermal systems in Iceland—Structure and conceptual models I. High-temperature areas: *Geothermics*, v. 24, p. 561-602.
- Arribas, Antonio, Jr., Hedenquist, J.W., Itaya, T., Okada, T., Concepción, R.A., and Garcia, J.S., Jr., 1995, Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines: *Geology*, v. 23, p. 337-340.
- Asael, Dan, Mathews, A., Bar-Mathews, M., and Halicz, L., 2007, Copper isotope fractionation in sedimentary copper mineralization (Tima Valley, Israel): *Chemical Geology*, v. 243, p. 238-254.
- Atkinson, W.W., Jr., and Einaudi, M.T., 1978, Skarn formation and mineralization in the contact aureole at Carr Fork, Bingham, Utah: *Economic Geology*, v. 73, p. 1326-1365.
- Atkinson, W.W., Jr., Souviron, A., Vehrs, T.L., and Faunes, G.A., 1996, Geology and mineral zoning of the Los Pelambres porphyry copper deposit, Chile: *Society of Economic Geologists Special Publication 5*, p. 131-156.
- Audétat, Andreas, and Pettke, T., 2006, Evolution of a porphyry-Cu mineralized magma system at Santa Rita, New Mexico (United States): *Journal of Petrology*, v. 47, p. 2021-2046.
- Ayati, F., Yaviz, F., Noghreyan, M., Haroni, H.A., and Yavuz, R., 2008, Chemical characteristics and compositions of hydrothermal biotite from the Dalli porphyry copper prospect, Arak, central province of Iran: *Mineralogy and Petrology*, v. 94, p. 107-122.
- Ayuso, R.A., Haeussler, P.J., and Bradley, D.C., 2008, Nd-Sr-Pb geochemistry and petrogenetic framework for metallogenesis, south-central Alaska (abs.): *Geochemical Society, Goldschmidt Conference, Vancouver, Canada, Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 178, p. A39.

- Ayuso, R.A., Haeussler, P.J., Bradley, D.C., Wandless, G.A., Foley, N.K., and Farris, D., 2009, The role of ridge subduction in determining the geochemistry and Nd–Sr–Pb isotopic evolution of the Kodiak batholith in Southern Alaska: *Tectonophysics*, v. 464, p. 137–163 doi:10.1016/j.tecto.2008.09.029.
- Babcock, R.C., Ballantyne, G.H., and Phillips, C.H., 1995, Summary of the geology of the Bingham district, Utah, *in* Pierce, F.W., and Bolm, J.G., eds., *Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest*, v. 20, p. 316–335.
- Baldwin, J.A., and Pearce, J.A., 1982, Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes: *Economic Geology*, v. 77, p. 664–674.
- Baldwin, J.T., Swain, H.D., and Clark, G.H., 1978, Geology and grade distribution of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea: *Economic Geology*, v. 73, p. 690–702.
- Ballantyne, G.H., 1981, Chemical and mineralogical variations in propylitic zones surrounding porphyry copper deposits: Salt Lake City, University of Utah, Ph.D. thesis, 208 p.
- Ballantyne, G.H., Smith, T.W., and Redmond, P.B., 1997, Distribution and mineralogy of gold and silver in the Bingham Canyon porphyry copper deposit, Utah, *in* John, D.A., and Ballantyne, G.H., eds., *Geology and ore deposits of the Oquirrh and Wasatch Mountains, Utah: Society of Economic Geologists Guidebook Series*, v. 29, p. 147–153.
- Banks, N.G., 1973, Biotite as a source of some of the sulfur in porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 68, p. 697–703.
- Banks, N.G., 1982, Sulfur and copper in magma and rocks, *in* Titley, S.R., ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: Tucson, Arizona, The University of Arizona Press*, p. 227–257.
- Barton, Mark, Brown, James, Haxel, Gordon, Hayes, Timothy, Jensen, Eric, Johnson, David, Kamilli, Robert, Long, Keith, Maher, David, and Seedorff, Eric, 2005, Center for Mineral Resources—U.S. Geological Survey—University of Arizona, Department of Geosciences Porphyry Copper Deposit Life Cycles Field Conference, southeastern Arizona, May 21–22, 2002: U.S. Geological Survey, Scientific Investigations Report 2005–5020, 50 p.
- Barton, M.D., 1996, Granitic magmatism and metallogeny of southwestern North America: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, v. 87, 261–280.
- Barton, M.D., Battles, D.A., Bebout, G.E., Capo, R.C., Christensen, J.N., Davis, S.R., Hanson, R.B., Michelsen, C.J., and Trim, H.E., 1988, Mesozoic contact metamorphism in the western United States, *in* Ernst, W.G., ed., *Metamorphism and crustal evolution, western conterminous United States: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, Rubey Volume VII*, p. 110–178.
- Barton, M.D., and Hanson, R.B., 1989, Magmatism and the development of low-pressure metamorphic belts—Implications from the western United States and thermal modeling: *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 1051–1065.
- Barton, M.D., Ilchik, R.P., and Marikos, M.A., 1991, Metasomatism, *in* Kerrick, D.M., ed., *Contact metamorphism: Reviews in Mineralogy* 26, p. 321–350.
- Barton, M.D., Staude, J.-M., Johnson, D.A., and Snow, E.A., 1991, Aureole systematics, *in* Kerrick, D.M., ed., *Contact metamorphism: Reviews in Mineralogy*, v. 26, p. 723–847.
- Barton, M.D., Seedorff, E., Maher, D.J., Stavast, W.J.A., Kamilli, R.J., Hayes, T., Long, K., Haxel, G., and Cook, S., 2007, Laramide porphyry copper systems and superimposed Tertiary extension—A life cycle approach to the Globe-Superior-Ray area—Guide Book No. 4 for Arizona Geological Association Ores & Orogenesis Symposium, September 24–30, 2007: Tucson, Arizona Geological Society, 61 p.
- Barton, M.D., and Young, S.E., 2002, Non-pegmatitic deposits of beryllium—Mineralogy, geology, phase equilibria and origin: *Reviews in Mineralogy*, v. 50, p. 591–691.
- Bartos, P.J., 1987, Prograde and retrograde base metal lode deposits and their relationship to underlying porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 84, p. 1671–1683.
- Barzegar, Hassan, 2007, Geology, petrology and geochemical characteristics of alteration zones within the Seridune prospect, Kerman, Iran, [unpublished Ph.D. thesis]: Geo resources and material technology of the Rheinisch Westfälische Technical University Aachen, Aachen, Germany, 180 p., http://darwin.bth.rwth-aachen.de/opus3/volltexte/2007/2009/pdf/Barzegar_Hassan.pdf.
- Baumgartner, Regina, Fontboté, L., and Vennemann, T., 2008, Mineral zoning and geochemistry of epithermal polymetallic Zn–Pb–Ag–Cu–Bi mineralization at Cerro de Pasco, Peru: *Economic Geology*, v. 103, p. 493–537.
- Beane, R.E., and Bodnar, R.J., 1995, Hydrothermal fluids and hydrothermal alteration in porphyry copper deposits, *in* Pierce, F.W., and Bohm, J.G., eds., *Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest*, v. 20, p. 82–93.

- Becker, S.P., Fall, A., and Bodnar, R.J., 2008. Synthetic fluid inclusions XVII. PVTX properties of high salinity H₂O-NaCl solutions (greater than 30 weight percent NaCl)—Application to fluid inclusions that homogenize by halite disappearance from porphyry copper and other hydrothermal ore deposits: *Economic Geology*, v. 103, p. 539–554.
- Behn, Geraldo, Camus, F., Carrasco, P., and Ware, H., 2001. Aeromagnetic signature of porphyry copper systems in northern Chile and its geologic implications: *Economic Geology*, v. 96, p. 239–248.
- Benoit, M., Aguilon-Robles, A., Calmus, T., Maury, R.C., Bellon, H., Cotton, J., Bourgois, J., and Michaud, F., 2002. Geochemical diversity of Miocene volcanism in southern Baja California, Mexico—Implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window: *Journal of Geology*, v. 110, p. 627–648.
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J., and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and Early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and central Iran: *Journal of the Geological Society of London*, v. 139, p. 605–614.
- Berger, B.R., Ayuso, R.A., Wynn, J.C., and Seal, R.R., 2008. Preliminary model of porphyry copper deposits: U.S. Geological Survey Open-File Report 2008–1321, 55 p., <http://pubs.usgs.gov/of/2008/1321/>.
- Berger, B.R., King, T.V.V., Morath, L.C., and Phillips, J.D., 2003. Utility of high-altitude infrared spectral data in mineral exploration—Application to northern Patagonia Mountains, Arizona: *Economic Geology*, v. 98, p. 1003–1018.
- Blakely, R.J., Wells, R.E., Weaver, C.S., and Johnson, S.Y., 2002. Location, structure, and seismicity of the Seattle fault zone, Washington—Evidence from aeromagnetic anomalies, geologic mapping, and seismic-reflection data: *Geological Society of America Bulletin*, v. 114, p. 169–177.
- Blanchard, Roland, 1968. Interpretation of leached outcrops: Nevada Bureau of Mines and Geology Bulletin 66, 196 p.
- Blevin, P.L., 2002. The petrographic and compositional character of variably K-enriched magmatic suites associated with Ordovician porphyry copper–Au mineralization in the Lachlan fold belt: *Mineralium Deposita*, v. 37, no. 1, p. 87–99.
- Blevin, P.L., and Chappell, B.W., 1992. The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granitoid metallogeny of eastern Australia: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, v. 83, p. 305–316.
- Blevin, P.L., and Chappell, B.W., 1995. Intrusive metallogenic provinces in eastern Australia based on granite source and composition: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, v. 87, p. 281–290.
- Boardman, J.W., Kruse, F.A., and Green, R.O., 1995. Mapping target signatures via partial unmixing of AVIRIS data: Proceedings of the Fifth JPL Airborne Earth Science Workshop, JPL Publication, Pasadena, Calif., v. 95–01, p. 23–26.
- Bodnar, R.J., 1982. Fluid inclusions in porphyry-type deposits: Mineral Deposits Research Review for Industry, University Park, Pa., April 7–9, 1982, p. RB1–RB25.
- Bodnar, R.J., 1995. Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits, *in* Thompson, J.F.H., ed., *Magmas, fluids, and ore deposits: Mineralogical Association of Canada short course series*, v. 23, p. 139–152.
- Bodnar, R.J., 2003. Reequilibration of fluid inclusions, *in* Samson, I., Anderson, A., and Marshall, D., eds., *Fluid inclusion—Analysis and interpretation: Geological Association of Canada short course series*, v. 32, p. 213–231.
- Bodnar, R.J., and Beane, R.E., 1980. Temporal and spatial variations in hydrothermal fluid characteristics during vein filling in preore cover overlying deeply buried porphyry copper-type mineralization at Red Mountain, Arizona: *Economic Geology*, v. 75, p. 876–893.
- Bodnar, R.J., Burnham, C.W., and Sterner, S.M., 1985. Synthetic fluid inclusions in natural quartz. III. Determination of phase equilibrium properties in the system H₂O-NaCl to 1000°C and 1500 bars: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 49, p. 1861–1873.
- Bodnar, R.J., Mavrogenes, J.A., Anderson, A.J., Bajt, S., Sutton, S.R., and Rivers, M.I., 1993. Synchrotron XRF evidence for the sources and distribution of metals in porphyry copper deposits (abs.): *EOS Transactions, American Geophysical Union*, v. 74, p. 669.
- Bostinescu, 1984. Porphyry copper systems in the South Apuseni Mountains, Romania: *Anuarul Institutului Geologic al Romaniei*, v. 64, p. 163–175.
- Bouse, R.M., Ruiz, J., Titley, S.R., Tosdal, R.M., and Wooden, J.L., 1999. Lead isotopic compositions of Late Cretaceous and early Tertiary igneous rocks and sulfide minerals in Arizona—Implications for the sources of plutons and metals in porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 94, p. 211–244.
- Boutwell, J.M., 1905. Economic geology of the Bingham mining district, Utah: U.S. Geological Survey Professional Paper 38, 413 p.

- Bower, B., Payne, J., DeLong, C., and Rebagliati, C.M., 1995, The oxide-gold, supergene and hypogene zones at the Casino gold-copper-molybdenum deposit, west-central Yukon, *in* Schroeter, T.G., ed., *Porphyry deposits of the northwestern Cordillera of North America: Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Special Volume 46*, p. 352–366.
- Bowman, J.R., Parry, W.T., Kropp, W.P., and Krueger, S.A., 1987, Chemical and isotopic evolution of hydrothermal solutions at Bingham, Utah: *Economic Geology*, v. 82, p. 395–428.
- Bradley, D.C., Kusky, T., Haeussler, P., Goldfarb, R.J., Miller, M.L., Dumoulin, J.A., Nelson, S.W., and Karl, S.M., 2003, Geologic signature of early Tertiary ridge subduction in Alaska, *in* Sisson, V.B., Roeske, S.M., and Pavlis, T.L., eds., *Geology of a transpressional orogen developed during ridge-trench interaction along the North Pacific margin: Geological Society of America Special Paper*, v. 371, p. 19–50.
- Brant, A.A., 1966, Geophysics in the exploration for Arizona porphyry deposits, *in* Tittley, S.R., and Hicks, C.L., eds., *Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: Tucson, Arizona, University of Arizona Press*, p. 87–110.
- Breitsprecher, K., Thorkelson, D.J., Groome, W.G., Dostal, J., 2003, Geochemical confirmation of the Kula–Farallon slab window beneath the Pacific Northwest in Eocene time: *Geology*, v. 31, p. 351–354.
- Brimhall, G.H., Jr., 1977, Early fracture-controlled disseminated mineralization at Butte, Montana: *Economic Geology*, v. 72, p. 37–59.
- Brimhall, G.H., Jr., Agee, C., and Stoffregen, R.E., 1985, The hydrothermal conversion of hornblende to biotite: *Canadian Mineralogist*, v. 23, p. 369–379.
- Brimhall, G.H., and Crerar, D.A., 1987, Ore fluids—Magmatic to supergene, *in* Carmichael, I.S.E., and Eugster, H.P., eds., *Thermodynamic modeling of geological materials—Minerals, fluids, and melts: Reviews in Mineralogy*, v. 17, p. 235–321.
- Brown, J.G., Bassett, R.L., and Glynn, P.D., 1998, Analysis and simulation of reactive transport of metal contaminants in groundwater in Pinal Creek Basin, Arizona: *Journal of Hydrology*, v. 209, p. 225–250.
- Brown, S.C., 2005, A review of the geology and mineralization of the Alumbrera copper-gold deposit, northwestern Argentina, *in* Porter, T.M., ed., *Superporphyry copper and gold deposits—A global perspective: Adelaide, Porter GeoConsultancy Publishing*, v. 1, p. 115–131.
- Burnham, C.W., 1967, Hydrothermal fluids at the magmatic stage, *in* Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, Holt, Rinehart and Winston, Inc.*, p. 34–76.
- Burnham, C.W., 1979, Magmas and hydrothermal fluids, *in* Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2d ed.: New York, John Wiley and Sons, p. 71–136.
- Burnham, C.W., and Ohmoto, H., 1980, Late-stage processes of felsic magmatism: *Mining Geology Special Issue 8*, p. 1–11.
- Burruss, R.C., 2003, Raman spectroscopy of fluid inclusions, *in* Samson, I., Anderson, A., and Marshall, D., eds., *Fluid inclusions—Analysis and interpretation: Geological Association of Canada short course series*, v. 32, p. 279–289.
- Campa, M.F., and Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040–1051.
- Camus, Francisco, 2002, The Andean porphyry systems, *in* Cooke, D.R., and Pongratz, J., eds., *Giant ore deposits—Characteristics, genesis, and exploration: CODES Special Publication no. 4, University of Tasmania*, p. 5–22.
- Camus, Francisco, 2005, Andean porphyry systems, *in* Porter, T.M., ed., *Super porphyry copper and gold deposits, a global perspective: Adelaide, Porter GeoConsultancy Publishing*, v. 1, p. 45–63.
- Candela, P.A., 1997, A review of shallow, ore-related granites—Textures, volatiles, and ore metals: *Journal of Petrology*, v. 38, p. 1619–1633.
- Candela, P.A., and Piccoli, P.M., 1995, Model ore-metal partitioning from melts into vapor/brine mixtures: *Mineralogical Association of Canada short course series*, v. 23, p. 101–127.
- Cannell, J., Cooke, D.R., Walshe, J.L., and Stein, H., 2005, Geology, mineralization, alteration, and structural evolution of the El Teniente porphyry Cu-Mo deposit: *Economic Geology*, v. 100, p. 979–1003.
- Cannon, R.S., Pierce, A.P., Antweiller, J.C., and Buck, K.L., 1961, The data of lead isotope geology related to problems of ore genesis: *Economic Geology*, v. 56, p. 1–38.
- Cannon, R.S., Pierce, A.P., and Antweiller, J.C., 1971, Suggested uses of lead isotopes in exploration, *in* Boyle, R.W., and McGerrigle, J.I., eds., *Geochemical exploration: Canadian Institute of Mining Special Volume 11*, p. 457–463.
- Carslaw, H.S., and Jaeger, J.G., 1959, *Conduction of heat in solids: London, Oxford University Press*, 510 p.

- Carten, R.B., 1986, Sodium-calcium metasomatism—Chemical, temporal, and spatial relationships at the Yerington, Nevada, porphyry copper deposit: *Economic Geology*, v. 81, p. 1495–1519.
- Carten, R.B., Geraghty, E.P., Walker, B.M., and Shannon, J.R., 1988, Cyclic development of igneous features and their relationship to high-temperature igneous features in the Henderson porphyry molybdenum deposit, Colorado: *Economic Geology*, v. 83, p. 266–296.
- Carten, R.B., White, W.H., and Stein, H.J., 1993, High-grade granite-related molybdenum systems—Classification and origin: *Geological Association of Canada Special Paper 40*, p. 521–554.
- Cassidy, K.F., Kerrich, R., Lueck, B.A., and Stanley, C.R., 1994, Geochemical characteristics and tectonic implications of Mesozoic alkaline plutonism in Stikinia and Quesnellia, Canadian Cordillera (abs.): *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, v. 26, no. 7, p. 39.
- Cathles, L.M. III, 1977, An analysis of the cooling of intrusives by groundwater convection which includes boiling: *Economic Geology*, v. 72, p. 804–826.
- Cathles, L.M. III, 1981, Fluid flow and genesis of hydrothermal ore deposits: *Economic Geology, 75th Anniversary Volume*, p. 424–457.
- Cathles, L.M. III, 1997, Thermal aspects of ore formation, *in* Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3d ed.: New York, John Wiley and Sons, p. 191–227.
- Chaffee, M.A., 1976, Geochemical exploration techniques based on distribution of selected elements in rocks, soils, and plants, Mineral Butte copper deposit, Pinal County, Arizona: *U.S. Geological Survey Bulletin 1278-D*, p. D1–D55.
- Chaffee, M.A., 1977, Geochemical exploration techniques based on distribution of selected elements in rocks, soils, and plants, Vekol porphyry copper deposit area, Pinal County, Arizona: *U.S. Geological Survey Bulletin 1278-E*, p. E1–D30.
- Chaffee, M.A., 1982a, Geochemical prospecting techniques for porphyry copper deposits, southwestern United States and northern Mexico, *in* Titley, S.R., ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*: Tucson, Arizona, The University of Arizona Press, p. 297–307.
- Chaffee, M.A., 1982b, A geochemical study of the Kalamazoo porphyry copper deposit, Pinal County, Arizona, *in* Titley, S.R., ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*: Tucson, Arizona, The University of Arizona Press, p. 211–225.
- Chaffee, M.A., Hill, R.H., Sutley, S.J., and Waterson, J.R., 1981, Regional geochemical studies in the Patagonia Mountains, Santa Cruz County, Arizona: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 14, p. 135–153.
- Chambefort, Isabelle, Dilles, J.H., and Kent, A.J.R., 2008, Anhydrite-bearing andesite and dacite as a source for sulfur in magmatic-hydrothermal mineral deposits: *Geology*, v. 36, p. 719–722.
- Chávez, W.X., Jr., 2000, Supergene oxidation of copper deposits—Zoning and distribution of copper oxide minerals: *Society of Economic Geologists Newsletter 41*, p. 1, 10–21.
- Chen, Xiaofeng, Warner, T.A., and Campagna, D.J., 2007, Integrating visible, near-infrared and short-wave infrared hyperspectral and multispectral thermal imagery for geological mapping at Cuprite, Nevada: *Remote Sensing of the Environment*, v. 110, p. 344–356.
- Chesley, J.T., and Ruiz, J., 1997, Preliminary Re-Os dating on molybdenite mineralization from the Bingham canyon porphyry copper deposit, Utah, *in* John, D.A., and Ballantyne, G.H., *Geology and ore deposits of the Oquirrh and Wasatch Mountains, Utah*: *Society of Economic Geologists Guidebook Series Volume 29*, p. 165–169.
- Chiaradia, Massimo, Fontboté, L., and Paladines, A., 2004, Metal sources in mineral deposits and crustal rocks of Ecuador (1°N–4°S)—A lead isotope synthesis: *Economic Geology*, v. 99, p. 1085–1106.
- Chiaradia, Massimo, Konopelko, D., Seltman, R., and Cliff, R.A., 2006, Lead isotope variations across terrane boundaries of the Tien Shan and Chinese Altay: *Mineralium Deposita*, v. 41, p. 411–428.
- Chivas, A.R., and Wilkins, R.W.T., 1977, Fluid inclusion studies in relation to hydrothermal alteration and mineralization at the Koloula porphyry copper prospect, Guadalcanal: *Economic Geology*, v. 72, p. 153–169.
- Clark, A.H., 1993, Are outsize porphyry copper deposits either anatomically or environmentally distinctive? *in* Whiting, B.H., ed., *Giant ore deposits*: *Society of Economic Geologists Special Publication 2*, p. 213–283.
- Clark, A.H., Tosdal, R.M., Farrar, E., and Armando-Plazolles, V., 1990, Geomorphologic environment and age of supergene enrichment of the Cuajone, Quellaveco, and Toquepala porphyry copper deposits, Southeastern Peru: *Economic Geology*, v. 85, p. 1604–1628.
- Clark, D.A., 1999, Magnetic petrology of igneous intrusions—Implications for exploration and magnetic interpretation: *Exploration Geophysics*, v. 20, p. 5–26.

- Clark, R.N., Swayze, G.A., Gallagher, A.J., King, T.V.V., and Calvin, W.M., 1993, The U.S. Geological Survey Digital Spectral Library, version 1, 0.2 to 3.0 microns: U.S. Geological Survey Open-File Report 93-592, 1,340 p.
- Claveria, R.J., 2001, Mineral paragenesis of the Lepanto copper and gold and Victoria gold deposits, Mankayan mineral district, Philippines: *Resource Geology*, v. 51, no. 2, p. 97-106.
- Cline, J.S., and Bodnar, R.J., 1991, Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt?: *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 8113-8126.
- Clode, C.H., Proffett, J.M., Jr., Mitchell, P.A., and Munajat, I., 1999, Relationships of intrusion, wall-rock alteration and mineralisation in the Batu Hijau copper-gold porphyry deposit: PACRIM '99, Australasian Institute of Mining and Metallurgy Congress, Bali, Indonesia, 10-13 October 1999, Proceedings, p. 485-498.
- Cloos, Mark, and Housh, T.B., 2008, Collisional delamination—Implications for porphyry-type Cu-Au ore formation in New Guinea, *in* Spencer, J.E., and Titley, S.R., eds., Ores and orogenesis: Circum-Pacific tectonics, geologic evolution, and ore deposits: *Arizona Geological Society Digest*, v. 22, p. 235-244.
- Cloos, Mark, Sapiie, Benyamin, van Ufford, A.Q., Weiland, R.J., Warren, P.Q., and McMahon, T.P., 2005, Collisional delamination in New Guinea—The geotectonics of subducting slab breakoff: *Geological Society of America, Special Paper 400*, 51 p.
- CODELCO, 2007, Annual Report, http://www.codelco.com/english/la_corporacion/memorias/memoria2007/pdf/CodelcoInstitucional07english.pdf accessed last on May 11, 2009.
- Condie, K.C., and Kröner, Alfred, 2008, When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record, *in* Condie, K.C., and Pease, Victoria, eds., When did plate tectonics begin on Earth?: *Geological Society of America Special Paper 440*, p. 281-294.
- Conklin, M., Villinski, J., and Kay, J., 2001, Geochemistry of acid mine contamination-aquifer interactions: *International Journal of Occupational Health*, v. 14, p. 249-259.
- Cook, S.S., 1988, Supergene copper mineralization at the Lakeshore mine, Pinal County, Arizona: *Economic Geology*, v. 83, p. 297-309.
- Cooke, D.R., Heithersay, P.S., Wolfe, R., and Calderon, A.L., 1998, Australian and western Pacific porphyry copper-Au deposits: *Journal of Australian Geology and Geophysics*, v. 17, no. 4, p. 97-104.
- Cooke, D.R., Hollings, P., and Walshe, J.L., 2005, Giant porphyry deposits—Characteristics, distribution, and tectonic controls: *Economic Geology*, v. 100, p. 801-818.
- Cooksley, J.W., 2005, Application of reflection-seismic method to leached cap exploration over porphyry copper deposits: *Mining Engineering*, v. 57, p. 71-75.
- Core, D.P., Kesler, S.E., Essene, E.J., Dufresne, E.B., Clarke, R., Arms, D.A., Walko, D., and Rivers, M.L., 2005, Copper and zinc in silicate and oxide minerals in igneous rocks from the Bingham-Park City belt, Utah—Synchrotron X-ray fluorescence data: *Canadian Mineralogist*, v. 43, p. 1781-1796.
- Core, D.P., Kesler, S.E., and Essene, E.J., 2006, Unusually Cu-rich magmas associated with giant porphyry copper deposits—Evidence from Bingham, Utah: *Geology*, v. 34, no. 1, p. 41-44.
- Cox, D.P., and Singer, D.A., 1992, Distribution of gold in porphyry copper deposits, *in* DeYoung, J.H., and Hammerstrom, J.M., eds., Contributions to commodity research: U.S. Geological Survey Bulletin 1877, p. C1-C14.
- Cox, L.J., Chaffee, M.A., Cox, D.P., and Klein, D.P., 1995, Porphyry Cu deposits: U.S. Geological Survey Open-File Report 95-831, p. 75-89.
- Cunningham, C.G., Austin, G.W., Naeser, C.W., Rye, R.O., Ballantyne, G.H., Stamm, R.G., and Barker, C.E., 2004, Formation of a paleothermal anomaly and disseminated gold deposits associated with the Bingham Canyon porphyry Cu-Au-Mo system, Utah: *Economic Geology*, v. 99, p. 789-806.
- Cunningham, C.G., Rye, R.O., Rockwell, B.W., Kunk, M.J., and Councell, T.B., 2005, Supergene destruction of a hydrothermal replacement alunite deposit at Big Rock Candy Mountain, Utah—Mineralogy, spectroscopic remote sensing, stable-isotope, and argon-age evidences: *Chemical Geology*, v. 215, 317-337.
- Davidson, P., Kamenetsky, V., Cooke, D.B., Frikken, P., and 7 others, 2005, Magmatic precursors of hydrothermal fluids at the Rio Blanco Cu-Mo deposit, Chile—Links to silicate magmas and metal transport: *Economic Geology*, v. 100, p. 963-978.
- Day, Stephen, and Rees, Ben, 2006, Geochemical controls on waste-rock seepage chemistry at several porphyry mines in the Canadian Cordilleran, *in* Barnhisel, R.I., ed., Proceedings 7th International Conference on Acid Rock Drainage, St. Louis, Missouri, p. 439-456: American Society of Mining and Reclamation (ASMR), 3134 Montavesta Road, Lexington, KY 40502.

- DeCelles, P.G., 2004, Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western U.S.A.: *American Journal of Science*; v. 304, issue 2, p. 105–168.
- Defant, M.J., and Drummond, M.S., 1990, Derivation of some modern arc magmas by melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc: *Geology*, v. 21, p. 547–550.
- Defant, M.J., and Drummond, M.S., 1993, Mount St Helens—Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc: *Geology*, v. 21, p. 547–550.
- Dickin, A.P., 2005, *Radiogenic isotope geology*, 2d ed.; Cambridge University Press, 492 p.
- Dickinson, W.R., and Snyder, W.S., 1979, Geometry of triple junctions related to San Andreas transform: *Journal of Geophysical Research*, v. 84, p. 561–572.
- Dilles, J.H., 1987, Petrology of the Yerington batholith, Nevada—Evidence for evolution of porphyry copper ore fluids: *Economic Geology*, v. 82, p. 1750–1789.
- Dilles, J.H., and Einaudi, M.T., 1992, Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada—A 6-km vertical reconstruction: *Economic Geology*, v. 87, p. 1963–2001.
- Dilles, J.H., Einaudi, M.T., Proffett, J., and Barton, M.D., 2000, Overview of the Yerington porphyry copper district—Magmatic to nonmagmatic sources of hydrothermal fluids—Their flow paths and alteration effects on rocks and Cu-Mo-Fe-Au ores: *Society of Economic Geologists Guidebook Series*, v. 32, p. 55–66.
- Dilles, J.H., and Gans, P.B., 1995, The chronology of Cenozoic volcanism and deformation in the Yerington area, western Basin and Range and Walker Lane: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 474–486.
- Dilles, J.H., Martin, M.W., Stein, H., and Rusk, B., 2003, Re-Os and U-Pb ages for the Butte copper district, Montana—A short- or long-lived hydrothermal system? [abs]: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 35, no. 6, p. 400.
- Dilles, J.H., and Proffett, J.M., 1995, Metallogenesis of the Yerington batholith, Nevada, in Pierce, F.W., and Bolm, J.G., eds., *Porphyry copper deposits of the American Cordillera*: *Arizona Geological Society Digest*, v. 20, p. 306–315.
- Dilles, J.H., Proffett, John, and Einaudi, M.T., 2000b, Magmatic and hydrothermal features of the Yerington batholith with emphasis on the porphyry copper (Mo) deposit in the Ann-Mason area: *Society of Economic Geologists Guidebook Series*, v. 32, p. 67–89.
- Dilles, J.H., Soloman, G.C., Taylor, H.P., Jr., and Einaudi, M.T., 1992, Oxygen and hydrogen isotope characteristics of the Ann-Mason porphyry copper deposit, Yerington, Nevada: *Economic Geology*, v. 87, p. 44–63.
- Dilles, J.H., Tomlinson, A.J., Martin, M.W., and Blanco, N., 1997, El Abra and Fortuna complexes—A porphyry copper batholith sinistrally displaced by the Falla Oeste: *Congreso Geológico Chileno, Actas*, 8th, Antofagasta, v. 3, p. 1883–1887.
- Dilles, J.H., and Wright, J.E., 1988, The chronology of early Mesozoic arc magmatism in the Yerington district, Nevada, and its regional implications: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 644–652.
- Dimitrijevic, M.D., 1973, *Geology of the Kerman Region*: Geological Survey of Iran, Tehran, Report Yu/52.
- Doe, B.R., 1978, The application of lead isotopes to mineral prospect evaluation of Cretaceous-Tertiary magmatothermal ore deposits in the western United States, in Watterson, J.R., and Theobald, P.K., eds., *Geochemical Exploration 1978, Proceedings 7th International Geochemical Exploration Symposium*: Golden, Colorado, Association of Exploration Geochemists, p. 227–232.
- Doe, B.R., and Stacey, J.S., 1974, The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation—A review: *Economic Geology*, v. 69, p. 757–776.
- Dold, Bernhard, and Fontboté, Lluís, 2001, Element cycling and secondary mineralogy in porphyry copper tailings as a function of climate, primary mineralogy, and mineral processing: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 74, p. 3–55.
- Downing, B.W., 2009, Acid rock generation/drainage in mineral deposits throughout time (Kemess case study), <http://technology.infomine.com/enviromine/ard/Case%20Studies/kemess.html> accessed last on March 10, 2010.
- Drew, L.J., 2006, A tectonic model for the spatial occurrence of porphyry copper and polymetallic vein deposits—Applications to Central Europe: *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2005–5272*, 36 p.
- Drummond, M.S., and Defant, M.J., 1990, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere: *Nature*, v. 347, p. 662–665.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., and Kepezhinskas, P.K., 1996, Petrogenesis of slab derived trondjemite-tonalite-dacite/adakite magmas: *Geological society of America, Special Paper 315*, p. 205–215.
- Dummett, H.T., 1978, *Geology of the Moonmera porphyry deposit, Queensland, Australia*: *Economic Geology*, v. 73, p. 922–944.

- Dupont, Alain, Auwera, J.V., Pin, C., Marincea, S., and Berza T., 2002, Trace element and isotope (Sr, Nd) geochemistry of porphyry- and skarn-mineralizing Late Cretaceous intrusions from Banat, western South Carpathians, Romania: *Mineralium Deposita*, v. 37, p. 569–586.
- Eastoe, C.J., 1978, A fluid inclusion study of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea: *Economic Geology*, v. 73, p. 721–748.
- Eastoe, C.J., and Eadington, P.J., 1986, High-temperature fluid inclusions and the role of the biotite granodiorite in mineralization at the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea: *Economic Geology*, v. 81, p. 478–483.
- Ehrlich, S., 2004, Experimental study of copper isotope fractionation between aqueous Cu (II) and covellite, CuS: *Chemical Geology*, v. 209, p. 259–269.
- Einaudi, M.T., 1977, Petrogenesis of the copper bearing skarn at the Mason Valley mine, Yerington district, Nevada: *Economic Geology*, v. 72, p. 769–795.
- Einaudi, M.T., 1982a, Description of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America, *in* Tittley, S.R., ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*: Tucson, University of Arizona Press, p. 139–183.
- Einaudi, M.T., 1982b, General features and origin of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America, *in* Tittley, S.R., ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*: Tucson, University of Arizona Press, p. 185–209.
- Einaudi, M.T., 2000, Field trip day three—Skarns of the Yerington district, Nevada—A trip log and commentary: *Society of Economic Geologists Guidebook Series*, v. 32, p. 101–125.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W., and Inan, E.E., 2003, Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems—Transitions from porphyry to epithermal environments: *Society of Economic Geologists Special Publication 10*, p. 285–313.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D., and Newberry, R.J., 1981, Skarn deposits: *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, p. 317–391.
- Emmons, S.F., 1910, Cananea mining district of Sonora, Mexico: *Economic Geology*, v. 5, p. 312–356.
- Emmons, S.F., 1918, *Principles of economic geology*, 1st ed.: New York, McGraw-Hill, 550 p.
- Enders, M.S., 2000, The evolution of supergene enrichment in the Morenci porphyry copper deposit, Greenlee County, Arizona: Tucson, University of Arizona, Ph.D. dissertation, 517 p.
- Enders, M.S., Knickerbocker, C., Tittley, S.R., and Southam, G., 2006, The role of bacteria in the supergene environment of the Morenci porphyry copper deposit, Greenlee County, Arizona: *Economic Geology*, v. 101, p. 59–70.
- Eychaner, J.H., 1991, The Globe, Arizona, research site—Contaminants related to copper mining in a hydrologically integrated environment, *in* Mallard, G.E., and Aronson, D.A., eds., *U.S. Geological Survey Toxic Substances Hydrology Program—Proceedings of the technical meeting*, Monterey, California, March 11–15, 1991: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 91–4034, p. 439–447.
- Farmer, G.L., and DePaolo, D.J., 1984, Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the western United States and implications for pre-Mesozoic crustal structure—2. Nd and Sr isotopic studies of unmineralized and Cu- and Mo-mineralized granite in the Precambrian craton: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 10141–10160.
- Ferneyhough, A.B., 2000, Case history study of the Batu Hijau copper-gold porphyry deposit in Indonesia, *in* Ellis, R.B., Irvine, R., and Fritz, F., eds., *Northwest Mining Association 1998 Practical Geophysics Short Course, selected papers on CD-ROM*: Spokane, Washington, Northwest Mining Association, paper 5, 9 p.
- Fey, D.L., Granitto, M., Giles, S.A., Smith, S.M., Eppinger R.G., and Kelley, K.D., 2008, Geochemical data for samples collected in 2007 near the concealed Pebble porphyry Cu-Au-Mo deposit, southwest Alaska: U.S. Geological Survey Open-File Report 2008–1132, 2008, 154 p., <http://pubs.usgs.gov/of/2008/1132/>.
- Field, C.W., and Fifarek, R.H., 1985, Light stable-isotope systematics in the epithermal environment, *in* Berger, B.R., and Bethke, P.M., eds., *Geology and geochemistry of epithermal systems: Reviews in Economic Geology*, v. 2, p. 99–128.
- Field, C.W., Zhang, L., Dilles, J.H., Rye, R.O., and Reed, M.H., 2005, Sulfur and oxygen isotope record in sulfate and sulfide minerals of early, deep, pre-Main Stage porphyry Cu-Mo and late Main Stage base-metal mineral deposits, Butte district, Montana: *Chemical Geology*, v. 215, p. 61–93.

- Ford, Ken, Keating, P., and Thomas, M.D., 2007, Overview of geophysical signatures associated with Canadian ore deposits, *in* Goodfellow, W.D., ed., *Mineral deposits of Canada—A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Special Publication 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, Part 5*, 21 p.
- Fournier, R.O., 1967, The porphyry copper deposit exposed in the Liberty open-pit mine near Ely, Nevada. Part I. Syngenetic formation: *Economic Geology*, v. 90, p. 2–16.
- Fournier, R.O., 1987, Conceptual models of brine evolution in magmatic-hydrothermal systems: U.S. Geological Survey Professional Paper 1350, p. 1487–1506.
- Fournier, R.O., 1989, Geochemistry and dynamics of the Yellowstone National Park hydrothermal system: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 17, p. 13–53.
- Fournier, R.O., 1999, Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment: *Economic Geology*, v. 94, p. 1193–1211.
- Franchini, Marta, Impiccini, A., Meinert, L., Grathoff, G., and Schalamuk, I.B.A., 2007, Clay mineralogy and zonation in the Campana Mahuida porphyry copper deposit, Neuquen, Argentina—Implications for porphyry copper exploration: *Economic Geology*, v. 102, p. 17–54.
- Fraser, T.M., Godvin, C.I., Thompson, J.F.H., and Stanley, C.R., 1993, Geology and alteration of the Mount Polley alkalic porphyry copper-gold deposit, British Columbia, *in* Grant, B., and Newell, J.M., eds., *Geological fieldwork 1992: British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1993-1*, p. 295–300.
- Fraser, T.M., Stanley, C.R., Nikic, Z.T., Pesalj, R., and Gorc, D., 1995, The Mount Polley alkalic porphyry copper-gold deposit, south-central British Columbia, *in* Schroeter, T.G., ed., *Porphyry deposits of the northwestern Cordillera of North America: Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Special Volume 46*, p. 609–622.
- Frikken, P.H., Cooke, D.R., Walshe, J.L., Archibald, D., and three others, 2005, Mineralogical and isotopic zonation in the Sur-Sur Tourmaline breccia, Rio Blanco-Los Bronces Cu-Mo deposit, Chile—Implications for ore genesis: *Economic Geology*, v. 100, p. 935–962.
- Fujisada, H.F., 1995, Design and performance of ASTER instrument, *in* Proceedings of SPIE: Paris, France, International Society Optical Engineering, v. 2583, p. 16–25.
- Gagnon, J.E., Samson, I.M., and Fryer, B.J., 2003, LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions, *in* Samson, I., Anderson, A., and Marshall, D., eds., *Fluid inclusions—Analysis and interpretation: Geological Association of Canada short course series*, v. 32, p. 291–322.
- Gammons, C.H., and Duaiame, T.E., 2005, Long term changes in the limnology and geochemistry of the Berkeley pit lake, Butte, Montana: *Mine Water and the Environment*, v. 25, p. 76–85.
- Gammons, C.H., Metesh, J.J., and Duaiame, T.E., 2005, An overview of the mining history and geology of Butte, Montana: *Mine Water and the Environment*, v. 25, p. 70–75.
- Garwin, Steve, 2000, The setting, geometry and timing of intrusion-related hydrothermal systems in the vicinity of the Batu Hijau porphyry copper-gold deposit, Sumbawa, Indonesia: Nedlands, University of Western Australia, Ph.D. thesis, 320 p.
- Garwin, Steve, 2002, The geologic setting of intrusion-related hydrothermal systems near the Batu Hijau porphyry copper-gold deposit, Sumbawa, Indonesia: *Society of Economic Geologists Special Publication 9*, p. 333–366.
- Garwin, Steve, Hall, Robert, and Watanabe, Yashushi, 2005, Tectonic setting, geology, and gold and copper mineralization in Cenozoic magmatic arcs of southeast Asia and the west Pacific: *Society of Economic Geologists, Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 891–930.
- Ge, W., Wu, F., Zhou, C., and Zhang, J., 2007, Porphyry Cu-Mo deposits in the eastern Xing'an-Mongolian Orogenic Belt—Mineralization ages and their geodynamic implications: *Chinese Science Bulletin*, v. 52, p. 3416–3427.
- Geiger, S., Driesner, T., Heinrich, C.A., and Matthai, S.K., 2005, On the dynamics of NaCl-H₂O fluid convection in the Earth's crust: *Journal of Geophysical Research*, v. 110, B07101, 23 p., doi:10.1029/2004JB003362
- Geiger, S., Haggerty, R.D., Dilles, J.H., Reed, M.H., and Matthai, S.F., 2002, The evolution of the early hydrothermal alteration at Butte, Montana—New insights from reactive transport modeling: *Geofluids*, v. 2, p. 185–201.
- Giggenbach, W.F., 1992, Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 113, p. 495–510.
- Gilmour, Paul, 1995, A field guide to leached capping interpretation, *in* Pierce, F.W., and Bolm, J.G., eds., *Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest*, v. 20, p. 169–179.

- Gleeson, S.A., 2003, Bulk analysis of electrolytes in fluid inclusions, *in* Samson, I., Anderson, A., and Marshall, D., eds., *Fluid inclusions—Analysis and interpretation: Geological Association of Canada short course series*, v. 32, p. 233–247.
- Godwin, C.I., and Sinclair, A.J., 1982, Average lead isotope growth curves for shale-hosted lead-zinc deposits, *Canadian Cordillera: Economic Geology*, v. 77, p. 82–94.
- Goldstein, R.H., and Reynolds, T.J., 1994, Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: *Society of Economic Mineralogists and Paleontologists short course 31*, 199 p.
- Gonzalez-Partida, E., Levresse, G., Carillo-Chavez, A., Cheilietz, A., Gasquet, D., and Jones, D., 2003, Paleocene adakite Au-Fe bearing rocks, Mezcala, Mexico—Evidence from geochemical characteristics: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 80, p. 25–40.
- Gow, P.A., and Walshe, J.L., 2005, The role of pre-existing geologic architecture in the formation of giant porphyry-related Cu ± Au deposits—Examples from New Guinea and Chile: *Economic Geology*, v. 100, p. 819–833.
- Graham, S., Pearson, N., Jackson, S., Griffin, W., and O'Reilly, S.Y., 2004, Tracing Cu and Fe from source to porphyry—In-situ determination of Cu and Fe isotope ratios in sulfides from Grasberg Cu-Au deposit: *Chemical Geology*, v. 207, p. 147–169.
- Grant, J.A., 1986, The isochron diagram—A simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration: *Economic Geology*, v. 81, p. 1976–1982.
- Graybeal, F.T., 1972, The partition of trace elements among coexisting minerals in some Laramide intrusive rocks in Arizona: Tucson, University of Arizona. Ph.D. thesis, 220 p.
- Graybeal, F.T., 1973, Copper, manganese, and zinc in coexisting mafic minerals from Laramide intrusive rocks in Arizona: *Economic Geology*, v. 68, p. 785–798.
- Graybeal, F.T., 1996, Sunnyside—A vertically-preserved porphyry copper system, Patagonia Mountains, Arizona: *Society of Economic Geologists Newsletter*, no. 26, July 1996, p. 1–14.
- Graybeal, F.T., 2005, Poor economics did not close the Santa Cruz in situ project: *Mining Engineering*, v. 57, no. 5, p. 7.
- Graybeal, F.T., Applebee, D.J., Stavast, W.J.A., Aiken, D.M., Baugh, G.A., Veek, B.M., and Cook, S.S., 2007, Porphyry copper systems of southern Arizona: *Arizona Geological Society, Ores and Orogenesis Symposium Field Trip no. 8 Guidebook*, composite pagination.
- Green, R.O., Westwood, M.L., Sarture, C.M., Chrien, T.G., Aronsson, M., Chippendale, B.J., Faust, J.A., Pavri, B.E., Chovit, C.J., Solis, J., Olah, M.R., and Williams, O., 1998, *Imaging spectroscopy and the Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS): Remote Sensing of Environment*, v. 65, p. 227–248.
- Gresens, R.L., 1967, Composition-volume relationships of metasomatism: *Chemical Geology*, v. 2, p. 47–55.
- Groves, D.I., Vielreicher, R.M., Goldfarb, R.J., and Condie, K.C., 2005, Controls on the heterogeneous distribution of mineral deposits through time: *Geological Society of London, Special Publications*, v. 248, p. 71–101.
- Gulson, B.L., 1986, *Lead isotopes in mineral exploration: Developments in economic geology*, Elsevier Science Publishers, 245 p.
- Gulson, B.L., and Mizon, K.J., 1980, Lead isotope studies at Jabiluka, *in* Ferguson, J., and Goleby, A.B., eds., *Uranium in the Pine Creek geosyncline: International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria*, p. 439–455.
- Gustafson, L.B., and Hunt, J.P., 1975, The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: *Economic Geology*, v. 70, p. 857–912.
- Gustafson, L.B., Orquera, W., McWilliams, M., Castro, M., Olivares, O., Rojas, G., Maluenda, J., and Mendez, M., 2001, Multiple centers of mineralization in the Indio Muerto district, El Salvador, Chile: *Economic Geology*, v. 96, p. 325–350.
- Gustafson, L.B., and Quiroga, G., Jorge, 1995, Patterns of mineralization and alteration below the porphyry copper orebody at El Salvador, Chile: *Economic Geology*, v. 90, p. 2–16.
- Gutscher, M.A., Maury, R., Eissen, J., and Bourdon, E., 2000, Can slab melting be caused by flat subduction?: *Geology*, v. 28, p. 535–538.
- Haeussler, P. J., Bradley, D.C., Goldfarb, R.J., Snee, L.W., and Taylor, Cliff, 1995, Link between ridge subduction and gold mineralization in southern Alaska: *Geology*, v. 23, no. 11, p. 995–998.
- Hajian, H., 1977, Geological map of the Tafresh area: *Geological Survey of Iran, Tehran Iran*, scale 1:100,000.
- Halter, W.E., Bain, N., Becker, K., Heinrich, C.A., Landtwin, M., VonQuadt, A., Bissig, T., Clark, A.H., Sasso, A.M., and Tosdal, R.M., 2004, From andesitic volcanism to the formation of a porphyry-Cu-Au mineralizing magma chamber—The Farallón Negro Volcanic Complex, northwestern Argentina: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 136, p. 1–30.

- Halter, W.E., Heinrich, C.A., and Tettke, Thomas, 2005, Magma evolution and the formation of porphyry Cu-Au ore fluids—Evidence from silicate and sulfide melt inclusions: *Mineralium Deposita*, v. 39, p. 845–863.
- Han, C., Xiao, W., Zhao, G., Mao, J., Yang, J., Wang, Z., Yan, Z., and Mao, Q., 2006, Geological characteristics and genesis of the Tuwu porphyry copper deposits, Hami, Xinjiang, central Asia: *Ore Geology Reviews*, v. 29, p. 77–94.
- Hansen, H.K., Yianatos, J.B., and Ottosen, L.M., 2005, Speciation and leachability of copper in mine tailings from porphyry copper mining—Influence of particle size: *Chemosphere*, v. 60, p. 1497–1503.
- Hanson, R.B., 1996, Hydrodynamics of magmatic and meteoric fluids in the vicinity of granitic intrusions: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, v. 87, p. 251–259.
- Harris, A.C., Bryan, S.E., and Holcombe, R.J., 2006, Volcanic setting of the Bajo de la Alumbrera porphyry Cu-Au deposit, Farallón Negro volcanics, northwest Argentina: *Economic Geology*, v. 101, p. 71–94.
- Harris, A.C., Dunlap, W.J., Reiners, P.W., Allen, C.M., Cooke, D.R., White, N.C., Campbell, I.H., and Golding, S.D., 2008, Multimillion year thermal history of a porphyry copper deposit—Application of U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U-Th)/He chronometers, Bajo de la Alumbrera copper-gold deposit, Argentina: *Mineralium Deposita*, v. 43, p. 295–314.
- Hartley, A.J., and Rice, C.M., 2005, Controls on supergene enrichment of porphyry copper deposits in the Central Andes—A review and discussion: *Mineralium Deposita*, v. 40, p. 515–525.
- Haschke, M.R., Gunther, A., and Scheuber, E., 2002, Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile (21°–26°S): *Journal of Geophysical Research*, v. 107, ECV 6 1–18.
- Hassanzadeh, Jamshid, 1993, Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of central Iran (Shahr e Babak area, Kerman Province): Los Angeles, University of California, Ph.D. thesis, 204 p.
- Haxel, G.B., Johnson, D.A., Briskey, J.A., and Tosdal, R.M., 2003, Abundance and behavior of ore and other metals in latest Cretaceous to early Tertiary (“Laramide”) metaluminous and peraluminous granitoids, south-central Arizona and north-central Sonora [abs.]: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, v. 35, no. 6, p. 232.
- Hedenquist, J.W., 1990, The thermal and geochemical structure of the Broadlands-Ohaaki geothermal system: *Geothermics*, v. 19, p. 151–185.
- Hedenquist, J.W., Arribas, Antonio, Jr., and Gonzalez-Urien, Eliseo, 2000, Exploration for epithermal gold deposits, in Hagemann, S.G., and Brown, P.E., eds., *Gold in 2000: Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 245–277.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A., Jr., and Reynolds, T.J., 1998, Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system—Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines: *Economic Geology*, v. 93, p. 373–404.
- Hedenquist, J.W., and Richards, J.P., 1998, The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits: *Reviews in Economic Geology*, v. 10, p. 235–256.
- Heidrick, T.L., and Titley, S.R., 1982, Fracture and dike patterns in Laramide plutons and their structural and tectonic implications, in Titley, S.R., ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern United States*: Tucson, University of Arizona Press, p. 73–92.
- Heinrich, C.A., 2005, The physical and chemical evolution of low- to medium-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition—A thermodynamic study: *Mineralium Deposita*, v. 39, p. 864–889.
- Heinrich, C.A., 2007, Fluid-fluid interactions in magmatic-hydrothermal ore formation: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 65, p. 363–387.
- Heinrich, C.A., Gtinter, D., Audétat, A., Ulrich, T., and Frischknecht, R., 1999, Metal fractionation between magmatic brine and vapor determined by microanalysis of fluid inclusions: *Geology*, v. 27, p. 755–758.
- Hemley, J.J., Cygan, G.L., Fein, J.B., Robinson, G.R., and d’Angelo, W.M., 1992, Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems—I. Iron-copper-zinc-lead sulfide solubility relations: *Economic Geology*, v. 87, p. 1–22.
- Hemley, J.J., and Hunt, J.P., 1992, Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems: II. Some general geologic applications: *Economic Geology*, v. 87, p. 23–43.
- Hemley, J.J., and Jones, W.R., 1964, Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism: *Economic Geology*, v. 59, p. 538–569.
- Hemley, J.J., Montoya, J.W., Marinenko, J.W., and Luce, R.W., 1980, Equilibria in the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ and some general implications for alteration/mineralization processes: *Economic Geology*, v. 75, p. 210–228.

- Hendry, D.A.F., Chivas, A.R., Long, J.V.P., and Reed, S.J.B., 1985, Chemical differences between minerals from mineralizing and barren intrusions from some North American porphyry copper deposits: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 89, p. 317–329.
- Henley, R.W., and Ellis, A.J., 1983, Geothermal systems ancient and modern—A geochemical review: *Earth Science Reviews*, v. 19, p. 1–50.
- Henley, R.W., and McNabb, A., 1978, Magmatic vapor plumes and groundwater interaction in porphyry copper emplacement: *Economic Geology*, v. 73, p. 1–20.
- Heyl, A.V., Delevaux, M.H., Zartman, R.E., and Brock, M.R., 1966, Isotopic study of galenas from the Upper Mississippi Valley, the Illinois-Kentucky, and some Appalachian Valley mineral deposits—A review: *Economic Geology*, v. 61, p. 933–961.
- Hezarkhani, Ardeshir, 2006, Mass changes during hydrothermal alteration/mineralization at the Sar-Cheshmeh porphyry copper deposit, southeastern Iran: *International Geology Review*, v. 48, p. 841–860.
- Hildenbrand, T.G., Berger, Barney, Jachens, R.C., and Ludington, Steve, 2001, Utility of magnetic and gravity data in evaluating regional controls on mineralization—Examples from the western United States: *Reviews in Economic Geology*, v. 14, p. 75–109.
- Hildreth, Wes, and Moorbath, S., 1988, Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 455–489.
- Hill, K.C., Kendrick, R.D., Crowhurst, P.V., and Gow, P.A., 2002, Copper-gold mineralization in New Guinea—Tectonics, lineaments, thermochronology and structure: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 49, p. 737–752.
- Hitzman, Murray, Dilles, John, Barton, Mark, and Boland, Maeve, 2009, Mineral resource geology in academia—An impending crisis: *GSA Today*, v. 19, no. 8, p. 26–28.
- Hodson, C.J., Bailes, R.J., and Verzosa, R.S., 1976, Cariboo-Bell, in Sutherland Brown, A., ed., *Porphyry deposits of the Canadian Cordillera of North America*: Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Special Volume 15, p. 388–401.
- Hofmann, A.W., 1997, Mantle geochemistry—The message from oceanic volcanism: *Nature*, v. 385, p. 219–229.
- Hollick, P.A., and Wood, S.A., 1999, Fluid-inclusion study of the Morenci porphyry copper deposit, Arizona; metal content of the ore-forming brine (abs.): *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, v. 31, no. 7, p. 404.
- Holland, H.D., 1965, Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits, II. Mineral assemblages and the composition of ore-forming fluids: *Economic Geology*, v. 60, p. 1101–1166.
- Holliday, J.R., Wilson, A.J., Blevin, P.L., Tedder, I.J., Dunham, P.D., and Pfitzner, M., 2002, Porphyry gold-copper mineralization in the Cadia district, eastern Lachlan fold belt, New South Wales, and its relationship to shoshonitic magmatism: *Mineralium Deposita*, v. 37, no. 1, p. 100–116.
- Hollings, P., Cooke, D., and Clark, A., 2005, Regional geochemistry of Tertiary igneous rocks in Central Chile—Implications for the geodynamic environment of giant porphyry copper and epithermal gold mineralization: *Economic Geology*, v. 100, p. 887–904.
- Horita, Juske, Cole, D.R., and Wesolowski, D.J., 1995, The activity-composition relationship of oxygen and hydrogen isotopes in aqueous salt solutions: III, Vapor-liquid water equilibration of NaCl solutions to 350 degrees C: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 59, p. 1139–1151.
- Hou, Q., Khin Zaw, Pan, G., Xu, Q., Hu, Y., and Li, X., 2007, Sanjiang Tethyan metallogenesis in S.W. China—Tectonic setting, metallogenic epochs and deposit types: *Ore Geology Reviews*, v. 31, p. 279–303.
- Hou, Z.Q., Gao, Y.F., Xiaoming, Q., Rui, Z.Y., and Mo, X.X., 2004, Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 220, p. 139–155.
- Hou, Zengquian, Meng, X., Xiaoming, Q., and Gao, Y., 2005, Copper ore potential of adakitic intrusions in Gangdese porphyry copper belt, Xizang, China—Constraints from rock phase and deep melting process: *Mineral Deposits (Kuangchuang Dizhi)*, v. 24, p. 108–121.
- Howell, F.H., and Molloy, J.S., 1960, Geology of the Braden orebody, Chile, South America: *Economic Geology*, v. 55, p. 863–905.
- Huber, H., 1969, Geological map of Iran sheet no. 5, south-central Iran: National Iranian Oil Company, scale 1:1,000,000.
- Hunt, G.R., 1977, Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared: *Geophysics*, v. 42, no. 3, p. 501–513.
- Hunt, G.R., and Ashley, R.P., 1979, Spectra of altered rocks in the visible and near infrared: *Economic Geology*, v. 74, no. 7, p. 1613–1629.
- Hunt, G.R., Salisbury, J.W., and Lenhoff, C.J., 1971a, Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: III. Oxides and hydroxides: *Modern Geology*, v. 2, p. 195–205.

- Hunt, G.R., Salisbury, J.W., and Lenhoff, C.J., 1971b, Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: IV. Sulphides and sulphates: *Modern Geology*, v. 3, p. 1–14.
- Hunt, R.N., 1933, Bingham mining district: 16th International Geological Congress, Washington D.C., Guidebook 17, p. 45–56.
- Idrus, Arifudin, Kolb, Jochen, and Meyer, F.M., 2007, Chemical composition of rock-forming minerals in copper-gold-bearing tonalite porphyries at the Batu Hijau deposit, Sumbawa Island, Indonesia—Implications for crystallization conditions and fluorine-chlorine fugacity: *Resource Geology*, v. 57, p. 102–113.
- Imai, A., 2000, Mineral paragenesis, fluid inclusions and sulfur isotope systematics of the Lepanto Far Southeast Porphyry Cu-Au Deposit, Mankayan, Philippines: *Resource Geology*, v. 50, no. 3, p. 151–168.
- Imai, A., and Ohno, S., 2005, Primary ore mineral assemblage and fluid inclusion study of the Batu Hijau porphyry Cu-Au deposit, Sumbawa Indonesia: *Resource Geology*, v. 55, no. 3, p. 239–248.
- Ingebritsen, S.E., and Manning, C.E., 1999, Geological implications of a permeability-depth curve for the continental crust: *Geology*, v. 27, p. 1107–1100.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523–548.
- Ivanhoe Mines, Ltd., 2010, Ivanhoe Mines releases New Integrated Development Plan for Oyu Tolgoi copper-gold mining complex in Mongolia, 17 p., accessed July 20, 2010, at <http://www.ivanhoemines.com/i/pdf/2010May11.pdf>.
- Jacobs, D.C., and Parry, W.T., 1979, Geochemistry of biotite in the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico: *Economic Geology*, v. 74, p. 860–887.
- Jahns, R.H., and Burnham, C.W., 1969, Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites: *Economic Geology*, v. 64, p. 843–864.
- Jambor, J.L., Dutrizac, J.E., Groat, L.A., and Raudsepp, M., 2002, Static tests of neutralization potentials of silicate and aluminosilicate minerals: *Environmental Geology*, v. 43, p. 1–17.
- Jankovic, S., 1977, The copper deposits and geotectonic setting of the Tethyan Eurasian metallogenic belt: *Mineralium Deposita*, v. 12, p. 37–47.
- Jensen, E.P., and Barton, M.D., 2000, Gold deposits related to alkaline magmatism: *Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 279–314.
- Jerome, S.E., 1966, Some features pertinent in the exploration of porphyry copper deposits, in Titley, S.R., and Hicks, C.L., eds., *Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*: Tucson, University of Arizona Press, p. 75–85.
- Jiancheng, Xie, Xiaoyong, Yang, Weidong, Sun, Jianguo, Du, Wei, Xu, Libin, Wu, Keyou, Wang, and Xiaowei, Du, 2009, Geochronological and geochemical constraints on formation of the Tongling metal deposits, middle Yangtze metallogenic belt, east-central China: *International Geology Review*, v. 51, p. 388–421.
- John, D.A., 1989a, Geologic setting, depths of emplacement, and distribution of fluid inclusions in intrusions of the central Wasatch Mountains, Utah: *Economic Geology*, v. 84, p. 386–409.
- John, D.A., 1989b, Evolution of hydrothermal fluids in the Park Premier stock, central Wasatch Mountains, Utah: *Economic Geology*, v. 84, p. 879–902.
- John, D.A., 1991, Evolution of hydrothermal fluids in the Alta stock, central Wasatch Mountains, Utah: *U.S. Geological Survey Bulletin* 1977, 51 p.
- Johnson, D.A., 2000, Studies of iron-oxide(-Cu-REE-Au-Co-Ag-Ni-U) mineralization and associated sodic alteration in the Great Basin: Tucson, University of Arizona, Ph.D. thesis, 277 p.
- Kamenov, G., Macfarlane, A.W., and Riciputi, L., 2002, Sources of lead in the San Cristobal, Pulcayo, and Potosi mining districts, Bolivia, and a reevaluation of regional ore lead isotope provinces: *Economic Geology*, v. 97, p. 573–592.
- Kay, R.W., 1978, Aleutian magnesian andesite—Melts from subducted Pacific Ocean crust: *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, v. 4, p. 497–522.
- Kay, S.M., Godoy, E., and Kurz, A., 2005, Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 117, p. 67–88.
- Kay, S.M., and Kurtz, A.C., 2005, Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region, Codelco-Chile, Division El Teniente, in Porter, T.M., ed., *Super porphyry copper and gold deposits a global perspective*: Adelaide, Porter GeoConsultancy Publishing, v. 1, p. 45–63.
- Kay, S.M., and Mpodozis, C., 2001, Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust: *GSA Today*, v. 11, p. 4–9.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., and Coira, B., 1999, Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22° to 33° S latitude): *Society of Economic Geologists, special publication* 7, p. 27–59.

- Keith, J.D., Whitney, J.A., Hattori, K., Ballantyne, G.H., Christiansen, E.H., Barr, D.L., Cannan, T.M., and Hooks, C.J., 1997, The role of magmatic sulphides and mafic alkaline magmas in the Bingham and Tintic mining districts, Utah: *Journal of Petrology*, v. 38, no. 12, p. 1679–1690.
- Keith, S.B., and Swan, M.M., 1996, The great Laramide porphyry copper cluster of Arizona, Sonora, and New Mexico—The tectonic setting, petrology, and genesis of a world class porphyry metal cluster: *Proceedings, Geology and Ore Deposits of the American Cordillera Symposium, Geological Society of Nevada: U.S. Geological Survey—Sociedad Geológica de Chile*, v. 3, p. 1667–1747.
- Keller, G.V., 1987, Rock and mineral properties, *in* Nabighian, M.N., ed., *Electromagnetic methods in applied geophysics theory*: Tulsa, Okla., Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, v.1, p. 13–51.
- Kerrick, Robert, 1991, Radiogenic isotope systems applied to mineral deposits: *Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook*, v. 19, p. 365–421.
- Kerrick, Robert, Goldfarb, R., Groves, D., and Garwin, S., 2000, The geodynamics of world-class gold deposits—Characteristics, space-time distributions, and origins: *Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 501–551.
- Kesler, S.E., 1973, Copper, molybdenum, and gold abundances in porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 68, p. 106–112.
- Kesler, S.E., Chrysoullis, S.L., and Simon, G., 2002, Gold in porphyry copper deposits: its distribution and fate: *Ore Geology Reviews*, v. 21, p. 103–124.
- Kesler, S.E., Issigonis, M.J., Brownlow, A.H., Damon, P.E., Moore, W.J., Northcote, K.E., and Preto, V.A., 1975, Geochemistry of biotites from mineralized and barren intrusive systems: *Economic Geology*, v. 70, p. 569–567.
- Kesler, S.E., and Wilkinson, B.H., 2008, Earth's copper resources estimated from tectonic diffusion of porphyry copper deposits: *Geology*, v. 36, p. 255–258.
- Khashgerel, B-E, Kavalieris, Imants, and Hayashi, K-I., 2008, Mineralogy, textures, and whole-rock geochemistry of advanced argillic alteration—Hugo Dummett porphyry copper-Au deposit, Oyu Tolgoi mineral district, Mongolia: *Mineralium Deposita*, v. 43, p. 913–932.
- Khashgerel, B-E., Rye, R.O., Hedenquist, J.W., and Kavalieris, I., 2006, Geology and reconnaissance stable isotope study of the Oyu Tolgoi porphyry copper-Au system, South Gobi, Mongolia: *Economic Geology*, v. 101, p. 503–522.
- Kirby, C.S., and Cravotta, C.A. III, 2005a, Net alkalinity and net acidity 1—Theoretical considerations: *Applied Geochemistry*, v. 20, p. 1920–1940.
- Kirby, C.S., and Cravotta, C.A. III, 2005b, Net alkalinity and net acidity 2—Practical considerations: *Applied Geochemistry*, v. 20, p. 1941–1964.
- Korzinski, D.S., 1959, *Physicochemical basis for the analysis of the paragenesis of minerals* (English translation): New York, Consultants Bureau, 142 p.
- Kotylar, B.B., Theodore, T.G., Singer, D.A., Moss, Ken, Campo, A.M., and Johnson, S.D., 1998, Geochemistry of the Au-skarn environment at Copper Canyon, Battle Mountain mining district, Nevada, *in* Lentz, D.R., ed., *Mineralized intrusion-related skarn systems: Mineralogical Association of Canada short course series*, v. 26, p. 415–443.
- Kouzmanov, K., and seven others, 2009, Late Cretaceous porphyry copper and epithermal Cu-Au association in the Southern Panagyurishte District, Bulgaria—The paired Vlaykov Vruh and Eshitsa deposits: *Mineralium Deposita*, v. 44, p. 611–646.
- Krohn, M.D., Abrams, M.J., and Rowan, L.C., 1978, Discrimination of hydrothermal altered rocks along the Battle Mountain-Eureka, Nevada, mineral belt using Landsat images: *U.S. Geological Survey Open-File Report 78–585*, 84 p.
- Kurtz, A.C., Kay, S.M., Charrier, R., and Farrar, E., 1997, Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, central Chile (34–35S): *Revista Geologica de Chile*, v. 24, p. 75–90.
- Lagabrielle, Y., Lemoigne, J., Maury, R.C., Cotton, J., and Bourgois, J., 1994, Volcanic record of the subduction of an active spreading ridge, Taitao Peninsula (southern Chile): *Geology*, v. 22, p. 515–518.
- Landtwing, M.R., Dillenbeck, E.D., Leake, M.H., and Heinrich, C.A., 2002, Evolution of the breccia-hosted porphyry copper-Mo-Au deposit at Agua Rica, Argentina—Progressive unroofing of a magmatic hydrothermal system: *Economic Geology*, v. 97, p. 1273–1292.
- Landtwing, M.R., Pettke, T., Halter, W.E., Heinrich, C.A., Redmond, P.B., Einaudi, M.T., and Kunze, K., 2005, Copper deposition during quartz dissolution by cooling magmatic-hydrothermal fluids—The Bingham porphyry: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 235, 229–243.
- Lang, J.R., Stanley, C.R., and Thompson, J.F.H., 1995, Porphyry copper-gold deposits related to alkalic igneous rocks in the Triassic-Jurassic arc terranes of British Columbia, *in* Pierce, F.W., and Bolm, J.G., eds., *Porphyry copper deposits of the American Cordillera*: Tucson, Arizona Geological Society Digest 20, p. 219–236.

- Lang, J.R., and Titley, S.R., 1998, Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 93, p. 138–170.
- Langton, J.M., 1973, Ore genesis in the Morenci-Metcalf district: Society of Mining Engineers, Society Transactions, v. 254, p. 247–257.
- Langton, J.M., and Williams, S.A., 1982, Structural, petrological and mineralogical controls for the Dos Pobres orebody: Lone Star mining district, Graham County, Arizona, in Titley, S.R., ed., *Advances in geology of porphyry copper deposits; southwestern North America*: Tucson, University of Arizona Press, p. 335–352.
- Lanier, George, Raab, W.J., Folsom, R.B., and Cone, S., 1978, Alteration of equigranular monzonite, Bingham mining district, Utah: *Economic Geology*, v. 73, p. 1270–1286.
- Larson, P.B., Maher, K., Ramos, F.C., Chang, Z.S., and Meinert, L.D., 2003, Copper isotope ratios in magmatic and hydrothermal ore-forming environments: *Chemical Geology*, v. 201, p. 337–350.
- Lasmanis, Raymond, and Utterback, W.C., 1995, The Mount Tolman porphyry molybdenum-copper deposit, Ferry County, Washington: Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Special Volume 46, p. 718–731.
- Learned, R.E., and Boissen, Rafael, 1973, Gold, a useful pathfinder element in the search for porphyry copper deposits in Puerto Rico, in Jopnes, M.J., ed., *Geochemical exploration, 1972: International Geochemical Exploration Symposium, 4th*, London, U.K., 1972, Proceedings, p. 93–103.
- Le Bas, M.J., LeMaitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745–750.
- Leybourne, M.I., 2007, Aqueous geochemistry in mineral exploration, in Goodfellow, W.D., ed., *Mineral deposits of Canada—A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication no. 5, p. 1007–1033.
- Leybourne, M.I., and Cameron, E.M., 2006, Composition of groundwaters associated with porphyry-Cu deposits, Atacama Desert, Chile—Elemental and isotopic constraints on water sources and water-rock reactions: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, p. 1616–1635.
- Li, J., Zhao, X., Zhou, M., and 6 others, 2008, Origin of the Tongshankou porphyry skarn Cu-Mo deposits, eastern Yangtze craton, Eastern China—Geochronological, geochemical, and Sr-Nd-Hf isotopic constraints: *Mineralium Deposita*, v. 43, p. 315–336.
- Li, T., and Eaton, D.W., 2005, Delineating the Tuwu porphyry copper deposit at Xinjiang, China, with seismic-reflection profiling: *Geophysics*, v. 70, p. B53–B60.
- Li, W., Jackson, S.E., Pearson, N.J., Alard, O., and Chappell, B.W., 2009, The Cu isotopic signature of granites from the Lachlan Fold Belt, SE Australia: *Chemical Geology*, v. 258, p. 38–49.
- Lickfold, Vanessa, Cooke, D.R., Smith, S.G., and Ullrich, T.D., 2003, Endeavour copper-gold porphyry deposits, Northparkes, New South Wales—Intrusive history and fluid evolution: *Economic Geology*, v. 98, p. 1607–1636.
- Lind, C.J., Creasey, C.L., and Angerth, C., 1998, In-situ alteration of minerals by acidic groundwater resulting from mining activities—Preliminary evaluation of method: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 64, p. 293–305.
- Lindgren, Waldemar, 1905, The copper deposits of the Clifton-Morenci district, Arizona: U.S. Geological Survey Professional Paper 43, 375 p.
- Lindgren, Waldemar, and Bastin, E.S., 1922, The geology of the Braden mine, Rancagua, Chile: *Economic Geology*, v. 17, p. 75–99.
- Ling, M., Wang, F., Ding, X., Hu, Y., and 4 others, 2009, Cretaceous ridge subduction along the lower Yangtze River belt, Eastern China: *Economic Geology*, v. 104, p. 303–321.
- Long, K.R., 1995, Production and reserves of Cordilleran (Alaska to Chile) porphyry copper deposits, in Pierce, F.W., and Bolm, J.G., eds., *Porphyry copper deposits of the American Cordillera*: Arizona Geological Society Digest, v. 20, p. 35–68.
- Lowell, J.D., 1968, Geology of the Kalamazoo orebody, San Manuel district, Arizona: *Economic Geology*, v. 63, p. 645–654.
- Lowell, J.D., and Guilbert, J.M., 1970, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits: *Economic Geology*, v. 65, p. 373–408.
- Lund, Karen, Aleinikoff, J.N., Kunk, M.J., and Unruh, D.M., 2007, Shrimp U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints for relating plutonism and mineralization in the Boulder batholith region, Montana: U.S. Geological Survey Circular 1305, p. 39–46.
- Luo, Yanzhong, and Zhang, G., 1998, Theory and application of spectral induced polarization: Society of Exploration Geophysicists, Geophysical Monograph Series, no. 8, 171 p.
- Lynch, A.J., Taylor, A., and Avendaño Varas, C., 1994, Solvent extraction boom in Latin America: *Engineering and Mining Journal*, December 1994, p. 18–21.

- MacDonald, G.D., and Arnold, L.C., 1994, Geological and geochemical zoning of the Grasberg igneous complex, Irian Jaya, Indonesia: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 50, p. 143–178.
- Macfarlane, A.W., 1999, Isotopic studies of northern Andean crustal evolution and ore metal sources, in Skinner, B.J., ed., *Geology and ore deposits of the central Andes*: Society of Economic Geologists, Special Publication, no. 7, p. 195–217.
- Macfarlane, A.W., Marcet, P., LeHuray, A.P., and Petersen, U., 1990, Lead isotope provinces of Central Andes inferred from ores and crustal rocks: *Economic Geology*, v. 85, p. 1857–1880.
- Maher, K.C., and Larson, P.B., 2007, Variations in copper isotope ratios and controls on fractionation in hypogene skarn mineralization at Corocochuayco and Tintaya, Peru: *Economic Geology*, v. 102, p. 225–237.
- Maksaev, V., 1990, Metallogeny, geological evolution, and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21.1 and 21 south and the origin of mayor porphyry copper deposits: Halifax, Canada, Dalhousie University, Ph.D. thesis, 553 p.
- Maksaev, V., Munizaga, F., McWilliams, M., Fanning, M., Mathur, R., Ruiz, J., and Zentilli, M., 2004, New chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Re-Os, and fission-track Dating—Implications for the evolution of a supergiant porphyry Cu-Mo Deposit, in Sillitoe, R.H., Perelló, J., and Vidal, C.E., eds, *Andean metallogeny—New discoveries, concepts and updates*: Society of Economic Geologists, Special Publication, no. 11, p. 15–54.
- Manske, S.L., and Paul, A.H., 2002, Geology of a major new porphyry copper center in the Superior (Pioneer) district, Arizona: *Economic Geology*, v. 97, p. 197–220.
- Marcoux, Eric, Grancea, L., Lupulescu, M., and Milesi, J.P., 2002, Lead isotope signatures of epithermal and porphyry-type ore deposits from the Romanian Carpathian Mountains: *Mineralium Deposita*, v. 37, p. 173–184.
- Markl, Gregor, Lahaye, Y., and Schwinn, G., 2006, Copper isotopes as monitors or redox processes in hydrothermal mineralization: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, p. 4215–4228.
- Mars, J.C., and Rowan, L.C., 2006, Regional mapping of phyllic- and argillic-altered rocks in the Zagros magmatic arc, Iran, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data and logical operator algorithms: *Geosphere*, v. 2, p. 161–186, 2 plates.
- Mars, J.C., and Rowan, L.C., 2007, Mapping sericitic and argillic-altered rocks in southeastern Afghanistan using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data, U.S. Geological Survey Open-File Report 2007–1006, 1 plate, <http://pubs.usgs.gov/of/2007/1006/>.
- Martin, Herve, 1999, Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids: *Lithos*, v. 46, p. 411–429.
- Martin, Herve, Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J., and Champion, D., 2005, An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid—Relationships and some implications for crustal evolution: *Lithos*, v. 79, p. 1–24.
- Mason, D.R., 1978, Compositional variations in ferromagnesian minerals from porphyry copper-generating and barren intrusions of the western highlands, Papua New Guinea: *Economic Geology*, v. 73, p. 878–890.
- Mathur, Ryan, Ruiz, J., and Munizaga, F., 2000, Relationship between copper tonnage of Chilean base metal porphyry deposits and Os isotope ratios: *Geology*, v. 28, p. 555–558.
- Mathur, Ryan, Ruiz, J., Titley, S., Liermann, L., Buss, H., and Brantley, S., 2005, Cu isotopic fractionation in the supergene environment with and without bacteria: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 69, p. 5233–5246.
- Mathur, Ryan, Titley, S., Barra, F., Brantley, S., and 6 others, 2009, Exploration potential of Cu isotope fractionation in porphyry copper deposits: *Chemical Geology*, v. 102, p. 1–6.
- Maughan, D.T., Keith, J.D., Christiansen, E.H., Pulsipher, T., Hattori, K., and Evans, N.J., 2002, Contributions from mafic alkaline magmas to the Bingham porphyry Cu-Au-Mo deposit, Utah, United States: *Mineralium Deposita*, v. 37, p. 14–37.
- Mavrogenes, J.A., and Bodnar, R.J., 1994, Experimental evidence and geologic implications of hydrogen movement into and out of fluid inclusions in quartz: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, p. 141–148.
- McCandless, T.E., and Ruiz, J., 1993, Rhenium-osmium evidence for regional mineralization in southwestern North America: *Science*, v. 261, p. 1282–1286.
- McCrary, P.A., and Wilson, D.S., 2009, Introduction to Special Issue on—Interpreting the tectonic evolution of Pacific Rim margins using plate kinematics and slab-window volcanism: *Tectonophysics*, v. 464, p. 30–42.
- McKinstry, H.E., 1948, *Mining geology: Englewood Cliffs, N.J.*, Prentice-Hall, 680 p.

- McMillan, W.J., 2005, Porphyry Cu-Mo deposits of the Highland Valley district, Guichon Creek batholith, British Columbia, Canada, *in* Porter, T.M., ed., Superporphyry copper and gold deposits—A global perspective: Adelaide, Porter GeoConsultancy Publishing, v. 1, p. 259–274.
- McMillan, W.J., and Panteleyev, A., 1995, Porphyry copper deposits of the Canadian Cordillera, *in* Pierce, F.W., and Bolm, J.G., eds., Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Tucson, Arizona Geological Society Digest 20, p. 203–218.
- McMillan, W.J., Thompson, J.F.H., Hart, C.J.R., and Johnston, S.T., 1995, Regional geological and tectonic setting of porphyry deposits in British Columbia and Yukon Territory, *in* Schroeter, T.G., ed., Porphyry deposits of the northwestern Cordillera of North America: Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Special Volume 46, p. 40–57.
- Melchiorre, E.B., and Enders, M.S., 2003, Stable isotope geochemistry of copper carbonates at the northwest extension deposit, Morenci district, Arizona—Indications of conditions of supergene oxidation and related mineralization: *Economic Geology*, v. 98, p. 607–621.
- Meldrum, S.J., Aquino, R.S., Gozales, R.I., Burke, R.J., Suyadi, Artha, Irianto, Bombang, and Clarke, D.S., 1994, The Batu Hijau porphyry copper-gold deposit, Sumbawa island, Indonesia: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 50, p. 203–220.
- Meyer, Charles, 1965, An early potassic type of wall-rock alteration at Butte, Montana: *American Mineralogist*, v. 50, p. 1717–1722.
- Meyer, Charles, 1981, Ore-forming processes through geologic history: *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, p. 6–41.
- Meyer, Charles, and Hemley, J.J., 1967, Wall rock alteration, *in* Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: New York, Holt, Rinehart, and Winston, Inc., p. 166–235.
- Meyer, Charles, Shea, E.P., Goddard, C.C., Jr., and staff, 1968, Ore deposits at Butte, Montana, *in* Ridge, J.D., ed., *Ore Deposits of the United States, 1933–1967 (Graton-Sales Volume)*: New York, American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, v. 2, p. 1373–1416.
- MINFILE, 2008, Highland Valley Copper, Report no. 092ISW012, 5 p.: British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources.
- Moolick, R.T., and Durek, J.J., 1966, The Morenci district, *in* Titley, S.R., and Hicks, C.L., eds., *Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*: Tucson, University of Arizona Press, p. 221–231.
- Mortimer, Cedrig, 1973, The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile: *Journal of the Geological Society of London*, v. 129, p. 505–526.
- Mote, T.L., Becker, T.A., Renne, P., and Brimhall, G.H., 2001, Chronology of exotic mineralization at El Salvador, Chile, by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of copper wad and supergene alunite: *Economic Geology*, v. 96, p. 351–366.
- Müller, D., and Forrester, P., 1998, The shoshonite porphyry Cu-Au association at Bajo de la Alumbrera, Catamarca province, Argentina: *Mineralogy and Petrology*, v. 64, p. 47–64.
- Munoz, J.L., 1984, F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits, *in* Bailey, S.W., ed., *Micas: Reviews in Mineralogy*, v. 13, p. 469–494.
- Muñoz, M., Charrier, R., Maksiyev, V., and Fanning, M., 2008, Tracing petrogenetic crustal and mantle processes in zircon crystals from rocks associated with the El Teniente porphyry Cu-Mo deposit in the high Andes of central Chile—Preliminary results: 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), extended abstracts, p. 357–360.
- Murphy, J.B., 2001, Flat slab subduction in the geological record—Consideration of modern analogues (abs.): *Geological society of America Abstracts with Programs*, v. 33, p. A–208.
- Nabavi, M.H., 1972, Geologic map of the Yazd quadrangle: Geological Survey of Iran, Tehran, scale 1:250,000.
- Nahnybida, Taras, Gleeson, S.A., Rusk, B.G., and Wassenaar, L.I., 2009, Cl/Br ratios and stable isotope analysis of magmatic-hydrothermal fluid inclusions from Butte, Montana and Bigham Canyon, Utah: *Mineralium Deposita*, v. 44, p. 837–848.
- Nash, J.T., 1976, Fluid inclusion petrology: data from porphyry copper deposits and applications to exploration: U.S. Geological Survey Professional Paper 907D, 16 p.
- Nelson, P.H., 1997, Induced polarization research at Kennecott, 1965–1977: *The Leading Edge*, v. 16, p. 29–33.
- Newcrest Mining Staff, 1998, Cadia gold-copper deposit, *in* Berkman, D.A., and Mackenzie, D.H., eds., *Geology of Australian and Papua New Guinea mineral deposits*: Melbourne, Australasian Institute of Mining and Metallurgy Monograph 22, p. 641–646.
- Niemeyer, H., and Munizaga, R., 2008, Structural control of the emplacement of the Portrerillos porphyry copper, central Andes of Chile: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 26, p. 261–270.

- Nordstrom, D.K., and Alpers, C.N., 1999, Geochemistry of acid mine waters, *in* Plumlee, G.S., and Logsdon, M.J., eds., The environmental geochemistry of mineral deposits, Part A—Processes, techniques, and health issues: Reviews in Economic Geology, v. 6A, p. 161–182.
- Northern Dynasty Minerals, Ltd., 2009, The Pebble deposit, <http://pebblepartnership.com/> accessed July 3, 2009.
- Norton, D.L., 1982, Fluid and heat transport phenomena typical of copper-bearing pluton environments, southeastern Arizona, *in* Titley, S.R., ed., Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America, Tucson, University of Arizona Press, p. 59–72.
- Nystrom, J.O., Parada, M.A., and Vergara, M., 1993, Sr-Nd isotope compositions of Cretaceous to Miocene volcanic rocks in central Chile—A trend towards a MORB signature and reversal with time (abs.): Second International Symposium of Andean Geodynamics, Oxford, Extended Abstracts, p. 411–414.
- Nystrom, J.O., Vergara, M., Morata, D., and Levi, B., 2003, Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of Central Chile (33°15′–33°45′S): Geological Society of America Bulletin, v. 115, p. 1523–1537.
- Ohmoto, Hiroshi, 1972, Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits: Economic Geology, v. 67, p. 551–578.
- Ohmoto, Hiroshi, 1986, Stable isotope geochemistry of ore deposits, *in* Valley, J.W., Taylor, H.P., and O’Neil, J.R., eds., Stable isotope in high temperature geological processes: Reviews in Mineralogy, v. 16, p. 491–559.
- Ohmoto, Hiroshi, and Rye, R.O., 1979, Isotopes of sulfur and carbon, *in* Barnes, H.L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd ed.: New York, John Wiley and Sons, p. 509–567.
- Oldenburg, D.W., Li, Y., and Ellis, R.G., 1997, Inversion of geophysical data over a copper gold porphyry deposit—A case history for Mt. Milligan: Geophysics, v. 62, p. 1419–1431.
- Ossandón C.G., Fréaut, C.R., Gustafson, L.B., Lindsay, D.D., and Zentilli, M., 2001, Geology of the Chuquicamata mine—A progress report: Economic Geology, v. 96, p. 249–270.
- Ostapenko, M.J., and Jones, M.S., 1976, Valley Copper, *in* Sutherland Brown, A., ed., Porphyry deposits of the Canadian Cordillera of North America: Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Special Volume 15, p. 130–143.
- Ott, Norbert, Kollersberger, Tanja, Tassara, Andrés, 2006, GIS analyses and favorability mapping of optimized satellite data in northern Chile to improve exploration for copper mineral deposits: Geosphere, v. 2, no. 4, p. 236–252.
- Oyarzun, R., Marquez, A., Lillo, J., Lopez, I., and Rivera, S., 2001, Giant vs small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile—Adakitic vs normal calc-alkaline magmatism: Mineralium Deposita, v. 36, p. 794–798.
- Padilla Garza, R.A., Titley, S.R., and Pimental, F.B., 2001, Geology of the Escondida porphyry copper deposit, Antofagasta region, Chile: Economic Geology, v. 96, p. 307–324.
- Palacky, G.J., 1987, Resistivity characteristics of geologic targets, *in* Nabighian, M.N., ed., Electromagnetic methods in applied geophysics theory: Tulsa, Okla., Society of Exploration Geophysicists, v. 1, p. 53–129.
- Panteleyev, Andre, 1981, Berg porphyry copper-molybdenum deposit, geologic setting, mineralization, zoning, and pyrite geochemistry: Province of British Columbia, Ministry of Energy Miners and Petroleum Resources, Bulletin 66, 158 p.
- Panteleyev, Andre, 1995a, Porphyry Cu-Au—Alkalic, *in* Lefebvre, D.V., and Ray, G.E., eds., Selected British Columbia mineral deposit profiles, volume 1, Metallics and Coal: British Columbia Ministry of Energy of Employment and Investment, Open File 1995–20, p. 83–86.
- Panteleyev, Andre, 1995b, Porphyry Cu±Mo±Au, *in* Lefebvre, D.V., and Ray, G.E., eds., Selected British Columbia mineral deposit profiles, volume 1, Metallics and Coal: British Columbia Ministry of Energy of Employment and Investment, Open File 1995–20, p. 87–91.
- Parmentier, E.M., and Schedl, A., 1981, Thermal aureoles of igneous intrusions—Some possible indication of hydrothermal convective cooling: Journal of Geology, v. 89, p. 1–22.
- Parry, W.T., Wilson, P.N., Jasumback, M.D., and Heizler, M.T., 1997, Clay mineralogy and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of phyllic and argillic alteration at Bingham Canyon, Utah, *in* John, D.A., and Ballantyne, G.H., eds., Geology and ore deposits of the Oquirrh and Wasatch Mountains, Utah: Society of Economic Geologists Guidebook Series Volume 29, p. 171–188.
- Parry, W.T., Wilson, P.N., Moser, D., and Heizler, M.T., 2001, U-Pb dating of zircon and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of biotite at Bingham, Utah: Economic Geology, v. 96, p. 1671–1683.
- Parsons, A.B., 1933, The porphyry coppers: New York, American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, 581 p.

- Paterson, J.T., and Cloos, M., 2005a, Grasberg porphyry Cu-Au deposit, Papua, Indonesia—1. Magmatic history, *in* Porter, T.M., ed., Superporphyry copper and gold deposits—A global perspective: Adelaide, Porter GeoConsultancy Publishing, v. 2, p. 313–329.
- Paterson, J.T., and Cloos, M., 2005b, Grasberg porphyry Cu-Au deposit, Papua, Indonesia—2. Pervasive hydrothermal alteration, *in* Porter, T.M., ed., Superporphyry copper and gold deposits—A global perspective: Adelaide, Porter GeoConsultancy Publishing, v. 2, p. 331–355.
- Perelló, José, Cox, D., Garamjav, D., Sanjdorj, S., Diakov, S., Schissel, D., Munhbat, T.-O., and Oyun, G., 2001, Oyu Tolgoi, Mongolia—Silurian-Devonian porphyry Cu-Au-(Mo) and high-sulfidation Cu mineralization with a Cretaceous chalcocite blanket: *Economic Geology*, v. 96, no. 6, p. 1407–1428.
- Perelló, José, and eight others, 2004, Cotabambas—Late Eocene porphyry copper-gold mineralization southwest of Cuzco, Peru: *Society of Economic Geologists Special Publication 11*, p. 213–230.
- Perelló, José, Raziq, A., Schloderer, J., and Rehman, A., 2008, The Chagai porphyry copper belt, Baluchistan Province, Pakistan: *Economic Geology*, v. 103, p. 1583–1612.
- Peytcheva, I., Neubauer, F., Frank, M., Nedialkov, R., Heinrich, C., and Strashimirov, S., 2009, U–Pb dating, Hf-isotope characteristics and trace-REE-patterns of zircons from Medet porphyry copper deposit, Bulgaria—Implications for timing, duration and sources of ore-bearing magmatism: *Mineralogy and Petrology*, 23 p. (doi:10.1007/s00710-009-0042-9).
- Phillips, C.H., Harrison, E.D., and Smith, T.W., 2005, Geology of the Bingham mining district, Salt Lake County, Utah, *in* Porter, T.M., ed., Superporphyry copper and gold deposits—A global perspective: Adelaide, Porter GeoConsultancy Publishing, v. 1, p. 243–257.
- Phillips, C.H., Smith, T.W., and Harrison, E.D., 1997, Alteration, metal zoning, and ore controls in the Bingham Canyon porphyry copper deposits, Utah, *in* John, D.A., and Ballantyne, G.H., eds., *Geology and ore deposits of the Oquirrh and Wasatch Mountains, Utah*: Society of Economic Geologists Guidebook Series, v. 29, p. 133–145.
- Phillips, J.D., 1998, Processing and interpretation of aeromagnetic data for the Santa Cruz basin—Patagonia Mountains area, south-central Arizona: U.S. Geological Survey Open-File Report 2002–98, <http://geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of02-98>, 16 plates.
- Phillips, K.A., and Niemuth, N.J., 1993, The primary copper industry of Arizona in 1991: Arizona Department of Mines and Mineral Resources, Special Report 18, 53 p.
- Plaza-Toledo, M., 2005, Natural rock drainage associated with unmined porphyry copper deposits in the Rio Grande de Arecibo watershed, Puerto Rico: Mayagüez, University of Puerto Rico, unpublished Master's thesis, 162 p.
- Plumlee, G.S., 1999, The environmental geology of mineral deposits, *in* Plumlee, G.S., and Logsdon, M.J., eds., *The environmental geochemistry of mineral deposits, Part A—Processes, techniques, and health issues: Reviews in Economic Geology*, v. 6A, p. 71–116.
- Pokrovski, G.B., Borisova, A.Y., and Harrichoury, J., 2008, The effect of sulfur on vapor-liquid fractionation of metals in hydrothermal systems: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 266, p. 345–362.
- Pollard, P.J., and Taylor, R.G., 2002, Paragenesis of the Grasberg Cu–Au deposit, Irian Java, Indonesia—Results from logging section 13: *Mineralium Deposita*, v. 37, p. 117–136.
- Pollard, P.J., Taylor, R.G., and Peters, L., 2005, Ages of intrusion, alteration, and mineralization at the Grasberg Cu–Au deposit, Papua, Indonesia: *Economic Geology*, v. 100, p. 1005–1020.
- Porter, T.M., 2005, The Escondida porphyry copper deposit, northern Chile—Discovery, setting, geology, hypogene mineralisation and supergene ore—A review, *in* Porter, T.M., ed., Superporphyry copper and gold deposits—A global perspective: Adelaide, Porter GeoConsultancy Publishing, v. 1, p. 133–149.
- Porter, T.M., and Glen, R.A., 2005, The porphyry Au–Cu deposits and related shoshonitic magmatism of the Paleozoic Macquarie volcanic arc, eastern Lachlan orogen in the New South Wales, Australia, a review, *in* Porter, T.M., ed., Superporphyry copper and gold deposits—A global perspective: Adelaide, Porter GeoConsultancy Publishing, v. 1, p. 287–312.
- Presnell, R.D., 1997, A summary of the structural controls on plutonism and metallogeny in the Wasatch and Oquirrh Mountains, Utah, *in* John, D.A., and Ballantyne, G.H., eds., *Geology and ore deposits of the Oquirrh and central Wasatch Mountains, Utah*: Society of Economic Geologists Guidebook 29, p. 1–9.
- Proffett, J.M., Jr., 1973, Structure of the Butte district, Montana: Society of Economic Geologists Guidebook Series 1, p. G1–G12, plus figures.
- Proffett, J.M., Jr., 1977, Cenozoic geology of the Yerington district, Nevada, and implications for the nature and origin of Basin and Range faulting: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 247–266.

- Proffett, J.M., Jr., 1979, Ore deposits of the western United States—A summary, *in* Ridge, J.D., ed., Papers on mineral deposits of western North America—The International Association on the Genesis of Ore Deposits Fifth Quadrennial Symposium: Nevada Bureau of Mines and Geology Report 33, p. 13–32.
- Proffett, J.M., Jr., 2003, Geology of the Bajo de la Alumbrera porphyry copper-gold deposit, Argentina: *Economic Geology*, v. 98, p. 1535–1574.
- Proffett, J.M., Jr., 2009, High Cu grades in porphyry copper deposits and their relationship to emplacement depth of magmatic sources: *Geology*, v. 37, p. 675–678.
- Proffett, J.M., Jr., and Dilles, J.H., 1984, Geologic map of the Yerington district, Nevada: Nevada Bureau of Mines and Geology Map 77, scale 1:24,000.
- Puig, Alvaro, 1988, Geologic and metallogenic significance of the isotopic composition of lead in galenas of the Chilean Andes: *Economic Geology*, v. 83, p. 843–858.
- Rabbia, O.M., Reich, M., Hernandez, L., King, R., and Lopez-Escobar, J., 2001, Sr-Nd-Pb isotope compositions of felsic intrusions in the El Teniente and Laguna La Huifa areas, Central Chile: III Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Pucon, Chile, Extended Abstracts (CD), p. 523–526.
- Rae, A.J., Cooke, D.R., Phillips, D., and Zaide-Delfin, M., 2004, The nature of magmatism at Palinpinon geothermal field, Negros Island, Philippines—Implications for geothermal activity and regional tectonics: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 129, p. 321–342.
- Raines, G.L., 1978, Porphyry copper exploration model for northern Sonora, Mexico: *U.S. Geological Survey Journal of Research*, v. 6, p. 51–58.
- Ramboz, C., 1979, A fluid inclusion study of the copper mineralization in the southwest Tintic District (Utah): *Bulletin de Société française de Minéralogie et de Cristallographie*, v. 102, p. 622–632.
- Ranjbar, H., Honarmand, M., and Moezifar, Z., 2004, Application of the Crosta technique for porphyry copper alteration mapping, using ETM+ data in the southern part of the Iranian volcanic sedimentary belt: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 24, p. 237–243.
- Ransome, F.L., 1903, Geology of the Globe copper district, Arizona: U.S. Geological Survey Professional Paper 12, 168 p.
- Ransome, F.L., 1904, The geology and ore deposits of the Bisbee quadrangle, Arizona: U.S. Geological Survey Professional Paper 21, 168 p.
- Ransome, F.L., 1919, The copper deposits of Ray and Miami, Arizona: U.S. Geological Survey Professional Paper 115, 192 p.
- Redmond, P.B., Einaudi, M.T., Inan, E.E., Landtwing, M.R., and Heinrich, C.A., 2004, Copper deposition by fluid cooling in intrusion-centered systems—New insights from the Bingham porphyry ore deposit, Utah: *Geology*, v. 32, p. 217–220.
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J.-C., Abbassi, M.R., Mercier, J., Shabanian, E., Feghhi, K., and Soleymani, S., 2004, Accommodation of Arabia-Eurasia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran—A transition between collision and subduction through a young deforming system: *Tectonics*, v. 23, 24 p.
- Reich, Martin, Palacios, C., Vargas, G., Luo, S., Cameron, E.M., Leybourne, M.I., Parada, M.A., Zuniga, A., and You, C-F., 2009, Supergene enrichment of copper deposits since the onset of modern hyperaridity in the Atacama Desert, Chile: *Mineralium Deposita*, v. 44, p. 497–504.
- Reich, Martin, Parada, M.A., Palacios, C., Dietrich, A., Schultz, F., and Lehman, B., 2003, Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of Central Chile—Metallogenic implications: *Mineralium Deposita*, v. 38, p. 876–885.
- Reyes, A.G., 1990, Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 43, p. 279–309.
- Reynolds, S.J., 1989, A new geologic map of Arizona: *Arizona Geological Society Digest*, v. 17, p. 863–866.
- Reynolds, T.J., and Beane, R.E., 1985, Evolution of hydrothermal fluid characteristics at the Santa Rita, New Mexico, porphyry copper deposit: *Economic Geology*, v. 80, p. 1328–1347.
- Richard, K.E., and Courtright, J.H., 1958, Geology of Toquepala, Peru: *Mining Engineering*, v. 10, p. 262–266.
- Richards, J.P., 2003a, Metallogeny of the Neo-Tethys arc in central Iran: *Proceedings Bicentennial SGA meeting, 7th, Athens 2003, Rotterdam, Millpress*, p. 1237–1239.
- Richards, J.P., 2003b, Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation: *Economic Geology*, v. 98 p. 1515–1533.
- Richards, J.P., 2005, Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry copper deposits, *in* Porter, T.M., ed., *Super porphyry copper and gold deposits—A global perspective*: Adelaide, Porter GeoConsultancy Publishing, v. 1, p. 7–25.

- Richards, J.P., 2009. Post-subduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits—Products of remelting of subduction modified lithosphere: *Geology*, v. 37, p. 247–250.
- Richards, J.R., Boyce, A.J., and Pringle, M.S., 2001. Geologic evolution of the Escondida area, Northern Chile—A model for spatial and temporal localization of porphyry copper mineralization: *Economic Geology*, v. 96, p. 271–305.
- Richards, J.P., and Kerrich, R., 2007. Adakite-like rocks—Their diverse origins and questionable role in metallogenesis: *Economic Geology*, v. 102, p. 537–576.
- Richards, J.P., McCulloch, M.T., Chappell, B.W., and Kerrich, R., 1991. Sources of metals in the Porgera gold deposit, Papua New Guinea—Evidence from alteration, isotope and noble gas geochemistry: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 565–580.
- Rio Tinto PLC, 2008. Resolution Copper Mining LLC reports an inferred resource of over 1 billion tonnes at its property in Arizona, USA: Rio Tinto PLC press release http://www.riotinto.com/documents/PR647g_Resolution_Copper_Mining_LLC_reports_an_Inferred_Resource_of_over_1_billion_tonnes_at_its_property_in_Arizona_USA.PDF accessed March 11, 2010.
- Roberts, R.J., and Arnold, D.C., 1965. Ore deposits of the Antler Peak quadrangle, Humboldt and Lander counties, Nevada: U.S. Geological Survey Professional Paper 459–B.
- Roberts, S.A., 1975. Early hydrothermal alteration and mineralization in the Butte district, Montana: Cambridge, Mass., Harvard University, Ph.D. thesis, 173 p.
- Roedder, Edwin, and Bodnar, R.J., 1997. Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: New York, Wiley, p. 657–698.
- Rohrlach, B.D., and Loucks, R.R., 2005. Multi-million-year cyclic ramp-up of volatiles in a lower crustal magma reservoir trapped below the Tampakan copper-gold deposit by Mio-Pliocene crustal compression in the southern Philippines, in Porter, T.M., ed., *Super porphyry copper and gold deposits—A global perspective*: Adelaide, Porter GeoConsultancy Publishing, v. 2, p. 369–407.
- Rowan, L.C., Hook, S.J., Abrams, M.J., and Mars, J.C., 2003. Mapping hydrothermally altered rocks at Cuprite, Nevada, using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), a new satellite-imaging system: *Economic Geology*, v. 98, no. 5, p. 1019–1027.
- Rowan, L.C., and Mars, J.C., 2003. Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data: *Remote Sensing of Environment*, v. 84, no. 3, p. 350–366.
- Rowan, L.C., Schmidt, R.G., and Mars, J.C., 2006. Distribution of hydrothermally altered rocks in the Reko Diq, Pakistan mineralized area based on spectral analysis of ASTER data: *Remote Sensing of Environment*, v. 104, p. 74–87.
- Rowan, L.C., and Wetlaufer, P.H., 1981. Relation between regional lineament systems and structural zones in Nevada: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 65, p. 1414–1432.
- Rowan, L.C., Wetlaufer, P.H., Goetz, A.F.H., Billingsley, F.C., and J.H. Stewart, 1974. Discrimination of rock types and detection of hydrothermally altered areas in south-central Nevada: U.S. Geological Survey Professional Paper 883, 35 p.
- Roy, Baishali, and Clowes, R.M., 2000. Seismic and potential-field imaging of the Guichon Creek batholith, British Columbia, Canada, to delineate structures hosting porphyry copper deposits: *Geophysics*, v. 65, p. 1418–1434.
- Rudnick, R.L., and Gao, S., 2003. The composition of the continental crust, in Holland, H.D., and Turekian, K.K., eds., *Treatise on geochemistry*, v. 3: Oxford, Elsevier-Pergamon, p. 1–64.
- Rui, Z.Y., Wang, L.S., Wang, Y.T., and Liu, Y.L., 2002. Discussion on metallogenic epoch of Tuwu and Yandong porphyry copper deposits in East Tianshan Mountains, Xinjiang: *Mineral Deposits*, v. 21, p. 16–22.
- Ruiz, Joaquin, and Mathur, R., 1999. Metallogenesis in continental margins—Re-Os evidence from porphyry copper deposits in Chile: *Reviews in Economic Geology*, v. 12, p. 1–28.
- Rusk, B.G., Miller, B.J., and Reed, M.H., 2008. Fluid-inclusion evidence for the formation of Main Stage polymetallic base-metal veins, Butte, Montana, United States, in Spencer, J.E., and Tittley, S.R., eds., *Ores and orogenesis: Circum-Pacific tectonics, geologic evolution, and ore deposits*: Arizona Geological Society Digest 22, p. 573–581.
- Rusk, B.G., and Reed, M.H., 2002. Scanning electron microscope-cathodoluminescence of quartz reveals complex growth histories in veins from the Butte porphyry copper deposit, Montana: *Geology*, v. 30, p. 727–730.
- Rusk, B.G., Reed, M.H., Dilles, J.H., Klemm, L.M., and Heinrich, C., 2004. Compositions of magmatic hydrothermal fluids determined by LA-ICP-MS of fluid inclusions from the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana: *Chemical Geology*, v. 210, p. 173–199.
- Rusk, B.G., Reed, M.H., and Dilles, J.H., 2008. Fluid inclusion evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana: *Economic Geology*, v. 103, p. 307–334.

- Rusk, B.G., Reed, M.H., Dilles, J.H., and Kent, A.J.R., 2006, Intensity of quartz cathodoluminescence and trace-element content in quartz from the porphyry copper deposit at Butte, Montana: *American Mineralogist*, v. 91, p. 1300–1312.
- Rye, R.O., 2005, A review of the stable isotope geochemistry of sulfate minerals in selected igneous environments and related hydrothermal systems: *Chemical Geology*, v. 215, p. 5–36.
- Sajona, F., Izawa, E., Motomura, Y., Imai, A., Sakakibara, H., and Watanabe, K., 2002, Victoria carbonate-base metal gold deposit and its significance in the Mankayan mineral district, Luzon, Philippines: *Resource Geology*, v. 52, no. 4, p. 315–328.
- Sales, R.H., 1914, Ore deposits at Butte, Montana: *American Institute of Mining and Metallurgical Engineers Transactions*, v. 46, p. 4–106.
- Sales, R.H., and Meyer, C., 1948, Wall rock alteration at Butte, Montana: *American Institute of Mining and Metallurgical Engineers Transactions*, v. 178, p. 9–35.
- Sales, R.H., and Meyer, C., 1950, Interpretation of wall rock alteration at Butte, Montana: *Golden, Colorado School of Mines Quarterly*, v. 45, p. 261–273.
- Salvi, Stefano, and Williams-Jones, A.E., 2003, Bulk analysis of volatiles in fluid inclusions, *in* Samson, I., Anderson, A., and Marshall, D., eds., *Fluid inclusions—Analysis and interpretation*: Geological Association of Canada short course series, v. 32, p. 247–278.
- Sasso, A.M., and Clark, A.H., 1998, The Farallon Negro Group, northwest Argentina—Magmatic, hydrothermal and tectonic evolution and implications for Cu-Au metallogeny in the Andean back-arc: *Society of Economic Geologists Newsletter*, n. 34, p. 1, 8–18.
- Sawkins, F.J., and Scherckenback, D.A., 1981, High copper content of fluid inclusions in quartz from northern Sonora—Implications for ore-genesis theory: *Geology*, v. 9, p. 37–40.
- Schmidt, R.G., 1976, Exploration for porphyry copper deposits in Pakistan using digital processing of Landsat-1 image data: *U.S. Geological Survey Journal of Research*, v. 4, no. 1, p. 27–34.
- Seedorff, Eric, Barton, M.D., Stavast, W.J.A., and Maher, D.J., 2008, Root zones of porphyry systems—Extending the porphyry model to depth: *Economic Geology*, v. 103, p. 939–956.
- Seedorff, Eric, Dilles, J.H., Proffett, J.M., Jr., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., and Barton, M.D., 2005, Porphyry deposits—Characteristics and origin of hypogene features: *Society of Economic Geologists, Economic Geology 100th Anniversary Volume, 1905–2005*, p. 251–298.
- Selby, David, and Nesbitt, B.E., 2000, Chemical composition of biotite from the Casino porphyry Cu-Au-Mo mineralization, Yukon, Canada—Evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry: *Chemical Geology*, v. 17, p. 77–93.
- Sell, J.D., 1995, Discovery of a deep (3500 feet) unexposed porphyry copper deposit at Superior East, Pinal county, Arizona: *Arizona Geological Society Digest*, v. 20, p. 373–395.
- Seo, J.H., Guillong, Marcel, and Heinrich, C.A., 2009, The role of sulfur in the formation of magmatic-hydrothermal copper-gold deposits: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 282, p. 323–328.
- Setyandhaka, D., Arif, J., and Proffett, J., 2008, Characteristics of the roots of a classic Cu-Au porphyry system—The Batu Hijau porphyry deposit, Indonesia, PACRIM Congress 2008, Extended Abstracts: Carlton, Victoria, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, p. 445–450.
- Shafiei, Behnam, Haschke, M., and Shahabpour, J., 2009, Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry copper mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran: *Mineralium Deposita*, v. 44, p. 265–283.
- Shahabpour, J., 1999, The role of deep structures in the distribution of some major ore deposits in Iran, NE of the Zagros thrust zone: *Journal of Geodynamics*, v. 28, p. 237–250.
- Shahabpour, J., and Kramers, J.D., 1987, Lead isotope data from the Sar-Cheshmeh porphyry copper deposit, Iran: *Mineralium Deposita*, v. 22, p. 278–281.
- Shevenell, Lisa, Connors, K.A., and Henry, C.D., 1999, Controls on pit lake water quality at sixteen open-pit mines in Nevada: *Applied Geochemistry*, v. 14, p. 669–687.
- Sillitoe, R.H., 1972, A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 67, p. 184–197.
- Sillitoe, R.H., 1985, Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs: *Economic Geology*, v. 80, p. 1467–1514.
- 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*, v. 44, p. 373–388.
- Sillitoe, R.H., 1998, Epochs of intrusion-related copper mineralization in the Andes: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 1, p. 89–108.
- Sillitoe, R.H., 2000, Styles of high-sulphidation gold, silver, and copper mineralization in porphyry and epithermal environments: *The AusIMM Proceedings*, v. 305, p. 19–34.
- Sillitoe, R.H., 2003, Iron oxide-copper-gold deposits—An Andean view: *Mineralium Deposita*, v. 38, p. 787–812.

- Sillitoe, R.H., 2005, Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits: Society of Economic Geologists, Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 723–768.
- Sillitoe, R.H., and Bonham, H.F., 1990, Sediment-hosted gold deposits—Distal products of magmatic-hydrothermal systems: *Geology*, v. 18, p. 157–161.
- Sillitoe, R.H., and Gappé, I.M., Jr., 1984, Philippine porphyry copper deposits—Geologic setting and characteristics: United Nations Economic Social Commission Asia-Pacific, Committee for Coordination of Joint Prospecting for Mineral Resources in Asian Offshore Areas, Technical Publication 14, 89 p.
- Sillitoe, R.H., and Hart, S.R., 1984, Lead-isotopic signatures of porphyry copper deposits in oceanic and continental settings, Colombian Andes: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, p. 2135–2142.
- Sillitoe, R.H., and Hedenquist, J.W., 2003, Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits: Society of Economic Geologists Special Publication 10, p. 315–343.
- Sillitoe, R.H., and McKee, E.H., 1996, Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean porphyry copper province: *Economic Geology*, v. 91, p. 164–179.
- Sillitoe, R.H., Marquardt, J.C., Ramirez, F., Becerra, H., and Gomez, M., 1996, Geology of the concealed MM porphyry copper deposit, Chuquicamata district, northern Chile: Society of Economic Geologists Special Publication 5, p. 59–70.
- Sillitoe, R.H., and Perelló, J., 2005, Andean copper province—Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery: Society of Economic Geologists, Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 845–890.
- Simmons, S.F., White, N.C., and John, D.A., 2005, Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits: Society of Economic Geologists, Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 485–522.
- Sinclair, W.D., 2007, Porphyry deposits, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral deposits of Canada: Geological Association of Canada Special Publication 5, p. 223–243.
- Singer, D.A., Berger, V.I., and Moring, B.C., 2002, Porphyry copper deposits of the world—Database, maps, and preliminary analysis: U.S. Geological Survey Open-File Report 2002–268, 62 p., <http://geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of02-268/>.
- Singer, D.A., Berger, V.I., and Moring, B.C., 2008, Porphyry copper deposits of the world—Database and grade and tonnage models, 2008: U.S. Geological Survey Open-File Report 2008–1155, 45 p., <http://pubs.usgs.gov/of/2008/1155/>.
- Singer, P.C., and Stumm, W., 1970, Acidic mine drainage—The rate-determining step: *Science*, v. 167, no. 3921, p. 1121–1123.
- Sisson, V.B., Pavlis, T.L., Roeske, S.M., and Thorkelson, D.J., 2003, Introduction—An overview of ridge–trench interactions in modern and ancient settings, in Sisson, V.B., Roeske, S.M., and Pavlis, T.L., eds., *Geology of a transpressional orogen developed during ridge–trench interaction along the North Pacific Margin*: Geological Society of America Special Paper, v. 371, p. 1–18.
- Skewes, M.A., Arévalo, A., Floody, R., Zuñiga, P., and Stern, C.R., 2002, The giant El Teniente breccia deposit—Hypogene copper distribution and emplacement: Society of Economic Geologists Special Publication 9, p. 299–332.
- Skewes, M.A., Arevalo, A., Floody, R., Zuñiga, P.H., and Stern, C.R., 2005, The El Teniente megabreccia deposit, the world's largest copper deposit, in Porter, T.M., ed., *Supergene porphyry copper and gold deposits—A global perspective*: Adelaide, Porter GeoConsultancy Publishing, v. 1, p. 83–113.
- Skewes, M.A., and Stern, C.R., 1995, Genesis of the giant late Miocene to Pliocene copper deposits of central Chile in the context of Andean magmatic and tectonic evolution: *International Geology Reviews*, v. 37, p. 71–84.
- Skewes, M.A., and Stern, C.R., 2007, Geology, mineralization, alteration, and structural evolution of the El Teniente porphyry Cu-Mo deposit—A discussion: *Economic Geology*, v. 102, p. 1165–1180.
- Spatz, D.M., and Wilson, R.T., 1995, Remote sensing characteristics of porphyry copper systems, western America Cordillera, in Pierce, F.W. and Bolm, J. G., eds., *Arizona Geological Society Digest*, v. 20, p. 94–108.
- Spies, B.R., and Frischknecht, F.C., 1991, Electromagnetic sounding, in Nabighian, M.N., ed., *Electromagnetic methods in applied geophysics*: Tulsa, Okla., Society of Exploration Geophysicists, v. 2, part B, p. 285–425.
- Stacey, J.S., and Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207–221.
- Stacey, J.S., Zartman, R.E., and Nkomo, I.T., 1968, A lead isotope study of galenas and selected feldspars from mining districts in Utah: *Economic Geology*, v. 63, p. 796–814.

- Stavast, W.J.A., Butler, R.F., Seedorff, E., Barton, M.D., and Ferguson, C.A., 2008, Tertiary tilting and dismemberment of the Laramide arc and related hydrothermal systems, Sierrita Mountains, Arizona: *Economic Geology*, v. 103, p. 629–636.
- Stern, C.R., 1989, Miocene to Present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Zone, central Chile: *Revista Geologica de Chile*, v. 16, p. 145–162.
- Stern, C.R., and Skewes, M.A., 1995, Miocene to present magmatic evolution at the northern end of the Andean Southern Volcanic Zone, central Chile: *Revista Geologica de Chile*, v. 22, p. 261–272.
- Stern, C.R., and Skewes, M.A., 2005, Origin of giant Miocene and Pliocene Cu-Mo deposits in Central Chile—Role of ridge subduction, decreased subduction angle, subduction erosion, crustal thickening and long-lived, batholith-sized, open-system magma chambers, in Porter, T.M., ed., *Superporphyry copper and gold deposits—A global perspective*: Adelaide, Porter Geoconsultancy Publishing, v. 1, p. 65–82.
- Stollenwerk, K.G., 1994, Geochemical interactions between constituents in acidic groundwater and alluvium in an aquifer near Globe, Arizona: *Applied Geochemistry*, v. 9, p. 353–369.
- Streck, M.J., and Dilles, J.H., 1998, Sulfur evolution of oxidized arc magmas recorded in apatite—Evidence from the Yerington porphyry copper batholith, Nevada: *Geology*, v. 26, p. 523–524.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name: *Earth Science Reviews*, v. 12, p. 1–33.
- Taylor, B.E., 1992, Degassing of H₂O from rhyolitic magma during eruption and shallow intrusion, and the isotopic composition of magmatic water in hydrothermal systems: *Geological Survey of Japan Report*, v. 279, p. 190–194.
- Taylor, H.P., Jr., 1974, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition: *Economic Geology*, v. 69, p. 747–764.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., and Sheriff, R.E., 1990, *Applied geophysics*, 2d ed.: Cambridge University Press, 770 p.
- Theodore, T.G., 2000, *Geology of pluton-related gold mineralization at Battle Mountain, Nevada*: Tucson, Arizona, Center for Mineral Resources, Monographs in Mineral Resources, no. 2, 271 p.
- Thieblemont, D., Stein, G., and Lescuyer, J.L., 1997, Epithermal and porphyry deposits—The adakite connection: *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, v. 325, p. 103–109.
- Thoman, M.W., Zonge, K.L., and Liu, D., 2000, Geophysical case history of North Silver Bell, Pima County, Arizona—A supergene-enriched porphyry copper deposit, in Ellis, R.B., Irvine, R., and Fritz, F., eds., *Northwest Mining Association 1998 Practical Geophysics Short Course Selected Papers on CD-ROM*: Spokane, Washington, Northwest Mining Association, paper 4, 42 p.
- Thorkelson, D.J., 1996, Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation: *Tectonophysics* v. 255, p. 47–63.
- Tilton, G.R., Pollak, R.J., Clark, A., and Robertson, R.C., 1981, Isotopic composition of Pb in Central Andean ore deposits: *Geological Society of America Memoir*, v. 154, p. 791–816.
- Titley, S.R., 1972, Intrusion and wall rock porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 67, p. 122.
- Titley, S.R., 1978, Geologic history, hypogene features, and processes of secondary sulfide enrichment at the Plesyumi copper prospect, New Britain, Papua New Guinea: *Economic Geology*, v. 73, p. 768–784.
- Titley, S.R., 1982, The style and progress of mineralization and alteration in porphyry copper systems, American southwest, in Titley, S.R., ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*: Tucson, University of Arizona Press, p. 93–116.
- Titley, S.R., 1997, 1997 Jackling lecture—Porphyry copper geology—A late century view: *Mining Engineering*, v. 49, no. 7, p. 57–63.
- Titley, S.R., 2001, Crustal affinities of metallogenesis in the American Southwest: *Economic Geology*, v. 96, p. 1323–1342.
- Titley, S.R., and Hicks, C.L., 1966, *Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*: Tucson, University of Arizona Press, 287 p.
- Titley, S.R., and Marozas, D.C., 1995, Processes and products of supergene copper enrichment, in Pierce, F.W., and Bolm, J.G., eds., *Porphyry copper deposits of the American cordillera*: Arizona Geological Society Digest, v. 20, p. 156–168.
- Titley, S.R., Thompson, R.C., Haynes, F.M., Manske, S.L., Robison, L.C., and White, J.L., 1986, Evolution of fractures and alteration in the Sierrita-Esperanza hydrothermal system, Pima County, Arizona: *Economic Geology*, v. 81, p. 343–370.
- Tomlinson, A.J., and Blanco, N., 1997, Structural evolution and displacement history of the West fault system, Precordillera, Chile—Part 1 Synmineral history: *Congreso Geológico Chileno*, 8th, Antofagasta, Actas, v. 3, p. 1873–1877.

- Tommaso, I.D., and Rubinstein, N., 2007, Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina: *Ore Geology Reviews*, v. 32, p. 275–290.
- Tosdal, R.M., 1995, Metal source differences in Cenozoic porphyry Cu-Mo-Au deposits in the central Chilean Andes between 26° and 28°—An influence on the size of porphyry deposits?, *in* Clark, A.H., Hodgson, C.J., and Mason, R., eds., *Proceedings of the second giant ore deposits workshop, Giant ore deposits—II; Controls on the scale of orogenic magmatic-hydrothermal mineralization*: Kingston, Ontario, Canada, Queen's University, p. 124–138.
- Tosdal, R.M., and Munizaga, F., 2003, Lead sources in Mesozoic and Cenozoic Andean ore deposits, north-central Chile (30–34°S): *Mineralium Deposita*, v. 38, p. 234–250.
- Tosdal, R.M., and Richards, J.P., 2001, Magmatic and structural controls on the development of porphyry copper ±Mo ±Au deposits: *Reviews in Economic Geology*, v. 14, p. 157–181.
- Tosdal, R.M., Wooden, J.L., and Bouse, R.M., 1999, Pb isotopes, ore deposits, and metallogenic terranes: *Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology*, v. 12, p. 1–12.
- Ulrich, Thomas, Günter, Detlep, and Heinrich, C.A., 2002, The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions—Bajo de la Alumbrera, Argentina: *Economic Geology*, v. 97, p. 1889–1920.
- Ulrich, Thomas, and Heinrich, C.A., 2002, Geology and alteration of the porphyry Cu-Au deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina: *Economic Geology*, v. 97, p. 1865–1888.
- Ulrich, Thomas, and Mavrogenes, John, 2008, An experimental study of the solubility of molybdenum in H₂O and KCl-H₂O solutions from 500 degrees C to 800 degrees C, and 150 to 300 MPa: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 72, p. 2316–2330.
- Urqueta, Esteban, Kyser, T.K., Clark, A.H., Stanley, C.R., and Oates, C.J., 2009, Lithogeochemistry of the Collahuasi porphyry Cu-Mo and epithermal Cu-Ag(-Au) cluster, northern Chile—Pearce element ratio vectors to ore: *Geochemistry; Exploration, Environment, Analysis*, v. 9, p. 9–17.
- Valencia, V.A., Eastoe, C., Ruiz, J., Ochoa-Landin, L., Gehrels, G., Gonzalez-Leon, C., Barr, F., and Espinosa, E., 2008, Hydrothermal evolution of the porphyry copper deposit at La Caridad, Sonora, Mexico, and the relationship with a neighboring high-sulfidation epithermal deposit: *Economic Geology*, v. 103, p. 473–491.
- Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landin, L., Noguez-Alcantara, B., Ruiz, J., and Perez-Segura, E., 2007, Geological and metallogenic characteristics of the porphyry copper deposits of Mexico and their situation in the world context, *in* Alaniz-Alvarez, S.A., and Nieto-Samaniego, A.F., eds., *Geology of Mexico—Celebrating the Centenary of the Geological Society of Mexico: Geological Society of America Special Paper 422*, p. 433–458, doi: 10.1130/2007.2422(16).
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M.D., Patchett, P.J., Zurcher, L., Hodgkinson, D.G., and Roldan-Quintana, J., 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico—Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1409–1422.
- Van Leeuwen, T.M., 1994, 25 years of mineral exploration and discovery in Indonesia: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 50, p. 13–90.
- Van Voorhis, G.D., Nelson, P.H., and Drike, T.L., 1973, Complex resistivity spectra of porphyry copper mineralization: *Geophysics*, v. 38, p. 49–60.
- Von Huene, R., Corvalan, J., Flueh, E., Hinz, K., Korstgard, J., Ranero, C., Weinrebe, W., and CONDOR scientists, 1997, Tectonic control of the subducting Juan Fernandez Ridge on the Andean margin near Valparaiso, Chile: *Tectonics*, v. 16, p. 474–488.
- von Quadt, Albrecht, Peytcheva, I., Kamenov, B., Fanger, L., Heinrich, C., and Frank, M., 2002, The Elatsite porphyry copper deposit in the Panagyurishte ore district, Srednogorie, Bulgaria—U-Pb zircon geochronology and isotope-geochemical investigations of magmatism and ore genesis, *in* Blundell, D.J., Neubauer, F., and von Quadt, Albrecht, eds., *The timing and location of major ore deposits in an evolving orogen*: Geological Society of London, Special Publications, v. 204, p. 119–135.
- Vozoff, K., 1991, The magnetotelluric method, *in* Nabighian, M.N., ed., *Electromagnetic methods in applied geophysics*: Tulsa, Okla., Society of Exploration Geophysicists, v. 2, part B, p. 641–711.
- Waite, K.A., Keith J.D., Christiansen, E.H., Whitney, J.A., Hattori, K., Tingey, D.G., and Hook, C.J., 1997, Petrogenesis of the volcanic and intrusive rocks associated with the Bingham porphyry Cu-Au-Mo deposit, Utah, *in* John, D.A. and Ballantyne, G.H., eds., *Geology and ore deposits of the Wasatch and Oquirrh Mountains*: Society of Economic Geologists, Guidebook Series, no. 29, p. 91–128.

- Wang, L., Zhu, D., Geng, Q., Liao, Z., and Pan, G., 2007, Ages and tectonic significance of the collision related granite porphyries in the Lhunzhub basin, Tibet, China: *Chinese Science Bulletin*, v. 52, p. 1669–1679.
- Wang, Q., Wyman, D.A., Xu, J., Zhao, Z., Jian, P., and Zi, F., 2007, Partial melting of a thickened or delaminated lower crust in the middle of Eastern China—Implications for Cu-Au mineralization: *Journal of Geology*, v. 115, p. 149–161.
- Wang, Qiang, Xu, J., Jian, P., Bao, Z., Zhao, Z., Li, C., Xiong, X., and Ma, J., 2006, Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional setting, Dexing, South China—Implications for the genesis of porphyry copper mineralization: *Journal of Petrology*, v. 47, p. 119–144.
- Wang, Qiang, Zhao, Z., Bao, Z., Xu, J., Liu, W., and Li, C., 2004, Geochemistry and petrogenesis of the Tongshankou and Yinzu adakitic intrusive rocks and the associated porphyry copper-molybdenum mineralization in southeast Hubei, east China: *Resource Geology*, v. 54, p. 137–152.
- Washburn, M., 2007, Postmineral sedimentation and Devonian shortening of the Cadia East alkalic porphyry Cu-Au deposit, New South Wales, Australia, in "Ores and Orogenesis," a symposium honoring the career of William R. Dickinson, Program with Abstracts: Tucson, Arizona Geological Society, p. 187–188.
- Watanabe, Yasushi, and Hedenquist, J.W., 2001, Mineralogic and stable isotope zonation at the surface over El Salvador porphyry copper deposit, Chile: *Economic Geology*, v. 96, p. 1775–1797.
- Waterman, G.C., and Hamilton, R.L., 1975, The Sar Cheshmeh porphyry copper deposit: *Economic Geology*, v. 70, p. 568–576.
- White, A.J.R., 2004, Porphyry copper mineralization of western United States, in Blevin, P.H., Jones, M., and Chappell, B.W., eds., *Magma to mineralization*, The Ishihara Symposium, Granites and associated metallogenesis: *Geoscience Australia*, p. 139–140.
- Whitney, J.A., 1984, Volatiles in magmatic systems, in *Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems: Reviews in Economic Geology*, v. 1, p. 155–175.
- Whittaker, J.M., Miffler, R.D., Sdrolias, M., and Heine, C., 2007, Sunda-Java trench kinematics, slab window formation and overriding plate deformation since the Cretaceous: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 255, p. 445–457.
- Wilkins, Joe, Jr., and Heidrick, T.L., 1995, Post-Laramide extension and rotation of porphyry copper deposits, southwestern United States, in Pierce, F.W., and Bolm, J.G., eds., *Porphyry copper deposits of the American Cordillera*: *Arizona Geological Society Digest*, v. 20, p. 109–127.
- Williams, W.C., 1992, Magmatic and structural controls in mineralization in the Paleocene magmatic arc between 22°40' and 23°45' south latitude, Antofagasta, II region, Chile: Tucson, University of Arizona, Ph.D. thesis, 182 p.
- Williams, W.C., 1995, The crustal heritage of ore deposits in northern Chile (abs.): *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 27, p. A410.
- Williams-Jones, A.E., and Heinrich, C.A., 2005, Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits: *Economic Geology*, v. 100, p. 1287–1312.
- Williamson, M.A., Kirby, C.S., and Rimstidt, J.D., 2006, Iron dynamics in acid mine drainage, in Barnhisel, R.I., ed., *The 7th International Conference on Acid Rock Drainage*, St. Louis, Missouri: Lexington, Kentucky, American Society of Mining and Reclamation (ASMR), p. 2411–2423.
- Wilson, A.J., Cooke, D.R., and Harper, B.J., 2003, The Ridge-way gold-copper deposit—A high-grade alkalic porphyry deposit in the Lachlan fold belt, New South Wales, Australia: *Economic Geology*, v. 98, p. 1637–1666.
- Wilson, A.J., Cooke, D.R., Harper, B.J., and Deyell, C.L., 2007, Sulfur isotopic zonation in the Cadia district, southeastern Australia—Exploration significance and implication for the genesis of alkalic porphyry gold-copper deposits: *Mineralium Deposita*, v. 42, p. 465–487.
- Wilson, A.J., Cooke, D.R., Stein, H.J., Fanning, C.M., Hollyday, J.R., and Tedder, I.J., 2007, U-Pb and Re-Os geochronologic evidence for two alkalic porphyry ore-forming events in the Cadia district, New South Wales, Australia: *Economic Geology*, v. 102, p. 3–26.
- 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.
- Wones, D.R., and Eugster, H.P., 1965, Stability of biotite—Experiment, theory, and application: *American Mineralogist*, v. 50, p. 1228–1272.
- Wooden, J.L., Stacey, J.S., Howard, K.A., Doe, B.R., and Miller, D.M., 1988, Lead isotopic evidence for the formation of Proterozoic crust in the southwestern United States, in Ernst, W.G., ed., *Metamorphism and crustal evolution, western conterminous United States*, Rubey Volume 7: *Engelwood Cliffs, New Jersey*, Prentice-Hall, p. 68–86.
- Xiaoming, Qu, Hou, Zengqian, Zaw, Khin, and Li, Youguo, 2007, Characteristics and genesis of Gangdese porphyry copper deposits in the southern Tibetan plateau—Preliminary geochemical and geochronologic results: *Ore Geology Reviews*, v. 31, p. 205–223.

- Xu, Xing-wang, Cai, Xin-Ping, Xiao, Qi-Bing, and Peters, S.G., 2007, Porphyry copper-Au and associated polymetallic Fe-Cu-Au deposits in the Beiya area, western Yunnan province, south China: *Ore Geology Reviews*, v. 31, p. 224–246.
- Yang, Z., Hou, Z., Song, Y., and Li, Z., 2008, Geology of the Qulong copper-molybdenum deposit, Tibet (abs.): 33d International Geological Congress, Oslo, 2008, August 6–14, 2008.
- Yuan, C., Sun, M., Xiao, W., Wilde, S., and six others, 2008, Garnet-bearing tonalite porphyry from East Kunlun, north-east Tibetan plateau—Implications for adakite and magmas from the MASH zone: *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.)*, v. 98, p. 1489–1510.
- Zarasvandi, A., Liaghat, S., and Zentilli, K., 2005, Porphyry copper deposits of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran, in Porter, T.M., ed., *Super porphyry copper and gold deposits—A global perspective*, v. 2: Linden Park, South Australia, Porter GeoConsultancy Publishing, p. 441–452.
- Zartman, R.E., and Doe, B. R., 1981, Plumbotectonics—The model: *Tectonophysics*, v. 75, p. 135–162.
- Zengqian, Hou, Zhong, Dalai, Deng, Wanming, and Kin Zaw, 2005, A tectonic model for porphyry copper-molybdenum-gold deposits in the eastern Indo-Asian collision zone, in Porter, T.M., ed., *Super porphyry copper and gold deposits—A global perspective*, Adelaide, Porter GeoConsultancy Publishing, v. 2, p. 423–440.
- Zentilli, M., Doe, B., Hedge, C.E., Alvarez, C.E., Tidy, E., and Daroca, J.A., 1988, Isotopos de plomo en yacimientos de tipo porfido cuprifero comparados con otros depositos metaliferos en los Andes del norte de Chile y Argentina: *Congreso Geológico Chileno*, 5th, Santiago, August 8–12, Actas, p. B331–369.
- Zhang, L., 2000, Stable isotope investigation of a hydrothermal alteration system—Butte porphyry copper deposit: Corvallis, Oregon State University, Ph.D. dissertation, 182 p.
- Zhang, L., Xiao, W., Qin, K., and Zhang, Q., 2006, The adakite connection of the Tuwu-Yandong copper porphyry belt, eastern Tianshan, NW China—Trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry: *Mineralium Deposita*, v. 41, p. 188–200.
- Zheng, Y., Duo, J., Cheng, S., Gao, S., and Dai, F., 2007, Progress in porphyry copper exploration from the Gangdise belt, Tibet, China: *Frontiers Earth Science China*, v. 1, p. 226–232.
- Zhitian, W., and Kezhang, Q., 1989, REE geochemical character of porphyry copper molybdenum multimetal metallogenic series and its application to distinguishing ore-bearing quality of porphyries in Mnazhouli-Xinbaerhuyouqi area of Inner Mongolia: *International Geological Congress, 28th, Washington, D.C., Progress in Geosciences of China (1985–1988)-Papers*, p. 125–128.
- Zindler, A., and Hart, S.R., 1986, Chemical geodynamics: *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, v. 14, p. 493–571.
- Zolensky, M.E., and Bodnar, R.J., 1982, Identification of fluid inclusion daughter minerals using Gandolfi X-ray techniques: *American Mineralogist*, v. 67, p. 137–141.
- Zonge, K.L., and Hughes, L.J., 1991, Controlled source audio-frequency magnetotellurics, in Nabighian, M.N., ed., *Electromagnetic methods in applied geophysics*: Tulsa, Okla., Society of Exploration Geophysicists, v. 2, part B, p. 713–810.
- Zonge, K.L., and Wynn, J.C., 1975, Recent advances and applications in complex resistivity measurements: *Geophysics*, v. 40, p. 851–864.
- Zonge, K.L., Wynn, J.C., and Urquhart, S.A., 2005, Resistivity, induced polarization, and complex resistivity: *Society of Exploration Geophysicists Special Volume on Near Surface Geophysics*, p. 265–300.

Appendix 1. Grade and tonnage models

Grades and tonnages for porphyry copper deposits are detailed in Singer and others (2008). Singer and others (2008) divide porphyry copper deposits into three subtypes on the basis of their copper, molybdenum, and gold contents:

“Subtypes of porphyry copper deposits are defined in Cox and Singer (1992) as: porphyry copper-Au (type 20c) if Au/Mo greater than or equal to 30, porphyry copper-Mo (type 21a) if Au/Mo less than or equal to 3, and porphyry copper (type 17) otherwise, where gold is in parts per million and molybdenum is in percent.”

We did not find sufficient geologic criteria to divide the geologic deposit model into subtypes of porphyry copper deposits and present a single model for all porphyry copper deposits.

Appendix 2. Characteristics of Representative Porphyry Copper Deposits

(Ryan D. Taylor and David A. John)

- Bajo de la Alumbrera, Argentina
- Batu Hijau, Indonesia
- Bingham, Utah
- Butte, Montana
- Cadia, New South Wales, Australia
- El Salvador, Chile
- El Teniente, Chile
- Far South East, Philippines
- Grasberg, Indonesia
- La Escondida, Chile
- Morenci, Arizona
- Mount Polley, British Columbia, Canada
- Oyu Tolgoi, Mongolia
- Valley Copper, British Columbia, Canada
- Yerington and Ann-Mason, Nevada

Name: Bajo de la Alumbrera, Argentina

Location: 27.33°S., 66.61°W.

Grade/Tonnage: Proffett (2003): 605 Mt, 0.54 percent Cu, 0.64 g/t Au

Singer and others (2008): 806 Mt at 0.53 percent Cu, 0.64 g/t Au, 2.5 g/t Ag

Associated Deposits: Agua Tapada (porphyry), Bajo de San Lucas (porphyry), Cerro Atajo (porphyry), El Durazno (porphyry), Las Pampitas (porphyry)

Regional Geologic Setting: Miocene uplift of the Puna-Altiplano; subduction-related

Regional Tectonic Setting: Dominantly NW–SE compression with minor NE–SW extension younger than sericitic alteration. No evidence for significant local structures prior to mineralization

Significant structural control on magma emplacement and mineralization (Y/N): No

Primary Host Rocks: Dacite porphyry

Primary Associated Igneous Rocks: Farallon Negro Volcanics: mainly andesite and dacite, but varies from basaltic to rhyolitic; generally about 50–66 weight percent SiO₂ and high-potassium calc-alkaline

Inferred Mineralizing Intrusions: P2, Early P3, and quartz-eye porphyries (hornblende-, biotite-, plagioclase-, and quartz-phyric)

Age of Mineralization: 8.02±0.14 Ma (U-Pb zircon; possibly too old due to inherited lead), 7.10±0.07 Ma (U-Pb zircon); sericitic alteration 6.75±0.09 Ma (Ar-Ar)

Major Alteration Types: Potassic (secondary biotite most widespread with secondary potassium feldspar and magnetite abundant in the immediate vicinity of the porphyry cluster), pyritic, argillic, feldspar destructive (sericitic and/or argillic), propylitic

Alteration Zoning: Central potassic, intermediate argillic and sericitic (overprinted/younger), distal propylitic

Major Ore Minerals and Assemblages: Chalcopyrite and pyrite with minor covellite and chalcocite, bornite, molybdenite; chalcopyrite-pyrite most common assemblage

Major Vein Types and Relative Ages: Quartz, magnetite, quartz-magnetite, quartz-chalcopyrite, transitional-age anhydrite, transitional to late chalcopyrite

Major Style(s) of Mineralization: Stockwork vein, disseminated, weak supergene

Metal Zoning: Barren core with the bulk of mineralization occurring within the potassic alteration zone; relatively barren outside of potassic alteration

Depth of Ore Formation: 2.5 to 3.5 km

Post-Ore Deformation: Minor ENE–WSW extension and E–W compression; gentle westward tilting (not significant)

Other Notable Features: Direct correlation between degree of potassic alteration and mineralization for the earliest mineralization associated with P2 porphyry. In contrast, early P3 porphyry has a potassically altered barren core, as well as high copper grades associated with potassic alteration, so there is not a correlation for copper mineralization associated with that porphyry

Important References:

Müller and Forrestal (1998), Sasso and Clark (1998), Ulrich and Heinrich (2002), Ulrich and others (2002), Proffett (2003), Halter and others (2004, 2005), Brown (2005), Harris and others (2006, 2008).

Name: Batu Hijau, Indonesia

Location: 8.97°S., 116.87°E.

Grade/Tonnage: Clode and others (1999) in Imai and Ohno (2005): 914 Mt, 0.53 percent Cu, 0.40 g/t Au; 0.3 percent Cu cutoff grade

Singer and others (2008): 1,640 Mt, 0.44 percent Cu, 0.45 g/t Au, 0.55 g/t Ag

Associated Deposits: Sekongkang (porphyry), Arung Ara (porphyry), Air Merah (porphyry), Katala (porphyry), Bambu (peripheral vein), Teluk Puna (peripheral vein)

Regional Geologic Setting: Early Miocene to Holocene Sunda-Banda volcanic arc constructed on oceanic crust

Regional Tectonic Setting: Porphyry copper deposits formed at major structural discontinuity in Sunda-Banda arc indicated by reversal in polarity of recent volcanism. This region characterized by intersection of NW- and NE-trending arc-traverse tectonic lineaments as defined by regional-scale fault zones and recent earthquake hypocenters. Collision of Sunda-Banda arc with the Australian continent inferred to have caused arc-parallel extension at the time of porphyry copper formation

Significant structural control on magma emplacement and mineralization (Y/N): Yes. Batu Hijau district located in uplifted crustal block within 30 km of regional arc-traverse, left-lateral oblique-slip fault controls distribution of Miocene volcanoclastic rocks, Neogene intrusions, and present coastline. This fault corresponds to inferred tear or kink in the subducting slab beneath the arc. Margins of east-elongate

quartz diorite plutons focused fracturing, dike emplacement, and quartz vein deposition.

Primary Host Rocks: Pliocene tonalite and diorite intrusions and Miocene volcanic rocks

Primary Associated Igneous Rocks: Quartz diorite, tonalite, andesite, granodiorite; low-K calc-alkalic with late stage rocks: (tonalite to granodiorite dikes)

Inferred Mineralizing Intrusions: Na-rich tonalite porphyry complex

Age of Mineralization: Tonalite porphyry emplacement 3.76±0.12 – 3.67±0.10 Ma (U-Pb zircon); hydrothermal biotite 3.73±0.08 Ma (Ar-Ar)

Major Alteration Types: Potassic (oligoclase, biotite, quartz, magnetite), propylitic, argillic, sericitic, sodic, advanced argillic

Alteration Zoning: Central potassic, more distal propylitic consisting of proximal actinolite, distal epidote-chlorite, and regional chlorite-calcite; structurally controlled feldspar-destructive intermediate argillic, sericitic/paragonitic, illitic, and advanced argillic (pyrophyllite, andalusite, dickite, diaspore, zunyite) alteration overprints potassic and inner propylitic alteration

Major Ore Minerals and Assemblages: Bornite, chalcocite, pyrite; chalcocite-bornite and chalcocite-bornite-digenite are common assemblages

Major Vein Types and Relative Ages: Early: A-veins, including quartz-magnetite-bornite, quartz-bornite, quartz-magnetite barren quartz (but in varying age relationships to each other); Transitional age: B-veins and “AB” veins with quartz, ±bornite, ±chalcocite, ±biotite, ±chlorite, ±magnetite; chalcocite veins with chlorite-sericite haloes; Late: pyrite-rich D-veins ±chalcocite, bornite, and sphalerite; Latest: gypsum veins.

Major Style(s) of Mineralization: Disseminated, vein

Metal Zoning: Concentric zoning with central copper and gold, proximal molybdenum, and distal lead, zinc, gold, silver and arsenic; iron is both proximal as magnetite and distal as pyrite; Ag/Au varies from about 1 to 2 in central Cu-Au zone to greater than 50 in outer Pb-Zn halo.

Depth of Ore Formation: 2–3.5 km

Post-Ore Deformation: NW-striking faults

Other Notable Features: Copper and gold grades are positively correlated with quartz vein density.

Important References:

Meldrum and others (1994), Clode and others (1999), Garwin (2000, 2002), Arif and Baker (2004), Imai and Ohno (2005), Idrus and others (2007), Setyandhaka and others (2008).

Name: Bingham Canyon, Utah

Location: 40.53°N., 112.15°W.

Grade/Tonnage: Singer and others (2008): 3,230 Mt, 0.882 percent Cu, 0.38 g/t Au, 0.053 percent Mo, 3.3 g/t Ag

Associated Deposits: Cu-Au skarns in surrounding carbonate beds (Carr Fork and North Ore Shoot deposits); polymetallic vein and replacement deposits (Ag-Pb-Zn; Lark and U.S. mines); distal sediment-hosted gold deposits (Barneys Canyon and Melco)

Regional Geologic Setting: Late Paleozoic siliceous and carbonate sedimentary rocks overlain and intruded by Eocene intermediate composition volcanic and intrusive rocks

Regional Tectonic Setting: Located on the western end of the Uinta axis, which is a suture between the Archean Wyoming Province to the north and Proterozoic basement rocks to the south. Area of thrusting and folding from the Late Cretaceous Sevier Orogeny. Minor NNW-SSE-extension during mid-Tertiary magmatism

Significant structural control on magma emplacement and mineralization (Y/N): Yes, Eocene intrusions emplaced along Uinta axis and subparallel NE-striking extensional faults. Fold axes and thrust faults related to the Sevier Orogeny were an ore control.

Primary Host Rocks: Eocene equigranular to porphyry intrusions (Bingham stock and porphyry dikes)

Primary Associated Igneous Rocks: Monzonite, quartz monzonite porphyry, latite porphyry, quartz latite porphyry, biotite porphyry, quartz latite porphyry breccia, minette dikes (57.5–59 weight percent SiO₂), melanonephelenite (sodic with low Al₂O₃), shoshonite (52–59 weight percent SiO₂)

Inferred Mineralizing Intrusions: Bingham stock (quartz monzonite porphyry)

Some contribution from latite porphyry, biotite porphyry, quartz latite porphyry breccia, quartz latite porphyry

Age of Mineralization: 38.55±0.19 Ma (U-Pb zircon from Bingham stock monzonite); 37.00±0.27 Ma (Re-Os on molybdenite); 37.57±0.11 to 37.07±0.21 Ma (Ar-Ar on hydrothermal biotite)

Major Alteration Types: Potassic (quartz+potassium feldspar+biotite), propylitic (epidote, chlorite, calcite, minor potassium feldspar), sericitic, argillic

Alteration Zoning: Inner potassic and outer propylitic; late argillic and sericitic

Major Ore Minerals and Assemblages: Barren core surrounded outward and upward by assemblages that gradationally change from molybdenite + magnetite ± pyrite; bornite

+ chalcopyrite ± molybdenite; chalcopyrite + pyrite; pyrite + chalcopyrite; pyrite;

Highest copper grade of deposit coincides with the bornite + chalcopyrite zone.

Major Vein Types and Relative Ages: Oldest to youngest: brown-green veins of biotite and sericite with bornite, chalcocite and chalcopyrite; biotite veinlets; stockwork quartz veins (5 types) with increasing sulfide content with time; quartz-molybdenite veins; pyrite±quartz veins

Major Style(s) of Mineralization: Disseminated, stockwork vein

Metal Zoning: Concentric with a low-grade core grading upward and laterally to a molybdenite zone, copper shell, pyrite halo, Pb-Zn-Ag zone, and an outer Au zone

Depth of Ore Formation: 2.5–3 km

Post-Ore Deformation: About 15° eastward tilting due to Late Cenozoic Basin and Range extensional faulting

Other Notable Features: First porphyry copper deposit mined by open pit methods

Important References:

Boutwell (1905), Hunt (1933), Lanier and others (1978), Atkinson and Einaudi (1978), Bowman and others (1987), Babcock and others (1995), Presnell (1997), Waite and others (1997), Phillips and others (1997), Parry and others (2001), Maughan and others (2002), Redmond and others (2004), Cunningham and others (2004), Phillips and others (2005), Landtwing and others (2005), Core and others (2006).

Name: Butte, Montana

Location: 46.017°N, 112.511°W.

Grade/Tonnage: Singer and others (2008): 5,220 Mt, 0.673 percent Cu, 0.042 g/t Au, 0.028 percent Mo, 8.6 g/t Ag

Associated Deposits: Main stage veins ("Cordilleran-style" polymetallic [Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Mn] veins)

Regional Geologic Setting: Late Cretaceous composite Boulder batholith emplaced into Proterozoic sedimentary rocks of the Paleoproterozoic Belt Supergroup and Archean crystalline basement that are juxtaposed by the Paleoproterozoic Great Falls tectonic zone

Regional Tectonic Setting: Boulder batholith emplaced during Late Cretaceous-early Tertiary (Laramide) Cordilleran folding and thrusting. Boulder batholith emplaced along intersection of a northeast-trending Paleoproterozoic suture (Great Falls tectonic zone) and a northwest-trending, multiply-reactivated Mesoproterozoic fracture system (Lewis and Clark line)

Significant structural control on magma emplacement and mineralization (Y/N): Yes, but varying interpretations. Butte overlies an intersection of basement structures (Great Falls

tectonic zone and Lewis and Clark line) that may have been reactivated during emplacement of the Boulder batholith and porphyry copper formation. Alternatively, it has been suggested that Boulder batholith was emplaced along Laramide-age frontal thrust belt within a pull-apart basin between two east-striking transfer faults that were active as the thrust front pushed east.

Primary Host Rocks: Late Cretaceous (74.5 Ma, U-Pb zircon) Butte Quartz Monzonite (part of Boulder batholith) and younger quartz porphyry dikes (66.5 Ma, U-Pb zircon)

Primary Associated Igneous Rocks: Quartz porphyry dikes (plagioclase-biotite-potassium feldspar-quartz phyrlic)

Inferred Mineralizing Intrusions: Quartz porphyry dikes

Age of Mineralization: Two centers of Pre-Main stage porphyry copper-Mo mineralization, Anaconda (western) and Pittsmont (eastern) domes. Pre-Main stage porphyry copper-Mo mineralization: 66-64 Ma (Re-Os molybdenite, Ar-Ar biotite); Pittsmont dome may be about 1 m.y. older than Anaconda dome; Main stage veins: about 61.5 Ma (Ar-Ar)

Major Alteration Types: Pre-Main stage: potassic, sericitic, propylitic; Main stage: advanced argillic, sericitic, intermediate argillic, propylitic

Alteration Zoning: Pre-Main stage porphyry-related alteration consists of broad, overlapping concentric shells bordering centimeter-scale stockwork veins; alteration zoned outward and upward in both Pittsmont and Anaconda domes: (1) BQ (barren quartz) and QMB (quartz-molybdenite) mostly in deep core of barren stockwork quartz \pm molybdenite \pm anhydrite veins with narrow potassium feldspar envelopes, (2) EDM (early dark micaceous) quartz-chalcopyrite-pyrite \pm anhydrite veins with biotite-potassium feldspar-sericite-pyrite envelopes, (3) PGS (pale green sericite) quartz-chalcopyrite-magnetite-pyrite veins with potassium feldspar-quartz-green sericite envelopes, and (4) shallowest GS (gray sericitic) pyrite-quartz veins with quartz-pyrite-sericite envelopes. Outermost pre-Main stage veins are pyrite-sphalerite-galena-rhodochrosite-chalcopyrite-epidote veins in potassium feldspar-bearing propylitic alteration. Pre-Main stage veins cut by Main stage veins consisting of covellite-enargite-bornite-sphalerite-galena-rhodochrosite-pyrite-chalcopyrite-quartz veins with zoned alteration envelopes from inner advanced argillic to sericitic to intermediate argillic to outer propylitic

Major Ore Minerals and Assemblages: Pre-Main stage: chalcopyrite, molybdenite; Main stage: covellite, enargite, bornite, sphalerite, galena, chalcopyrite

Major Vein Types and Relative Ages: See "Alteration Zoning" above; vein sequence from early to late generally EMB, PGS, BQ/QMB, GS, Main stage

Major Style(s) of Mineralization: Stockwork veining, disseminated as replacement of mafic phenocrysts

Metal Zoning: Two centers of pre-Main stage porphyry copper-Mo mineralization (Anaconda and Pittsmont domes), separated by 1.5-km-wide zone of pervasive gray sericitic alteration. Main stage veins mostly lie above and west of Anaconda dome. Main stage veins strongly zoned with interior copper-rich zone, to intermediate copper-zinc zone, to peripheral Mn-Pb-Zn-Ag zone

Depth of Ore Formation: Pre-Main stage: 6-9 km; Main stage: mostly 4-5 km

Post-Ore Deformation: Pittsmont dome and porphyry Cu-Mo mineralization cut and offset by north-striking, 55° west-dipping Continental fault with about 1,250 m down-to-the-west normal displacement

Other Notable Features:

Important References:

Sales (1914), Sales and Meyer (1948), Meyer and others (1968), Proffett (1973), Roberts (1975), Brimhall (1977, 1980), Hildenbrand and others (2001), Dilles and others (2003), Lund and others (2007), Rusk, Reed, and Dilles (2008), Rusk, Miller, and Reed (2008).

Name: Cadia district, New South Wales, Australia (includes Cadia Hill, Ridgeway, Cadia Quarry, and Cadia East deposits)

Location: 33.467°S., 149°W.

Grade/Tonnage: Total district resources including skarn deposits: 1,212 Mt at 0.32 percent Cu and 0.75 g/t Au (Wilson and others, 2007)

Associated Deposits: Fe-Cu-Au skarn deposits (Big Cadia and Little Cadia)

Regional Geologic Setting: Late Ordovician-Early Silurian island-arc-related volcano-plutonic rocks (Macquarie arc) overlying and intruding Ordovician volcanoclastic rocks

Regional Tectonic Setting: Eastern Lachlan Fold Belt (700-km-wide belt of deformed Paleozoic deep and shallow marine sedimentary rocks, cherts, and mafic volcanic rocks)

Significant structural control on magma emplacement and mineralization (Y/N): Yes, deposits lie along WNW-trending structure that appears to be part of crustal scale lineament (Lachlan Traverse Zone); Cadia Hill and Cadia Quarry deposits appear localized by the intersection of north-striking faults and WNW-trending structure

Primary Host Rocks: Ordovician volcanoclastic siltstone (Weemalla Formation); Ordovician volcanoclastic conglomerate, sandstone, minor limestone and shoshonitic volcanic rocks (Forest Reefs Volcanics); Ordovician pyroxene-plagioclase-phyric dikes; Late Ordovician-Early Silurian monzodioritic to monzonitic intrusions (Cadia Intrusive Complex)

Primary Associated Igneous Rocks: Late Ordovician–Early Silurian Cadia Intrusive Complex (high-potassium shoshonitic gabbro, diorite, monzodiorite, quartz monzodiorite)

Inferred Mineralizing Intrusions: Monzonite to monzodioritic intrusions (Cadia Intrusive Complex);

Age of Mineralization: 439±6 Ma (U-Pb)

Major Alteration Types: Potassic (orthoclase-biotite-quartz-magnetite); calc-potassic (actinolite-biotite-orthoclase); propylitic (chlorite, calcite, albite, pyrite, prehnite, hematite); sodic (albite-pyrite); sericitic (illite-muscovite-pyrite)

Alteration Zoning: Cores of potassic or calc-potassic alteration with peripheral propylitic and sodic and late-stage sericitic mostly in fault zones

Major Ore Minerals and Assemblages: Chalcopyrite, bornite

Major Vein Types and Relative Ages: Early (includes quartz-magnetite±actinolite, calcite, orthoclase, bornite, chalcopyrite); transitional (includes quartz-chalcopyrite±orthoclase, pyrite, magnetite); late (quartz-pyrite±sericite, chlorite), and peripheral (includes epidote, chlorite, calcite, prehnite, pyrite, quartz, chalcopyrite) stages

Major Style(s) of Mineralization: Ridgeway: Sheeted and stockwork quartz-sulfide-magnetite-calcite veins; Cadia Hill and Cadia Quarry: sheeted quartz-sulfide-calcite veins and minor pegmatitic breccia; Cadia East: shallow stratabound Cu-Au in volcanoclastic sedimentary rocks; deeper disseminated(?) Cu-Au in and around quartz monzonite porphyry dikes

Metal Zoning: Ridgeway and Cadia East: bornite-rich cores surrounded by chalcopyrite-rich haloes and peripheral pyrite zones

Cadia Hill and Cadia Quarry: chalcopyrite-rich cores with pyrite-rich haloes; Cadia Hill has shallow bornite-rich zone

Depth of Ore Formation: Unknown

Post-Ore Deformation: Post-Silurian reverse faulting has locally dismembered parts of Cadia Hill deposit

Other Notable Features: Characteristic hematite dusting (red stain) of feldspar phenocrysts in propylitic alteration; significant sulfur isotope zoning

Important References:

Blevin (2002), Holliday and others (2002), Newcrest Mining Staff (1998), Porter and Glen (2005), Washburn (2007), Wilson and others (2003), Wilson, Cooke, Harper, and Deyell (2007), Wilson, Cooke, Stein, and others (2007).

Name: El Salvador, Chile

Location: 26.25°S., 69.55°W.

Grade/Tonnage: Singer and others (2008): 3,836.3 Mt. 0.447 percent Cu, 0.1 g/t Au, 0.022 percent Mo, 1.5 g/t Ag

Associated Deposits: Potrerillos (porphyry), Damiana (exotic), Quebrada Turquesa (exotic), Exotica Alicia (exotic)

Regional Geologic Setting: Subduction-related, continental magmatic arc

Regional Tectonic Setting: Eocene sinistral transpressive deformation superimposed on earlier contractional faults

Significant structural control on magma emplacement and mineralization (Y/N): Not obvious with this deposit, although other porphyry deposits in the locale are controlled by NE and NW faults subparallel to the orogen.

Primary Host Rocks: Paleocene and early Eocene volcanic rocks

Primary Associated Igneous Rocks: High-potassium calc-alkaline with high Fe₂O₃/FeO; four phases of granodiorite porphyry, I-type

Inferred Mineralizing Intrusions: “X” porphyry is a weakly porphyritic fine-grained granodiorite. The “K” feldspar porphyry has abundant plagioclase and mafic phenocrysts and intrudes the “X” porphyry. The “L” feldspar porphyry is younger than most of the mineralization and intrudes the before-mentioned porphyries.

Age of Mineralization: Mineralized porphyries intruded from 42 to 41 Ma; about 42 Ma (Re-Os on molybdenite). Supergene enrichment 36–23 Ma (K-Ar on supergene alunite)

Major Alteration Types: Propylitic, advanced argillic, potassic (potassium feldspar and biotite), muscovite-andalusite zone, muscovite zone, sericitic

Alteration Zoning: Central potassic with peripheral propylitic formed early. Later andalusite with potassium feldspar or muscovite surrounds the central porphyry. Latest argillic is associated with pebble dikes around the central porphyry.

Major Ore Minerals and Assemblages: Chalcopyrite-bornite, chalcopyrite-pyrite, pyrite-bornite-chalcopyrite, pyrite-bornite-digenite, supergene chalcocite-covellite

Major Vein Types and Relative Ages: Early to late: “A” veins: granular quartz-potassium feldspar-anhydrite-sulfide with disseminated chalcopyrite-bornite.

“B” veins: quartz-anhydrite-sulfide with molybdenite-chalcopyrite. Coarse-grained quartz.

“C” veins: abundant sulfide with sericite, biotite, anhydrite and minor quartz.

“D” veins: sulfide-anhydrite with minor quartz. Predominant pyrite with chalcopyrite, bornite, enargite, tennantite, sphalerite and galena.

Major Style(s) of Mineralization: Supergene enrichment, exotic, minor veining

Metal Zoning: Central bornite-chalcopyrite surrounded by pyrite-chalcopyrite to a pyrite fringe. Increasing Cu/Fe inward and decreasing S/Cu+Fe downward.

Depth of Ore Formation: About 2 km

Post-Ore Deformation: Minor southerly tilting

Other Notable Features: Rich supergene ore (340 Mt, 1.5 percent Cu)

Important References:

Gustafson and Hunt (1975), Gustafson and Quiroga (1995), Gustafson and others (2001), Mote and others (2001), Watanabe and Hedenquist (2001), Sillitoe and Perelló (2005).

Name: El Teniente, Chile

Location: 34.09°S., 70.34°W.

Grade/Tonnage: CODELCO 2007 annual report: 20,031 Mt at 0.56 percent Cu (0.2 percent Cu cutoff grade), 0.02 percent Mo

Singer and others (2008): 20,731 Mt, 0.62 percent Cu, 0.005 g/t Au, 0.019 percent Mo, 0.52 g/t Ag

Associated Deposits: Los Pelambres (megabreccia/porphyry), Rio Blanco-Los Bronces (megabreccia/porphyry)

Regional Geologic Setting: Andean Cordillera of central Chile, subduction-related

Regional Tectonic Setting: Contractional deformation

Significant structural control on magma emplacement and mineralization (Y/N): Yes, the Codegua fault and the north-east strike-slip Teniente fault zone. Also, localized stresses from emplacement of a large pluton caused concentric and radial vein orientations.

Primary Host Rocks: Mid-late Miocene Farellones Formation: principally andesites and dacite intrusions

Primary Associated Igneous Rocks: I-type, calc-alkaline dacites and other felsic to intermediate intrusions. No consistent trend toward more mafic or felsic compositions with time.

Inferred Mineralizing Intrusions: Dacite pipes and dacite porphyry dike, latite; or a large mafic magma chamber at greater depth responsible for the mineralization

Age of Mineralization: dacite and latite intrusions 5.7–4.8 Ma (U-Pb); molybdenite mineralization 5.89–4.7 Ma (Re-Os); late hydrothermal mineralization continued until 4.37±0.05 Ma (Ar-Ar and K-Ar)

Major Alteration Types: Potassic (biotite), propylitic, sericitic

Alteration Zoning: Central potassic, transitional potassic-propylitic, peripheral propylitic; sericitic overprints the transitional zone; sericitic locally overprints potassic

Major Ore Minerals and Assemblages: Bornite, chalcopyrite, molybdenite, pyrite, chalcocite

Major Vein Types and Relative Ages: “Type 1” veins are premineralization and composed of magnetite + quartz + anhydrite + actinolite + plagioclase or quartz veins with variable tourmaline, sericite, chlorite.

“Type 2” veins are late magmatic stage and are typically quartz + anhydrite + sulfide, but many vein subtypes with variable composition occur at this stage.

“Type 3” veins are of the principal hydrothermal phase and are composed of quartz, anhydrite and sulfide.

“Type 4” veins are late hydrothermal phase and are commonly carbonate with various gangue and sulfide minerals.

Major Style(s) of Mineralization: Vein, stockwork, supergene enrichment, breccia

Metal Zoning: A barren core surrounded by concentric zoning of bornite greater than chalcopyrite greater than pyrite

Depth of Ore Formation: The current depth to which copper mineralization extends to is still unknown.

Post-Ore Deformation:

Other Notable Features: This is the world’s largest known Cu-Mo deposit. Skewes and others (2005) classify this deposit as a megabreccia copper deposit and stipulate that the brecciation, mineralization, and felsic porphyry emplacement were all generated and caused by a large mafic laccolith at greater depth.

Important References:

Lindgren and Bastin (1922), Howell and Molloy (1960), Skewes and others (2002, 2005), Cannell and others (2005), Sillitoe and Perelló (2005), Stern and Skewes (2005), Skewes and Stern (2007), CODELCO (2007).

Name: Far Southeast, Philippines

Location: 16.86°N., 120.78°E.

Grade/Tonnage: Singer and others (2008): 650 Mt at 0.65 percent Cu, 1.33 g/t Au and 0.93 g/t Ag

Associated Deposits: Lepanto (high sulfidation epithermal Au-Ag), Bulalacua (porphyry), Guinaoang (porphyry), Santo Tomas II (porphyry), Santo Niño (porphyry), Lobo-Boneng (porphyry), Victoria (intermediate sulfidation epithermal Au-Ag)

Regional Geologic Setting: Island-arc setting

Regional Tectonic Setting: Luzon Central Cordillera is affected by major left-lateral transcurrent faulting.

Significant structural control on magma emplacement and mineralization (Y/N): Yes, quartz diorite porphyry and Pliocene-Pleistocene volcanic rocks are localized by the

NW-striking Lepanto fault which is a splay of the Abra River fault that is part of the Philippine fault system.

Primary Host Rocks: Late Cretaceous to middle Miocene metavolcanic and volcanoclastic rocks, Miocene tonalite intrusion, Pliocene Imbanguila hornblende dacite

Primary Associated Igneous Rocks: Pliocene-Pleistocene calc-alkaline intermediate composition volcanic rocks and intrusions

Inferred Mineralizing Intrusions: NW-elongated quartz diorite porphyry dikes and irregular intrusions

Age of Mineralization: Age of alteration minerals range from 1.45 to 1.22 Ma, suggesting 300 kyr of hydrothermal activity: biotite 1.45 ± 0.04 Ma (K-Ar); illite 1.22 ± 0.06 Ma (K-Ar)

potassic alteration 1.41 ± 0.05 Ma (average of 6 biotite K-Ar ages); quartz-alunite alteration 1.42 ± 0.08 (average of 5 K-Ar ages)

Major Alteration Types: Potassic (biotite-magnetite±potassium feldspar), sericite-clay-chlorite-hematite (SCC), sericitic, advanced argillic (pyrophyllite and quartz-alunite), propylitic (epidote-calcite-chlorite)

Alteration Zoning: Potassic core overprinted by sericite-clay-chlorite (SCC), grading outward and upward sericitic±pyrophyllite, to pyrophyllite-quartz-anhydrite-kaolinite/dickite, and uppermost quartz-alunite±anhydrite-dickite-diaspore-pyrophyllite that formed over top of porphyry system; potassic, SCC, and pyrophyllite alteration fringed by propylitic alteration

Major Ore Minerals and Assemblages: Early: bornite, chalcocopyrite, native Au, pyrite; later: pyrite-hematite-chalcocopyrite

Breccia pipe: chalcocopyrite-gold-molybdenite

Major Vein Types and Relative Ages: Early anhedral vitreous quartz and quartz-anhydrite veins associated with potassic alteration; intermediate age euhedral quartz veins containing anhydrite-white mica-hematite-pyrite-chalcocopyrite-bornite with sericite/illite envelopes; later euhedral quartz veins ±anhydrite-dickite-diaspore-pyrophyllite precipitated in dilatant fractures and reopened veins

Major Style(s) of Mineralization: Breccia, stockwork and sheeted vein

Metal Zoning: Concentric Cu-Au zoning around quartz diorite porphyry dikes and irregular intrusions

Depth of Ore Formation: ≥ 1.5 km

Post-Ore Deformation: Later faulting on the Lepanto fault

Other Notable Features: Porphyry copper mineralization temporally and spatially associated with the Lepanto high sulfidation epithermal Au-Ag deposit, suggesting a genetic relationship between the two different deposits

Important References:

Arribas and others (1995), Hedenquist and others (1998), Imai (2000), Claveria (2001), Sajona and others (2002).

Name: Grasberg, Indonesia

Location: 3.82°S , 137.23°E .

Grade/Tonnage: van Leeuwen (1994) 4,000 Mt at 0.6 percent Cu, 0.64 g/t Au; minable: 675 Mt at 1.45 percent Cu, 1.87 g/t Au

Singer and others (2008): 4,000 Mt at 0.6 percent Cu, 0.64 g/t Au, 2 g/t Ag

Associated Deposits: Ertsberg and Ertsberg East (Cu-Au skarn), Dom (Cu-Au skarn), Big Gossan (Cu-Au skarn), Wanagon (epithermal), West Grasberg (epithermal)

Regional Geologic Setting: Postsubduction magmatic arc overlying continental crust

Regional Tectonic Setting: Magmatic arc emplaced into foreland fold and thrust belt (Papuan Fold Belt) formed during Miocene collision and subduction of Australian continent beneath Melanesian island arc complex. Pliocene-Pleistocene transpressional tectonic environment followed cessation of subduction and facilitated formation of dilational zones around intersections of frontal thrust faults and orogen-transverse faults thereby allowing emplacement of postsubduction mantle-derived magmas. Rapid uplift and exhumation of fold and thrust belt immediately prior to mineralization.

Significant structural control on magma emplacement and mineralization (Y/N): Yes, intrusive contacts and intersections of faults, especially with the strike-slip Meren Valley fault and the Ertsberg #1 fault.

Primary Host Rocks: Pliocene Grasberg Igneous Complex emplaced into Cretaceous and Tertiary siliciclastic and carbonates rocks

Primary Associated Igneous Rocks: High-potassium calc-alkaline to K-alkaline (shoshonitic) Grasberg Igneous Complex (quartz diorite to quartz monzonite)

Inferred Mineralizing Intrusions: Dalam diatreme, Main Grasberg stock, South Kali dikes

Age of Mineralization: Intrusive rocks: 3.06 ± 0.03 Ma (biotite Ar-Ar); hydrothermal biotite: 3.33 ± 0.12 to 3.01 ± 0.06 Ma (Ar-Ar); molybdenite veins: 2.88 ± 0.01 Ma (molybdenite Re-Os)

Major Alteration Types: Early potassic (potassium feldspar, biotite, and magnetite stages), sericitic, sericitic-argillic (muscovite-illite-kaolinite: "white clay-illite"), advanced argillic (andalusite), insignificant propylitic occurs in igneous rocks

Alteration Zoning: Interior potassic grading outward into sericitic (heavy sulfide) along margins of intrusive complex. Sericitic-argillic developed mostly along steeply dipping structures. Advanced argillic is locally developed at deep levels within the sericitic-argillic alteration.

Major Ore Minerals and Assemblages: Chalcopyrite-bornite±native gold; bornite-chalcopyrite-pyrite; mixed copper sulfide consisting of chalcopyrite-bornite-nukundamite-digenite-covellite-pyrite; covellite-enargite-pyrite; covellite-pyrite/marcasite-chalcopyrite

Major Vein Types and Relative Ages: (Early to late): pre-mineralization pygmic quartz and quartz-magnetite-potassium feldspar; granular quartz-anhydrite with potassium feldspar-biotite-amphibole-bornite-chalcopyrite-pyrite; molybdenite; chalcopyrite-bornite±native gold-hematite-minor quartz (Grasberg Cu-Au veins); quartz-sericite; massive pyrite with quartz veins (heavy sulfide); vuggy quartz-anhydrite(?); quartz-carbonate; covellite-pyrite/marcasite-sericite-chalcopyrite; sulfur; sphalerite-galena

Major Style(s) of Mineralization: Stockwork, disseminated; lacks significant supergene

Metal Zoning: Central core of Cu-Au ringed by Cu; deep Mo

Depth of Ore Formation: About 2 to more than 3.5 km

Post-Ore Deformation: Rapid uplift of the Papuan Fold Belt

Other Notable Features: Three separate mineralizing phases occurred: (1) Grasberg Cu-Au; (2) heavy sulfide (mostly pyrite with minor chalcopyrite); (3) mixed copper sulfide (high-sulfidation Cu)

Important References:

MacDonald and Arnold (1994), Van Leeuwen (1994), Paterson and Cloos (2005a, 2005b), Pollard and Taylor (2002), Pollard and others (2005), Cloos and Housh (2008).

Name: La Escondida, Chile

Location: 24.27°S., 69.07°W.

Grade/Tonnage: Singer and others (2008): 11,158 Mt at 0.77 percent Cu, 0.25 g/t Au, 0.0062 percent Mo, 5 g/t Ag

Associated Deposits: Zaldivar (porphyry), Escondida Norte (porphyry)

Regional Geologic Setting: Subduction-related continental magmatic arc

Regional Tectonic Setting: Mesozoic extension, Late Cretaceous compression, Eocene to Miocene transcurrent tectonics

Significant structural control on magma emplacement and mineralization (Y/N): Yes, transtensional pull-apart structures at the intersection of the Archibarca lineament (NW trending) and the West Fissure zone (N-S strike-slip fault)

Primary Host Rocks: Eocene Escondida stock and Paleocene to early Eocene andesite

Primary Associated Igneous Rocks: quartz monzonitic to granodiorite (4 phases of the Escondida stock):

1st: Colorado Grande intrusion

2d: Escondida intrusion

3d: a porphyry-breccia

4th: narrow granodioritic dikes

Later rhyolite porphyry

Inferred Mineralizing Intrusions: Escondida stock

Age of Mineralization: Colorado Grande intrusion 37.9±1.1 Ma (U-Pb zircon), Escondida intrusion 37.7±0.8 Ma; rhyolite porphyry 35.7±0.3 – 35.2±0.3 Ma (Ar-Ar alunite; postdates first two hydrothermal/veins/alteration events)

Stage 1 biotite about 36 Ma (Ar-Ar)

Stage 3 molybdenite 33.7±0.3 Ma (Re-Os)

Supergene blanket formation 18 – 14.6 Ma (K-Ar on supergene alunites)

Major Alteration Types: potassic (mainly potassium feldspar with phlogopite in the Mg-rich volcanic rocks)

Alteration Zoning:

Stage 1: Potassic (potassium feldspar in porphyry, biotite in surrounding andesite) out to broad propylitic zone

Stage 2: Sericitic with quartz-sericite in core and chlorite-sericite±quartz in surrounding andesite

Stage 3: Advanced argillic

Major Ore Minerals and Assemblages: Chalcopyrite, pyrite, bornite, chalcocite, molybdenite, covellite, digenite

Magnetite-bornite-chalcopyrite, pyrite-chalcopyrite, bornite-chalcopyrite-pyrite, pyrite-molybdenite

Major Vein Types and Relative Ages:

Stage 1 veins: barren quartz veins, quartz with bornite-chalcopyrite, quartz-orthoclase±biotite±anhydrite

Stage 2 veins: thin sulfide veins, pyrite±chalcopyrite veins, quartz sulfide

Stage 3 veins: banded veins starting with quartz and followed by bornite-chalcopyrite, pyrite-chalcopyrite, chalcopyrite-covellite-chalcocite, enargite, pyrite, sphalerite-chalcopyrite-tennantite, galena, and alunite

Major Style(s) of Mineralization: Supergene, disseminated, vein

Metal Zoning:

Depth of Ore Formation:

Post-Ore Deformation: Unmineralized (post-ore) intrusion of quartz-monzonite dikes at 31.5 ± 2.8 Ma (K-Ar on sericite) and 31.0 ± 2.8 Ma (whole rock).

Uplift and erosion, sinistral movement on the West Fissure zone

Other Notable Features:**Important References:**

Alpers and Brimhall (1989), Padilla Garza, and others (2001), Richards and others (2001), Porter (2005).

Name: Morenci, Arizona

Location: 33.10°N , 109.36°W .

Grade/Tonnage: Singer and others (2008): (Morenci-Metcalf) 6.470 Mt at 0.524 percent Cu, 0.028 g/t Au, 0.0095 percent Mo, 1.6 g/t Ag

Associated Deposits: Metcalf (porphyry), Modoc skarn

Regional Geologic Setting: Laramide feature

Regional Tectonic Setting: Located in the transitional zone between the stable Colorado Plateau and the extensional Basin and Range province.

Significant structural control on magma emplacement and mineralization (Y/N): Yes, NE-trending fissures

Primary Host Rocks: Mainly quartz monzonite porphyry; also weakly mineralized granite porphyry. Precambrian granite, diabase dikes, and extends into surrounding sedimentary rocks about 500 meters.

Primary Associated Igneous Rocks: Monzonite porphyry, granite porphyry

Inferred Mineralizing Intrusions: Quartz monzonite-granite porphyry

Age of Mineralization: 55.8 ± 0.9 Ma (Re-Os on molybdenite); mineralizing intrusion 57.4 ± 1.7 Ma (unspecified method); hypogene chalcopryrite mineralization at 56–55 Ma.

Major Alteration Types: Potassic (quartz-potassium feldspar-biotite±sericite±siderite), sericitic (quartz-sericite), propylitic, argillic

Alteration Zoning: Central potassic surrounded by sericitic surrounded by propylitic. Supergene argillic overprints the upper sericitic and potassic.

Major Ore Minerals and Assemblages: Chrysocolla, pyrite, chalcopryrite, molybdenite, sphalerite, galena, gold, silver, chalcocite±covellite in supergene ore

Major Vein Types and Relative Ages: Oldest to youngest: potassium feldspar+quartz, quartz+molybdenite, quartz+pyrite±chalcopryrite, quartz+chalcopryrite±pyrite

Major Style(s) of Mineralization: Stockwork veins and fractures, supergene, disseminated

Metal Zoning: Gold and silver are more abundant in less altered areas away from high-temperature molybdenite-chalcopryrite mineralization. Chalcopryrite-rich core is surrounded by pyrite envelope which is surrounded by protore.

Depth of Ore Formation: Unknown

Post-Ore Deformation: Predominantly NW-striking normal faulting

Other Notable Features: Acidophilic iron-oxidizing bacteria contributed to leaching of copper, and this bacteria is common in acidic environments.

This deposit is one of the largest supergene porphyry copper deposits in the world.

Important References:

Moolick and Durek (1966), Langton (1973), McCandless and Ruiz (1993), Holick and Wood (1999), Enders (2000), Melchiorre and Enders (2003), Enders and others (2006).

Name: Mount Polley, British Columbia, Canada

Location: 52.55°N , 121.64°W .

Grade/Tonnage: (1995) 293 Mt at 0.23 percent Cu and 0.30 g/t Au at 0.20 percent Cu equivalent cutoff

Singer and others (2008): 293 Mt at 0.23 percent Cu, 0.3 g/t Au, 0.001 percent Mo, 4 g/t Ag

Associated Deposits: Rayfield River (porphyry), Afton (porphyry), Ajax (porphyry), Crescent (porphyry), Pothook (porphyry), Big Onion (porphyry)

Regional Geologic Setting: Located within the Quesnellia terrane, which is an intraoceanic island arc-terrane

Regional Tectonic Setting: Intermontane

Significant structural control on magma emplacement and mineralization (Y/N): Likely, as the intrusive units are elongate along the NNW-trending normal Polley fault.

Primary Host Rocks: Diorite intrusion, plagioclase porphyry

Primary Associated Igneous Rocks: Oldest to youngest: diorite (about 49 weight percent SiO_2 , higher total Fe, MnO, MgO and P_2O_5), plagioclase porphyry (about 59 weight percent SiO_2 , low total Fe, MnO, MgO and P_2O_5), postmineral porphyritic augite monzodiorite (about 48-49 weight percent SiO_2 , higher total Fe, MnO, MgO and P_2O_5), postmineral potassium feldspar phyric monzonite (about 59 weight percent SiO_2 , low total Fe, MnO, MgO and P_2O_5), postmineral dikes of augite porphyry (about 48 weight percent SiO_2 , higher total Fe, MnO, MgO and P_2O_5) and biotite lamprophyre. All are alkaline.

Inferred Mineralizing Intrusions: Plagioclase porphyry, monzonite

Age of Mineralization: Diorite host 201.6±0.5 Ma (unspecified method)

Hydrothermal biotite 184±7 Ma (K-Ar)

Major Alteration Types: Potassic (with a biotite zone, actinolite zone and potassium feldspar-albite zone), garnet-epidote-albite-potassium feldspar, garnet-epidote-pyrite-albite-calcite, propylitic (albite-epidote-pyrite-calcite-magnetite)

Alteration Zoning: Potassic and sodic core, intermediate calc-potassic (garnet) alteration, surrounded by extensive propylitic alteration

Major Ore Minerals and Assemblages: Chalcopyrite, pyrite, bornite

Major Vein Types and Relative Ages: Oldest to youngest: actinolite-diopside-chalcopyrite-magnetite, magnetite-chalcopyrite-trace diopside-trace pyrite, magnetite-bornite-chalcopyrite, epidote-calcite-pyrite, albite, quartz, calcite-zeolite

Major Style(s) of Mineralization: Mostly vein and disseminated within hydrothermal breccia

Metal Zoning: Relatively constant Cu:Au ratio, but higher concentrations in the core grading to lower grade margins. Mineralogy zones outward to increasing pyrite-dominated.

Depth of Ore Formation: Unknown, but shallow inferred from abundant brecciation

Post-Ore Deformation: Faulting and synclinal folding; accretion of host terrane to North America

Other Notable Features: Similar to other alkaline porphyry systems, argillic and sericitic alteration are absent.

Deposit formed within Quesnellia exotic terrane and was later accreted to North America

Important References:

Hodson and others (1976), Fraser and others (1993, 1995), Cassidy and others (1994), Lang and others (1995), McMillan and others (1995), McMillan and Panteleyev (1995).

Name: Oyu Tolgoi, Mongolia

Location: 43.00°N., 106.87°E.

Grade/Tonnage: Ivanhoe Mines (2010): Measures + indicated resources: 1,387 Mt at 1.33 percent Cu and 0.47 g/t Au

Inferred resources: 2,367 Mt at 0.78 percent Cu and 0.33 g/t Au

Singer and others (2008): 3,107.1 Mt at 0.676 percent Cu, 0.24 g/t Au

Associated Deposits: Hugo Dummett (porphyry)

Regional Geologic Setting: Paleozoic island-arc setting

Regional Tectonic Setting: Regional compression and uplift

Significant structural control on magma emplacement and mineralization (Y/N): Likely, several major faults and lineaments traverse the area, although the local structure is poorly constrained. Sheeted NW-trending veinlets are also noted with their orientation likely structurally caused.

Primary Host Rocks: Augite basalt flow, dacitic ash-flow tuffs, dacitic block-ash tuff, quartz monzodiorite

Primary Associated Igneous Rocks: Late Devonian quartz monzodiorite intrusions, postmineral basalt to rhyolite, syenite dikes

Inferred Mineralizing Intrusions: Multiple quartz monzodiorite intrusions; high-potassium calc-alkaline, I-type

Age of Mineralization: Dacitic ash-flow tuff 365±4 Ma (U-Pb zircon); synmineral quartz monzodiorite 378±3 Ma, 371±3 Ma, 362±2 Ma (U-Pb zircon from the SW Oyu Tolgoi)

Molybdenite 372±1.2 and 373±1.3 Ma (Re-Os)

Supergene enrichment 117–93 Ma (K-Ar on supergene alunite)

Major Alteration Types: Extensive argillic, early potassic (biotite with potassium feldspar in groundmass), possible earlier sodic based on augite altered to actinolite, propylitic (epidote-chlorite-illite-pyrite), magnetite alteration, muscovite alteration, albite alteration, chlorite alteration, carbonate alteration (siderite, vein calcite, vug-filling dolomite)

Alteration Zoning: Potassic zoned outward to propylitic

Major Ore Minerals and Assemblages: Chalcopyrite and bornite are the dominant copper minerals, gold, chalcocite; pyrite-covellite, bornite-chalcopyrite

Major Vein Types and Relative Ages: Early dismembered magnetite veins, high temperature quartz veins that underwent ductile deformation; dickite veins within the argillic zone

Major Style(s) of Mineralization: Disseminated, stockwork and sheeted veins, breccia, supergene

Metal Zoning: Bornite core outwards to chalcopyrite; upward to pyrite±enargite and covellite at shallower depth

Depth of Ore Formation: Unknown

Post-Ore Deformation: Semiductile deformation of sulfides; Late Paleozoic rifting

Other Notable Features: This system contains five individual deposits (South, Southwest, and Central Oyu Tolgoi and North and South Hugo Dummett) with the majority of the resource found within the Hugo Dummett deposits.

Important References:

Perelló and others (2001), Khashgerel and others (2006, 2008), Ivanhoe Mines Ltd. (2010).

Name: Valley Copper, British Columbia, Canada

Location: 50.49°N., 121.05°W.

Grade/Tonnage: (2002) 833.5 Mt at 0.432 percent Cu and 0.0067 percent Mo at 0.25 percent Cu cutoff grade

Singer and others (2008): 833.5 Mt at 0.432 percent Cu, 0.006 g/t Au, 0.0067 percent Mo, 1.9 g/t Ag

Associated Deposits: Bethlehem (porphyry), JA (porphyry), Highmont (porphyry), Lornex (porphyry)

Regional Geologic Setting: Deposit formed in an island-arc setting prior to accretion with North America

Regional Tectonic Setting: Located in the Quesnellia island-arc terrane was later accreted to North America.

Significant structural control on magma emplacement and mineralization (Y/N): Yes, N- and NW-striking faults.

Primary Host Rocks: Calc-alkaline porphyritic granodiorites and quartz monzonite (Guichon Creek batholith-Bethsaida phase), porphyries

Primary Associated Igneous Rocks: Calc-alkaline granodiorite

Inferred Mineralizing Intrusions:

Age of Mineralization: Guichon Creek batholith 210±3 Ma (U-Pb zircon), 205±10 Ma (Rb-Sr), 202±8 Ma (K-Ar)

Mineralization formed 202–192 Ma

Hydrothermal sericite 198±4 to 186±8 Ma (K-Ar)

Major Alteration Types: propylitic, potassic (potassium feldspar), silicic, sericitic: quartz, sericite, potassium feldspar, kaolinite, chlorite, epidote, limonite, malachite

Alteration Zoning: Potassic enveloped laterally and upwardly by sericitic surrounded by propylitic. Argillic is present with sericitic and potassic.

Early potassic in core with weak peripheral propylitic. Sericitic and argillic then overprint and dominate the intermediate region. Silicic cuts into all other zones as a “re-entrant”.

Major Ore Minerals and Assemblages: Bornite, chalcopyrite, molybdenite, pyrite; molybdenite-chalcopyrite

Major Vein Types and Relative Ages: Quartz veinlets with alteration envelopes (associated with mineralization) and quartz veinlets without alteration envelope. Postmineral gypsum, anhydrite, kaolinite and fluorite veinlets.

Major Style(s) of Mineralization: Mostly in fractures, veins, faults or breccia bodies

Metal Zoning: A relatively barren core is surrounded by areas with the highest copper concentration. Surrounding this is a region of highest molybdenum and highest zinc surrounds that.

Depth of Ore Formation:

Post-Ore Deformation: Collision of the host terrane with North America; faulting

Other Notable Features:

Important References:

Ostapenko and Jones (1976), McMillan and others (1995), McMillan (2005), MINFILE (2008).

Name: Yerington Mine and Ann-Mason Pass, Nevada, United States

Location: 38.98°N., 119.2°W.

Grade/Tonnage: Ann-Mason Pass (1982 resource): 495 Mt at 0.4 percent Cu, 0.01 percent Mo

Yerington Mine (past production): 162 Mt at 0.55 percent Cu

Associated Deposits: Casting Copper (skarn), Douglas Hill (skarn), Bluestone (skarn), Mason Valley (skarn), McConnel Mine (skarn), MacArthur (porphyry), Bear-Lagomarsino (porphyry), Buckskin Mine (Au-Cu veins), Ludwig Mine (carbonate replacement/skarn)

Regional Geologic Setting: Andean-type magmatic arc setting

Regional Tectonic Setting:

Significant structural control on magma emplacement and mineralization (Y/N): No

Primary Host Rocks: Yerington batholith

Primary Associated Igneous Rocks: Yerington batholith (three phases oldest to youngest: McLeod Hill quartz monzodiorite, Bear quartz monzonite, Luhr Hill Granite), 55–69 weight percent SiO₂, high-potassium, rocks sit at boundary between alkali-calcic and calc-alkaline

Inferred Mineralizing Intrusions: Granite porphyry dikes within the cogenetic Luhr Hill Granite

Age of Mineralization: Mineralizing granite dikes 168.5±0.4 Ma (U-Pb zircon)

Early quartz monzodiorite of the Yerington batholith
169.4±0.4 (U-Pb zircon)

Major Alteration Types: Pre-Main stage endoskarn (garnet, albite ± clinopyroxene); Main stage potassic (biotite ± potassium feldspar), sodic-calcic (actinolite, sodic plagioclase), propylitic (actinolite, chlorite); late stage sericitic, sodic, chloritic

Alteration Zoning: Likely contemporaneous central potassic with deeper and lateral sodic-calcic with peripheral propylitic; albitic (albite-chlorite) and sericitic alteration overprint the earlier alteration with sericitic alteration increasing at shallower levels. Ann-Mason has late albite alteration strongly developed along pre-tilt western side of copper zone

Major Ore Minerals and Assemblages: chalcopyrite, bornite, chalcocite, pyrite.

Pyrite-chalcopyrite, chalcopyrite, chalcopyrite-bornite assemblages.

Major Vein Types and Relative Ages: Common veins oldest to youngest in ore zone: quartz±potassium feldspar; chalcopyrite ± pyrite or bornite ± quartz ± chlorite; epidote + quartz ± chlorite + chalcopyrite ± pyrite or bornite; pyrite ± quartz ± chalcopyrite ± tourmaline

Major Style(s) of Mineralization: Disseminated, vein, breccia

Metal Zoning: Yerington Mine: central magnetite-bornite ±chalcopyrite, or ±chalcocite/digenite. Outer chalcopyrite ±magnetite ±pyrite and outermost pyrite. For Ann-Mason Pass: Large central zone of chalcopyrite ±bornite, ±pyrite to outer pyrite, magnetite minor to absent. Highest copper grades associated with greatest potassic alteration.

Depth of Ore Formation: 2.5–4 km (Yerington mine); 2.7–4.7 (Ann-Mason Pass)

Post-Ore Deformation: Cenozoic east-dipping normal faulting and about 90° westward tilting

Other Notable Features: Late Cenozoic normal faulting has caused deep parts of the system to be exhumed and allows inspection of at least 8 km of vertical section in cross-section.

Important References:

Proffett (1979), Proffett and Dilles (1984), Carten (1986), Dilles (1987), Dilles and Wright (1988), Dilles and Einaudi (1992), Dilles and others (1992), Dilles and Proffett (1995), Dilles, Einaudi, and others (2000), Dilles, Proffett, and Einaudi (2000), Proffett (2009).

