



دانشگاه پیام نور  
دانشکده علوم  
گروه علوم زمین

پایان نامه برای دریافت درجه کارشناسی ارشد در رشته زمین شناسی اقتصادی

عنوان:

**بررسی های ژئوشیمیایی، کانی شناسی و زمین شناسی اقتصادی  
ذخیره باریت کوههای مورو، شمال غرب تبریز**

استاد راهنما

**دکتر بهزاد حاج علیلو**

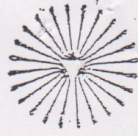
استاد مشاور

**دکتر محسن مؤید**

نگارش

**بهرام وثوق**

تیرماه ۱۳۸۹ - تبریز



دانشگاه سامن نور  
په  
باستقلال

تاریخ: \_\_\_\_\_  
شماره: \_\_\_\_\_  
پیوست: \_\_\_\_\_

### تصویب نامه پایان نامه

پایان نامه: بررسی های ژئوشیمیایی، کانی شناسی و زمین شناسی اقتصادی ذخیره باریت کوههای مورو در شمال غرب تبریز که توسط آقای بهرام وثوق کل تهیه و به هیأت داوران ارائه گردیده است مورد تأیید می باشد.

تاریخ دفاع: ۸۹/۴/۲۹  
نمره: ۱۹،۵۳  
درجه ارزشیابی: عالی

اعضای هیأت داوران:

| نام و نام خانوادگی           | هیأت داوران            | مرتبۀ علمی | امضاء |
|------------------------------|------------------------|------------|-------|
| ۱- آقای دکتر بهزاد حاج علیلو | استاد راهنما           | استادیار   |       |
| ۲- آقای دکتر محسن موید       | استاد مشاور            | دانشیار    |       |
| ۳- آقای دکتر سیدرضا مهرنیا   | استاد داور             | استادیار   |       |
| ۴- آقای دکتر رحیم شعبانیان   | نماینده گروه علمی      | استادیار   |       |
| ۵- آقای دکتر سید مهدی عراقی  | نماینده تحصیلات تکمیلی | استادیار   |       |

## در تدوین این نوشتار

دکتر بهزاد حاج‌علیلو مدیر گروه علوم‌زمین دانشگاه پیام‌نور ایران به عنوان استاد راهنما یاری‌رسان مؤلف بوده است، از ایشان بطور ویژه قدردانی می‌گردد.

دکتر محسن مؤید رئیس دانشکده علوم طبیعی دانشگاه تبریز، در مقام استاد مشاور یاری بسیاری نموده است، مؤلف سپاسگزار ایشان است.

پروفسور جان کرال و دکتر پیتز چه، از مرکز تحقیقات ایزوتوپی انیستیتو زمین‌شناسی براتیسلاوا (جمهوری اسلوواکی) آنالیزهای ایزوتوپی را انجام داده‌اند. مؤلف به پاس یاری بی‌منت، خود را وامدار ایشان می‌داند. همچنین از پروفسور واتسلاو هورای از فرهنگستان علوم جمهوری اسلوواکی به خاطر معرفی مؤلف به مؤسسه فوق‌الذکر و راهنمایی‌های ارزنده فنی قدردانی می‌گردد.

حامد پورخرسندی، محمد نامور، مهدی یزدانیان، مژگان رستم‌پور، سمیه مهرخو و اعظم عبداللهی (دانشگاه پیام‌نور)، جواد اسمعیلی کردلر، نصراله وثوق و عباس اروجی نامدار (دانشگاه ارومیه) هرکدام در برخی از پیمایش‌های صحرائی، تهیه مقاطع میکروسکوپی و تهیه پاره‌ای از منابع یاری‌گر مؤلف بودند، از ایشان سپاسگزاری می‌گردد.

پروفسور احمد گوگچه، دکتر گلجان بوزکایا (دانشگاه جمهورییت سیواس، ترکیه)، پروفسور میروسلاو اشمپروک (دانشگاه چارلز پراگ، چک)، پروفسور آندرژ کوزلوفسکی (دانشگاه دولتی ورشو، لهستان)، دکتر جان راکووان (دانشگاه میامی، آمریکا)، دکتر کاریگ مک‌کلانگ (دانشگاه ژوهانسبورگ، آفریقای جنوبی) و پروفسور ایوان ژورکوویچ (دانشگاه زاگرب، کروواسی) که هرکدام با در اختیار قرار دادن نوشته‌ها، مقالات، حتی نوشته‌های منتشر نشده، پاسخ به سؤالات بی‌شمار، راهنمایی‌های تکنیکی و علمی، خصوصاً در مباحث مربوط به سیالات درگیر، ایزوتوپ و ژئوشیمی کمک‌های ارزنده‌ای داشتند، از سپاسگزاری می‌گردد.

## چکیده:

ذخیره باریت کوههای مورو در شمال غرب تبریز واقع شده است. طبق جدیدترین تقسیم‌بندی‌ها، این منطقه بخشی از ایران مرکزی محسوب می‌شود.

سنگ میزبان باریت، شیل‌های سازند کهر(با سن ریفتن) بوده و کانی‌سازی بصورت رگه‌های تک کانی در درز و شکافها و ناهمشیب با سنگ میزبان رخ داده که حکایت از دیرزاد بودن آن دارد. مهمترین رخساره دگرسانی در اطراف رخنمون‌های باریت، کنیستی- برزیتی می‌باشد. رگه‌های چند کانی دارای پاراژنز عمده باریت+ آنکریت+ پیریت+ کالکوپیریت+ گالن+ کولیت+ دولومیت+ کلسیت+ کوارتز+ مالاکیت می‌باشند. رخداد دگرسانی مورد ذکر، کانی‌سازی‌های فلزی و آنکریت در منطقه برای اولین بار در این نوشتار گزارش می‌گردد.

کانی‌سازی در برخی مناطق دگرشکل شده و الگوی ماکل کلسیت‌ها حاکی از رخداد احتمالی دگرشکلی در دمای  $250^{\circ}\text{C}$ - $175$  است. شواهد میانبارهای سیال حاکی از تشکیل کانی‌سازی در دمای پایین تشکیل شده است.

ژئوشیمی عناصر کمیاب و ایزوتوپ‌های گوگرد نشان می‌دهند که کانی‌سازی تشابهاتی با ذخایر باریت کوههای میشو داشته و باریت در Eh اکسیدان تشکیل شده و نرخ متوسط  $\delta^{34}\text{S}$  در باریت‌ها  $34/00\%$  تا  $35/80\%$  و در گالن‌ها  $18/00\%$  تا  $16/80\%$  می‌باشد. شواهد ایزوتوپی حاکی از تفریق ایزوتوپی سیال سولفات‌ها (احتمالاً احیای زیستی) است که خود باعث تشکیل کانی‌های سولفیدی از باقیمانده سیال کانه‌دار گشته است.

علیرغم وجود تشابهات بسیار با مدل‌های مختلف کانسارهای میزبان رسوبی، تیپ خاصی برای این کانی‌سازی نمی‌توان متصور شد. کانسار باریت-گالن کوههای مورو یک کانسار میزبان رسوبی دما پایین اپی ژنتیک است که اختلاط سیالات، احیا (احتمالاً از نوع زیستی) و تغییرات pH-Eh نقش مهمی در تشکیل داشته‌اند.

ارزیابی‌ها نشان می‌دهند که، این کانی‌سازی علیرغم دارا بودن چگالی بالا ارزش سرمایه‌گذاری

ندارد.

|   |  |  |
|---|--|--|
| استاد راهنما: دکتر بهزاد حاج علیلو<br>(دانشگاه پیام نور مرکز تبریز) | استاد مشاور: دکتر محسن مؤید<br>(دانشگاه تبریز)                               | استاد داور: دکتر رضا مهرنیا<br>(دانشگاه پیام نور مرکز قزوین) |
| تعداد صفحات: ۱۳۸ (با ضمائم:<br>۱۷۰)                                 | تاریخ و محل دفاع: ۲۹ تیر ۱۳۸۹<br>سالن کنفرانس دانشگاه پیام نور<br>مرکز تبریز | زبان: فارسی (با چکیده انگلیسی)                               |

## فهرست

صفحه

عنوان

مقدمه

### فصل اول: کلیات

- ۱-۱- باریم ۴  
۱-۲- ذخایر میزبان رسوبی باریت ۱۰  
۳-۱- مختصری درباره پرکامبرین در ایران ۱۲

### فصل دوم: مواد و روش‌ها

- ۱-۲- جغرافیای محدوده مورد مطالعه ۱۷  
۱-۱-۲- راههای دسترسی ۱۷  
۲-۱-۲- ژئومورفولوژی ۱۷  
۳-۱-۲- اقلیم ۱۸  
۴-۱-۲- پوشش گیاهی، جانوری و انسانی ۱۸  
۲-۲- ابزارها و روش‌های مطالعه ۱۹  
۳-۲- مروری بر پژوهش‌های پیشین ۲۱

### فصل سوم: زمین‌شناسی عمومی

- ۱-۳- زمین‌شناسی آذربایجان در یک نگاه ۲۳  
۲-۳- تکتونیک ۲۵  
۳-۳- چینه‌شناسی ۲۸  
۱-۳-۳- سازند کهر به عنوان سنگ میزبان کانی‌سازی ۲۸  
۱-۱-۳-۳- بخش شیلی ۲۸  
۲-۱-۳-۳- بخش ماسه‌سنگی ۳۲  
۳-۱-۳-۳- بخش آتشفشانی ۳۵  
۴-۱-۳-۳- دگرگونی در کهر ۳۷  
۵-۱-۳-۳- بررسی‌های شیمیایی در سازند کهر ۳۸  
۲-۳-۳- سازند بایندر ۴۴  
۳-۳-۳- سازند سلطانیه ۴۴  
۴-۳-۳- سازند روته ۴۴  
۵-۳-۳- سازند الیکا ۴۴  
۶-۳-۳- کنگلومرای پلیوسن ۴۴  
۷-۳-۳- نهشته‌های کوتاه‌تر ۴۵

### فصل چهارم: کانی‌سازی

- ۱-۴- بررسی‌های صحرایی ۴۸  
۱-۱-۴- توده VGA-A ۴۹  
۲-۱-۴- توده VGA-B ۵۱  
۳-۱-۴- توده VGA-C ۵۳  
۴-۱-۴- توده VGA-D ۵۴  
۵-۱-۴- توده VGA-E ۵۵  
۲-۴- دگرسانی و زمینه‌سازی سنگ میزبان ۵۶

|     |  |
|-----|--|
| ۵۶  | ۱-۲-۴- کنیستی شدن                        |
| ۵۹  | ۲-۲-۴- برشی شدن                          |
| ۵۹  | ۳-۲-۴- محدوده‌های نابودی پوشش گیاهی      |
| ۶۰  | ۳-۴- کانی شناسی                          |
| ۶۰  | ۱-۳-۴- باریت (کانی اصلی)                 |
| ۶۴  | ۲-۳-۴- باطله‌ها                          |
| ۶۴  | ۱-۲-۳-۴- گالن                            |
| ۶۵  | ۲-۲-۳-۴- کالکوپیریت                      |
| ۶۶  | ۳-۲-۳-۴- کولین                           |
| ۶۷  | ۴-۲-۳-۴- پیریت                           |
| ۶۷  | ۵-۲-۳-۴- گوتیت                           |
| ۶۷  | ۶-۲-۳-۴- کلسیت                           |
| ۶۸  | ۷-۲-۳-۴- دولومیت                         |
| ۶۸  | ۸-۲-۳-۴- آنکرایت                         |
| ۶۹  | ۹-۲-۳-۴- سروزیت                          |
| ۷۰  | ۱۰-۲-۳-۴- آنگلزیت                        |
| ۷۰  | ۱۱-۲-۳-۴- کوارتز                         |
| ۷۰  | ۱۲-۲-۳-۴- اکسید منگنز                    |
| ۷۱  | ۱۳-۲-۳-۴- مالاکیت                        |
| ۷۴  | ۳-۳-۴- پاراژنز                           |
| ۷۵  | ۴-۳-۴- رونتگنوگرافی                      |
| ۷۶  | ۵-۳-۴- الکترون میکروسکوپی                |
| ۸۲  | ۴-۴- دگرشکلی                             |
| ۸۷  | ۵-۴- میانبرهای سیال                      |
| ۸۸  | ۱-۵-۴- پتروگرافی                         |
| ۹۰  | ۲-۵-۴- تفسیر                             |
| ۹۲  | ۶-۴- ژئوشیمی                             |
| ۱۰۹ | ۷-۴- بررسی‌های ایزوتوپی                  |
| ۱۱۷ | ۸-۴- نگاهی به کانی‌زایی                  |
| ۱۱۸ | ۱-۸-۴- منشأ باریم و سرب                  |
| ۱۱۹ | ۲-۸-۴- شرایط اکسیداسیون و احیا           |
| ۱۱۹ | ۳-۸-۴- بررسی منشأ کانی‌سازی              |
| ۱۲۳ | ۹-۴- ملاحظات صنعتی، زیست‌محیطی و اقتصادی |
| ۱۲۳ | ۱-۹-۴- صنعت                              |
| ۱۲۵ | ۲-۹-۴- محیط زیست                         |
| ۱۲۶ | ۳-۹-۴- اقتصاد                            |
| ۱۲۸ | <b>نتیجه گیری</b>                        |
| ۱۳۰ | <b>پیشنهادات</b>                         |
| ۱۳۱ | <b>منابع و مأخذ</b>                      |
|     | <b>ضمائم</b>                             |

## فهرست تصاویر

| صفحه | عنوان  |
|------|--|
| ۱۸   | شکل ۱-۲- نقشه راههای آذربایجان و موقعیت راههای مواصلاتی به منطقه مورد مطالعه (مستطیل آبی رنگ)  |
| ۱۹   | شکل ۲-۲- نمایی از منطقه مورد مطالعه، موقعیت آن و پوشش گیاهی موجود (دید به سمت جنوب غرب)  |
| ۲۴   | شکل ۱-۳- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه زون‌بندی زمین ساختاری ایران و تصویر ماهواره‌ای منطقه مطالعاتی  |
| ۲۵   | شکل ۲-۳- نقشه زمین‌شناسی کوههای مورو و موقعیت کانی‌سازی مورد بررسی بر روی آن (اسدیان، ۱۹۹۱)  |
| ۲۶   | شکل ۳-۳- دیاگرام گل‌سرخ‌ی درزه‌های رخداده بر روی تشکیلات پرکامبرین بالایی موسوم به سازند کهر   |
| ۲۶   | شکل ۴-۳- دیاگرام تجمعی (JCD) امتداد و شیب درزه‌های موجود بر روی سنگ میزبان کانی‌سازی   |
| ۲۹   | شکل ۵-۳- سیماهای صحرایی سازند کهر  |
| ۳۰   | شکل ۶-۳- (A) برگوارگی ناشی از فرسایش واحدهای شیلی (B) جلای اکسیده بر روی شیل   |
| ۳۰   | شکل ۷-۳- (A) و (B) تصاویر SEM از سازند کهر و رخداد کانی‌های رسی ایلیت (Sharifi, 2001)  |
| ۳۱   | شکل ۸-۳- تصاویر میکروسکوپی از واحد واحد شیلی سازند کهر   |
| ۳۳   | شکل ۹-۳- (A)، ماسه‌سنگهای بشدت خرد شده حاوی رگه‌های دیاژنتیک (B) اکسیداسیون آهن در ماسه‌سنگ  |
| ۳۳   | شکل ۱۰-۳- (A) یک قطعه پیریت خرد شده در داخل ماسه‌سنگ، (B) پیریت فرامبوئیدال موجود در داخل ماسه‌سنگ.  |
| ۳۴   | شکل ۱۱-۳- تصاویر میکروسکوپی از واحد ماسه سنگی سازند کهر  |
| ۳۵   | شکل ۱۲-۳- (A) ولکانیک‌های سازند کهر (B) توف‌های اسیدی و ارتباط جغرافیایی آنها با سازند کهر   |
| ۳۶   | شکل ۱۳-۳- تصاویر میکروسکوپی از واحد آتشفشانی سازند کهر   |
| ۳۷   | شکل ۱۴-۳- (A) شبست‌های کلریتی شده، (B) تورق و برگوارگی در واحدهای دگرگونی  |
| ۳۸   | شکل ۱۵-۳- تصاویر میکروسکوپی از واحدهای دگرگونه سازند کهر   |
| ۴۲   | شکل ۱۶-۳- نمودارهای فراوانی اکسیدهای اصلی، اکسید باریم و اکسید استرانسیم نسبت به سیلیس   |
| ۴۳   | شکل ۱۷-۳- نمودارهای فراوانی اکسیدهای اصلی و اکسید استرانسیم نسبت به اکسید باریم  |
| ۴۵   | شکل ۱۸-۳- سیمای کنگلومرای پلیوسن در صحرا   |
| ۴۸   | شکل ۱-۴- محدوده کارگاه معدن باریت واقع در غرب کوههای مورو که کمپ معدنی در مرکز آن قابل مشاهده است  |
| ۴۹   | شکل ۲-۴- موقعیت برونزدهای باریت نسبت به هم در محدوده مورد مطالعه بر روی عکس هوایی  |
| ۵۱   | شکل ۳-۴- توده VGA-A، مرز بین سازند کهر (پایین) و کنگلومرای پلیوسن (بالا) مشخص شده است  |
| ۵۱   | شکل ۴-۴- کمر بالای دگرسان شده توده VGA-A و برش اکسیده  |
| ۵۳   | شکل ۵-۴- موقعیت صحرایی توده VGA-B  |
| ۵۴   | شکل ۶-۴- سیمای صحرایی تنه‌کان VGA-C با شیب تند، در داخل زون برشی شده سنگ میزبان شیلی   |
| ۵۵   | شکل ۷-۴- تنه کان VGA-D، هاله واکنشی و حفریات مربوط به آن (دید به سمت شمال)   |
| ۵۶   | شکل ۸-۴- تنه کان VGA-E و هاله واکنشی آن دولومیتی-آنکریتی آن (دید به سمت شمال-غرب)  |
| ۵۸   | شکل ۹-۴- (A) کنیستی - برزیتی شدن نوارهای متناوب کلریت-سیلیس - آنکریت-پیریتی شده، (B) توده سنگ کلریتی شده، (C) ارتباط فضایی دگرسانی و ماده معدنی نسبت به یکدیگر |
| ۶۳   | شکل ۱۰-۴- تصاویری از باریت‌های مورد بررسی  |
| ۷۲   | شکل ۱۱-۴- تصاویری از باطله های سولفیدی موجود در کانی سازی  |
| ۷۴   | شکل ۱۲-۴- توالی پاراژنتیک رویدادهای کانی‌سازی برای ذخیره باریت کوههای مورو   |
| ۷۷   | شکل ۱۳-۴- نمودار فراوانی عناصر با استفاده از نتایج تجزیه SEM-EDS   |
| ۷۹   | شکل ۱۴-۴- نمودار فراوانی عناصر و تصاویر تهیه شده توسط SEM-EDS از سه نقطه اول (باریت)   |
| ۸۷   | شکل ۱۵-۴- انواع سیماهای دگرشکلی در ذخیره معدنی مورد مطالعه   |

|     |   |
|-----|---|
| ۹۰  | شکل ۴-۱۶- میانبارهای سیال موجود در بلورهای باریت کوههای مورو (در نور PPL)   |
| ۱۰۷ | شکل ۴-۱۷- مقادیر بهنجار شده حاصل از تجزیه شیمیایی به کندریت (Boynton, 1984)   |
| ۱۰۷ | شکل ۴-۱۸- مقادیر بهنجار شده حاصل از تجزیه شیمیایی به NASC (Gromet et al, 1984)                                      |
| ۱۰۷ | شکل ۴-۱۹- مقادیر بهنجار نمونه‌ها به میانگین پوسته قاره‌ای فوقانی (Taylor & McLenan, 1981)                           |
| ۱۰۸ | شکل ۴-۲۰- مقادیر بهنجار نمونه‌ها به نمونه آب دریا (عمق ۹۰۰ متری) (Eldfield, Greaves, 1982)                          |
| ۱۰۸ | شکل ۴-۲۱- مقادیر بهنجار شده نمونه‌های مورد بررسی به PAAS (McLenan, 1989)  |
| ۱۰۸ | شکل ۴-۲۲- مقادیر بهنجار نمونه‌های مورد بررسی و نیز مثال‌های جهانی در دیاگرام CeN/YbN-CN/SmN                         |
| ۱۰۹ | شکل ۴-۲۳- مقادیر بهنجار شده نمونه‌های مورد بررسی و نیز مثال‌های جهانی به کندریت (ر.ک. متن)                          |
| ۱۱۵ | شکل ۴-۲۴- نمودار تغییرات فراوانی $\delta^{34}\text{S}$ در سولفات آب دریا از پرکامبرین تا عهد حاضر                   |
| ۱۱۶ | شکل ۴-۲۵- دامنه تغییرات ایزوتوپ گوگرد $\delta^{34}\text{S}$ در کانسارهای مختلف و مقایسه آن با کانی‌سازی مورد مطالعه |
| ۱۲۱ | شکل ۴-۲۶- تصویر شماتیکی از نحوه جریان سیال و تشکیل کانی‌سازی‌های میزبان رسوبی                                       |

## فهرست جداول

| صفحه | عنوان   |
|------|---|
| ۳۹   | جدول ۳-۱- نتایج تجزیه شیمیایی به روش XRF از واحدهای مختلف سازند کهر، مورو                               |
| ۴۰   | جدول ۳-۲- داده‌های آماری (کمینه، بیشینه، میانگین و انحراف معیار) واحدهای مختلف سازند کهر در مورو و میشو |
| ۴۱   | جدول ۳-۳- همبستگی اکسیدهای اصلی، باریوم و استرانسیوم در واحدهای مختلف سازند کهر در مورو و میشو          |
| ۷۵   | جدول ۴-۱- نتایج آزمایشات XRD انجام شده بر روی کانی‌سازی باریت کوههای مورو                               |
| ۷۷   | جدول ۴-۲- نتایج تجزیه‌های نقطه‌ای توسط SEM-EDS  |
| ۹۰   | جدول ۴-۳- نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی واحدهای مختلف سنگی، باریت و گالن                                  |
| ۱۰۱  | جدول ۴-۴- ضرایب همبستگی برای باریت  |
| ۱۰۲  | جدول ۴-۵- ضرایب همبستگی برای گالن   |
| ۱۰۳  | جدول ۴-۶- ضرایب همبستگی برای شیل  |
| ۱۱۰  | جدول ۴-۷- نتایج تجزیه‌های ایزوتوپی انجام گرفته بر روی باریت و گالن در کوههای مورو و میشو                |
| ۱۲۲  | جدول ۴-۸- مقایسه ذخایر معدنی میزبان رسوبی با یکدیگر و ذخیره باریت کوههای مورو                           |
| ۱۲۴  | جدول ۴-۹- نتایج آزمایش سنجش گرانی ویژه برای ذخیره باریت گروس  |



## مقدمه

باریت ماده خام ارزان قیمت ولی بسیار مهم در استراتژیک‌ترین صنعت جهان یعنی صنعت نفت می‌باشد. به یاری این ماده طبیعی است که بشر توانسته چاه‌هایی حتی تا عمق ده کیلومتر را برای به بدست آوردن طلای سیاه حفر نموده و با بدست آوردن ذخایر بسیار عظیم هیدروکربوری بر قدرت و تسلط خود بر سرنوشت جهان استحکام بخشد. ارزانی قیمت، سهل‌الوصول بودن، پراکندگی وسیع در سراسر کره زمین، سادگی استخراج، فرآوری و بکارگیری، توانایی استثنایی آن به خاطر وزن مخصوص بالا و در عین حال خنثی بودن از نظر شیمیایی، از ویژگی‌های بارز باریت به عنوان یک ماده کانی غیر فلزی با کاربردهای وسیع صنعتی است.

باریت کانی ارزشمند برای مریخ‌پژوهان است (Burt, Kirkland, Adams, 2004)، که بواسطه مطالعه طیف‌های دریافت شده از باریت‌های سطح مریخ بتوانند وجود یا عدم وجود آب و نهایتاً وجود احتمالی حیات در سطح مریخ را مورد بررسی قرار دهند. متخصصین اکتشاف از تفریق ایزوتوپی گوگرد در باریت به عنوان شاخصی مطمئن در پی‌جویی ذخایر طلای کارلین بهره می‌جویند (Arehart, 1996). علاوه بر این شناخت فرایندهای تشکیل این کانی در محیط‌های دریایی بسیاری از فرضیه‌های مربوط به تکامل بیولوژیک در دریا و پدیده‌های بسیار پیچیده‌ای مانند Upwelling را به چالش کشانده است (McQuary, Torres, Collier, Huh, McManus, 2008). استفاده از باریت به عنوان سنگدانه سنگین جهت تولید بتن جاذب تشعشع رایواکتیو (بیات، ۱۳۸۳)، تولید داروهای خاص، لاستیک، آلیاژهای مهم صنعتی و نهایتاً بیش از دوهزار کاربرد از دیگر دلایل اهمیت این کانی است (Lefond & Brobst, 1981, Dumont, 2010).

باریت به اندازه کاربردهای فراوان، محیط و شرایط تشکیل بسیار متنوعی نیز دارد. در مناطق مختلف کره زمین می‌توان با آن روبرو شد. از دهانه آتشفشان کربناتیتی اولدانیولنگای در شرق ریفت تانزانیا (Dawson, 1966) گرفته تا افیولیت‌های چالدران در ایران (Imamalipour, 2009)، از حاشیه توده‌های گرانیتی هرسینین کروشنی هوری جمهوری چک گرفته (Štemprok, 2004) تا ادخال‌های مذاب درون مگاگرستالهای کلینوپیروکسن دارای منشأ گوشته فوقانی با سن پلیستوسن در غرب مجارستان (Torok, Bali, Szaba, Szakal, 2003) می‌توان باریت را مشاهده نمود.

از نظر سنی نیز تشکیل باریت را می‌توان از آرکئن تا عهد حاضر تعقیب نمود. قدیمی‌ترین نمونه‌های باریت از منطقه نورث پل در استرالیا با سنی بیش از ۳/۴۵ میلیارد سال (Laznicka, 1993)

بدست آمده‌اند. در حال حاضر نیز این کانی در حال تشکیل در اعماق اقیانوس اطلس و در حاشیه دودخان‌های سفید (Paytan, Mearon, Cobb, Kastner, 2002) می‌باشد.

از این نظر که ایران کشوری متکی به صنعت نفت است و باریت تا چه اندازه در ادامه حیات این صنعت می‌تواند مهم و مؤثر باشد نیز نبایستی غافل شد. ایران در بین ۳۸ کشور تولید کننده باریت با تولید سالانه بیش از ۲۵۰,۰۰۰ تن، در رده پنجم جهان (USGS, 2010)، در گستره‌ای به وسعت غرب آسیا، خاورمیانه، قفقاز و تمامی جمهوری‌های تازه استقلال یافته و اروپا، تولید کننده‌ای نسبتاً بی‌رقیب (البته اگر مورد ترکیه با تولید ۱۸۰,۰۰۰ تن در سال را در نظر نگیریم) به حساب می‌آید. وجود ذخایر عظیم کشف شده و البته ذخایر عظیم تر کشف نشده احتمالی (باتوجه به شرایط مساعد تشکیل آن در زمین شناسی ایران)، زیرساختهای مناسب، بهره‌برداری و فرآوری آسان و نسبتاً ارزان، نیروی کار نسبتاً ارزان قیمت و عدم وجود سختگیری‌های شدید زیست محیطی برای معدنکاری، آنگونه که در کشورهای توسعه یافته معمول است، پایین بودن حقوق و مالیات دولتی استحصال باریت و وجود بخش خصوصی نسبتاً کارآمد در حیطه بهره‌برداری و معدنکاری باریت، نیاز بازار داخلی و طلب روز افزون در خاورمیانه نفت خیز بر اهمیت ذخایر باریت ایران می‌افزایند. حال با ذکر موارد فوق، دیگر شکی باقی نمی‌ماند که تحقیق و بررسی درباره کانی باریت تا چه اندازه می‌تواند مهم و سودمند باشد.

پژوهش حاضر البته نه در پی بررسی اهمیت باریت در اقتصاد یا کشف ذخایر این کانی ارزشمند و البته نه در پی ارائه یک مدل ژنتیکی قطعی برای تشکیل ذخیره باریت در منطقه مورد مطالعه، بلکه صرفاً بر پایه بررسی اولیه یکی از ذخایر احتمالاً محدود باریت در شمال غرب ایران و در نزدیکی قطب صنعتی کشور (تبریز) انجام گرفته است. این ذخیره در ۲۰ کیلومتری شمال غرب تبریز و در منتهی الیه غربی کوههای مورو که خود یکی از معماهای پیچیده در زمین‌شناسی آذربایجان به شمار می‌آید واقع شده است. نگارنده با دست یازیدن به امکانات و بودجه پژوهشی بسیار محدودی که در اختیارش بوده، سعی در پاسخ دادن به پاره‌ای از سؤالات و ابهامات خویش برآمده است. پاره‌ای از این سؤالات عبارتند از شکل ذخیره معدنی، سن تشکیل، شرایط تشکیل، ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی ماده معدنی، رفتار عناصر نادر خاکی در ساختار کانی‌های مورد مطالعه، ترکیب ایزوتوپی گوگرد و نهایتاً برخی امکان‌سنجی‌های اقتصادی، صنعتی و زیست‌محیطی که تلاش شده در چارچوب امکانات موجود به آنها پاسخ داده شده، یا شواهدی برای حل ابهامات در آینده و توسط محققین بعدی فراهم آورده شود.

# فصل اول

## کلیات

دانشته‌های نظری با هدف مرور آموزه‌های قبلی و ایجاد پیش زمینه ذهنی مناسب برای خوانندگان نوشتار آورده شده است. در این بخش سعی شده با تکیه بر منابع معتبر و حداًامکان جدید، دید اولیه و کلی نسبت به آنچه که در پی خواهد آمد ارائه گردد. مطالب حاضر، سیمای بسیار خلاصه‌ای از منابع مورد استفاده و پایه‌های فکری مؤثر در تدوین پایان‌نامه حاضر را به نمایش می‌گذارند.

### ۱-۱-۱- باریم

باریم عنصر فلزی است که در جدول تناوبی در گروه II (Be, Mg, Ca, Sr, Ba, Ra) و ردیف ششم جای دارد. کاربرد باریم به صورت عنصر آن ناچیز است، ولی ترکیب سولفات آن موسوم به باریت به مقدار زیاد در تولید گل حفاری برای استفاده در حفاری نفت و گاز استفاده می‌شود. ترکیبات باریم چگالی بالایی داشته و پرتوهای X را به شدت جذب می‌کنند. باریت به صورت شربت باریم پیش از بررسی‌های رادیولوژی لوله گوارش به بیماران خورانده می‌شود. باریم برای بیشتر شکل‌های حیات ضروری نیست. ترکیبات انحلال‌پذیر باریم به نسبت سمی هستند، ولی باریت به قدری انحلال‌ناپذیر است که اساساً از نظر زیست محیطی بی‌ضرر هستند (Cox, 2000, Lefond & Brobst, 1983).

### ژئوشیمی باریم

باریم عنصری لیتوفیل با عدد اتمی ۵۶ و جرم اتمی ۱۳۷/۳۴ است، که بیشتر در پوسته زمین، خصوصاً پوسته قاره‌ای تجمع پیدا می‌کند. کلارک آن در پوسته ppm ۴۲۵، در سنگهای گرانیتی ppm ۱۲۲۰ و در سنگهای بازیک ppm ۱۶۰ می‌باشد. بالاترین میزان باریم در سنگهای ریولیتی ثبت شده است (Krauskopf & Bird, 1979). کلارک باریم در سنگهای آذرین اولترامافیک: ۰/۴، مافیک: ۳۳۰، گرانیت: ۸۴۰، سنگهای رسوبی: آهک: ۹۲، ماسه سنگ: ۱۷۰، شیل: ۵۵۰، در خاک (متوسط): ۳۰۰، خاکستر گیاهان: ۲۸۰۰ (نمونه‌های خالص)، ۱۴۰ (گیاهان زراعی)، آبهای شیرین (متوسط): ۰/۰۲، آبهای تصفیه شده می‌باشد. این عنصر دارای قابلیت جاننشینی با پتاسیم در سنگهای آذرین (فلدسپاتهای باریم‌دار) و شرکت در بسیاری از کانی‌سازی‌های سرب و روی در قالب کانی باریت می‌باشد. محصولات هوازدگی آن باریت برجای مانده بوده و دیگر انواع آن هنوز بدرستی شناخته نشده‌اند. یون محلول آن  $Ba^{2+}$  می‌باشد که تحرک متوسطی دارد، که در صورت شرکت در ساختار باریت محدود می‌شود.

پتاسیم تنها عنصر دارای اندازه یونی قابل مقایسه با باریم است، بنابراین باریم بیشتر در بیوتیت و فلدسپار پتاسیم‌دار یافت می‌شود. باریم به خاطر بار بیشتر باید در ترکیبات پتاسیم به صورت عنصری اسیر حضور داشته باشد. داده‌های موجود نشان می‌دهد که این مطلب عموماً صحیح بوده و باریم در کانیهای پتاسیمی که ابتدا تشکیل می‌شوند، جمع می‌گردد. باریم می‌تواند در ساختار پلاژیوکلاز نیز

پذیرفته شود و بیشترین مقدار گزارش شده نیز ۰/۱٪ است. این عنصر همچنین می‌تواند تا حدودی در هورنبلند جای گیرد، زیرا هورنبلند دارای موضع ساختاری بزرگی است که می‌تواند این عنصر را در ساختار خود جای دهد (Mason & Moore, 1982).

طبق تعریف اسید و باز لوئیس (Robb, 2007)، باریم جزو اسید-فلزهای سخت است. این عناصر فلزاتی هستند الکترون‌دهنده که با پیوندهای یونی با عناصر الکترون‌گاتیو مثل اکسیژن ( $O^{2-}$ ) ترکیب می‌شوند. به نظر Seaward & Barnes (1997) کمپلکس‌های لیگاندی  $F^-$ ,  $OH^-$ ,  $NH_3^-$ ,  $PO_4^{3-}$ ،  $SO_4^{2-}$ ,  $CO_3^{2-}$ ,  $COO^-$ ,  $CH_3^-$ ,  $HCO_3^-$ ,  $NO_3^-$  قادر به تشکیل کمپلکس‌های یونی با باریم و کلاً با فلز-اسیدهای سخت هستند.

### کانی‌شناسی باریم

باریم در ترکیبات متعددی شرکت می‌کند. مهمترین فازهای متبلوری که باریم در ساختار آنها شرکت می‌کند، عبارتند از باریت، ویتريت، فلدسپات و سانبوریت، که شرح مختصری از آنها آورده می‌شود:

- **باریت ( $BaSO_4$ ):** فراوان‌ترین فاز متبلور طبیعی باریم در سیستم اورتورمبیک و رده دی-پیرامیدال بوده و به واسطه چگالی بالا ( $4.5-4.2 \text{ gr/cm}^3$ )، رنگ سفید، بلورهای تیغه‌ای و سختی پایین ( $3.5-2.5$  در مقیاس موس) قابل شناسایی است. در ترکیب شیمیایی آن،  $BaO$  ۶۵/۷٪ و  $SO_3$  ۳۴/۳٪ وجود دارند. بندرت بصورت خالص یافت شده و در ترکیب آن مقداری استرانسیوم، سرب و یا حتی رادیوم به جای باریم می‌نشینند. به صورت کانی باطله در رگه‌های هیدروترمالی و همراه با سنگ معدن‌های نقره-سرب-مس و کبالت، منگنز و آنتیموان و گاهی در واحدهای آهکی همراه با کلسیت، همچنین در درون رسهای حاصل از فرسایش سنگهای آهکی یافت می‌شود. گاهی بصورت سیمان ماسه‌سنگها و ندرتاً به صورت رسوبات حاصل از فعالیت چشمه‌های آبگرم دیده می‌شود (Deer, Howie, Zussman, 1991; Milovsky & Kononov, 1985; Klein & Hurlbut, 2001).

- **ویتريت ( $BaCO_3$ ):** فاز کربناته عمده باریم در طبیعت ویتريت نام دارد. در سیستم اورتورمبیک و رده دی‌پیرامیدال متبلور می‌شود. سختی 3.5 (در مقیاس موس) و وزن مخصوص  $4.3 \text{ gr/cm}^3$ ، جلای شیشه‌ای و رنگ سفید تا خاکستری دارد. اکثراً به صورت متاسوماتیک جان‌نشین باریت شده و در توده‌های معدنی همراه باریت یافت می‌شود. ویتريت در رگه‌های گرمابی دما پایین، به همراه گالن، انگلزیت، باریتوکلسیت یافت می‌شود. ویتريت پس از باریت مهمترین کانی اقتصادی باریم است (Deer, Howie, Zussman, 1991, Milovsky, Kononov, 1985, Klein, Hurlbut, 2001).

- **سانبوریت ( $BaSi_2O_3$ ):** سیلیکات باریم نسبتاً کمیابی با بیش از ۵۰٪ باریم است که منبعی مناسب برای باریم محسوب می‌شود. بر خلاف اغلب کانیهای سیلیکاته، انحلال‌پذیر بوده و بر خلاف

باریت به راحتی به عنوان منبع استحصال باریم مورد استفاده قرار گیرد. این کانی به همراه سایر کانی-های حاوی باریم در زونهای دگرگونی مجاورتی خاص تشکیل می‌شود. خصوصاً همبری کوارتزیت-ها با توده‌های نفوذی از محل‌های تجمع سانبوریت می‌باشد. مثال بارز برای یک ذخیره قابل قبول سانبوریت، بخش بالایی باتولیت سیرا نوادا در ایالت کالیفرنیا می‌باشد (Lefond & Brobst, 1983).

- **فلدسپارهای باریم دار:** شباهت بسیاری به فلدسپارهای پتاسیم‌دار دارند و احتمالاً ایزومورفیهایی از اورتوکلاز تا کلشاین با هیالوفان هستند. دو نوع عمده از آنها گزارش شده‌اند که عبارتند از کلشاین ( $Ba[Al_2Si_2O_8]$ ) و هیالوفان  $((K,Na,Ba)[(Al,Si)_4O_8])$ . این کانی‌ها با سختی ۶/۵-۶ (در مقیاس موس)، وزن مخصوص  $3\text{ gr/cm}^3$  ۲/۵-۳/۴، رنگ سفید، شیری، بی‌رنگی، ساختار بلورین منوکلینیک و ماکل کارلسباد از سایر انواع فلدسپارها قابل تشخیص هستند. در حالت کلی هیالوفان ۳۰-۵٪ از حجم مولکول کلشاین را به خود اختصاص می‌دهد. دیگر فاز متبلور کانی پاراکلشاین  $Ba[Al_2Si_2O_8]$ ، ساختار بلورین منوکلینیک (اورتورمبیک دروغین) داشته و در اثر حرارت به کلشاین تبدیل می‌شود. یون باریم در مقادیر پایین در ترکیب طیف گسترده‌ای از فلدسپارها حضور دارد، اما ندرتاً در غلظت‌های بالایی قابل مشاهده هستند. در حالت کلی فلدسپارهایی در اینجا مورد بحث قرار می‌گیرند که حداقل دارای ۲٪ وزنی  $BaO$  باشند. همانطور که باریم می‌تواند جانشین پتاسیم گردد، به همان اندازه نیز قادر است که جانشین کلسیم و سدیم نیز گردد. کلسیوکلشاین به آنورتیتی اطلاق می‌شود که در ساختار خود حداقل ۲۵٪ وزنی کلشاین داشته باشد. فلدسپار پلاژیوکلازهای حاوی باریم نسبتاً نادر هستند، لیکن اولیگوکلازها و بیتونیت‌های باریم‌دار نسبتاً شناخته شده‌تر هستند. فلدسپارهای باریم‌دار پارائز بسیار محدودی داشته و عمدتاً با کانی‌سازی‌های منگنز مرتبط هستند. (Milovsky & Kononov, 1985; Deer, Howie, Zussman, 1991; Klein & Hurlbut, 2001).

### متالورژی باریم

نظر به اینکه باریم عنصری سنگ‌دوست بوده و در لایه‌های بالایی پوسته زمین تجمع پیدا می‌کند، سنگهای تشکیل شده در نزدیکی سطح زمین احتمالاً بایستی میزان بالایی از باریم را در خود داشته باشند (Mason & Moore, 1982; Krauskopf & Bird, 1979). بیشترین تمرکز باریت در واحدهای آذرین اسیدی رخ می‌دهد. بررسی‌های متالورژی و پتروژنتیکی حاکی از این است که گرانیتهای حاصل از ذوب بخشی سنگهای پلیتی (گرانیتهای تیپ S) حاوی میزان بالای باریم هستند. ریولیت‌ها از دیگر واحدهای سنگی هستند که میزان بالایی از باریم را در شیمی خود جای داده‌اند. از نظر متالورژی سنگ درونگیر ذخایر عمده باریم ولکانیکها، شیل و کربناتها می‌باشند. (Filsinger, 1988) و (Dunham & Hanor, 1967) در بررسی‌های مربوط به نحوه تشکیل باریت، دریافتند که باریم می‌تواند از شوراب‌های حوضه‌ای و نفتی، فلدسپارها پتاسیم‌دار و میکاهای موجود

در سنگهای رسوبی، آذرین و دگرگونی و یا از فاز بخار یک ماگمای در حال سرد شدن حاصل آید. بر همین اساس منشأ مهم برای تأمین یون سولفات نیز شورابه‌های نفتی، ذخایر تبخیری رسوبی و اکسیداسیون سولفات در سنگ‌های میزبان کانی‌سازی در نظر گرفته می‌شوند. همچنین ماسه‌سنگ‌های آرکوزیک (همانند منطقه نیومکزیکو) می‌توانند منشأ مهمی برای تأمین باریم در ذخایر باریت باشند.

با توجه به وجود رابطه دیادوچی میان  $Ba^{2+}$  و  $K^+$ ، باریم تمایل به انباشته شدن در واحدهای غنی از پتاسیم دارد. از جمله مهمترین کانی‌های پتاسیم‌دار می‌توان به فلدسپارهای پتاسیم‌دار و میکاها اشاره نمود. باریم میل به ماندن در مذاب در خلال ماگمای در حال تبلور را دارد. چنانچه بواسطه تشکیل پلاژیوکلاز از تشکیل کانی‌های حاوی پتاسیم (فلدسپار) جلوگیری شود، با ادامه فرایند تبلور، مذاب بطور پیشرونده اشباع از آب می‌شود. اگر اشباع آب افزایش پیدا کند قبل از ته‌نشست فلدسپار پتاسیم، یونهای باریم از مذاب به طرف فاز بخار گرایش پیدا می‌کنند. سپس باریم آزاد شده بوسیله فاز بخار به محیط خارج از آشیانه ماگمایی مهاجرت نموده و در افق‌های بالاتر که فشار بخار و دمای محیط کمتر می‌شود با بروز پدیده جوشش اولیه در داخل درز و شکافها، تشکیل کانی‌سازی‌های گرمابی ماگماتوژن را می‌دهد. اما چنانچه فلدسپات پتاسیم قبل از تشکیل فاز بخار تشکیل یابد، باریم از مذاب بداخل ساختار فلدسپات پتاسیم کشیده شده و کانی با ترکیب  $KAlSi_3O_8, BaAlSi_2O_8$  تشکیل می‌شود. بنابراین دیگر باریمی در فاز بخار تجمع پیدا نمی‌کند که بتواند مهاجرت نموده و تشکیل ذخیره دهد. امکان اینکه سیستم فاز بخار منشأ مهمی برای تشکیل ذخایر باریم‌دار می‌باشد با این واقعیت حمایت می‌شود که سنگ‌های توده نفوذی فقیر از باریم در محل‌هایی رخنمون می‌یابند که باریت نهشته شده است و توده‌های نفوذی غنی از باریم در محل‌هایی به چشم می‌خورند که فقیر از ذخایر عمده باریت هستند (Filsinger, 1988).

(2003) Štemprok؛ (2005) Freels, Štemprok, Hosel, Tischendorf, Wasternak با استناد بر همین اصل قرابت جغرافیایی ذخایر باریت-فلوریت و توده گرانیتی پرآلومینوس (S-Type) Erzgebirge-Krošne-Hory در مرز چک و آلمان را دلیلی بر ارتباط ژنتیکی بین آنها نمی‌دانند و هنوز پس از گذشت بیش از صد سال کار علمی مستمر (از زمان لیندگرن تا به امروز!) هیچ کس نتوانسته ارتباط روشن و قاطعی میان این کانی‌سازی‌ها و توده نفوذی عظیم نزدیک آن را به درستی آشکار سازد. پژوهش‌های Kunts (2000) وجود یک طیف حرارتی  $150^{\circ}C - 200^{\circ}C$  را برای تشکیل باریت از محلول‌های گرمابی لازم می‌داند.

با وجود پژوهش‌های ارزشمند، تا به امروز نظر قاطعی برای فرایندهای تشکیل ذخایر باریت ارائه نشده است. با اینحال تقریباً همه نظریه‌ها از پیش فرض‌های کم و بیش واحدی حمایت می‌کنند. اختلاط دو سیال حاوی کمپلکس‌های لیگاندی کلریدی باریم (Storm, 2003) و دیگری یک شوراب

حوضه‌ای به عنوان یک منبع مطمئن برای تأمین سولفور، عوامل بیولوژیکی آن‌گونه که مطالعات میکروبیولوژیکی بدان اشاره دارند، دگرشکلی، احیای ایزوتوپی گوگرد و ... از آن جمله هستند (Munoz, Luque, Ruiz, Chekroun, Arias, Gallego, Canamero, Linares, Paytan, 2003)؛ Stanton, 1972؛ Baker, Risthaus, Brandt, Boschach, 2006؛ Sawkins, 1966؛ Shawe, 1984؛ Pastor, Pina, Diaz, 2006؛ Sawkins, 1972؛ Guilbert, Park, 1986

### زمین‌شناسی اقتصادی باریم

از آنجایی که باریت مهمترین کانی باریم می‌باشد، در این بخش کانسارهای باریت معرفی می‌شوند. مطالعات فراوانی درباره زمین‌شناسی باریت انجام گرفته که Kesler, 1991؛ Papke, 1984؛ Maynard, Okkitta, 1991؛ Ampian, 1985؛ Orris, 1992؛ Jakes, White, 1972 از آن جمله هستند. در حالت کلی پنج نوع نهشته باریت در طبیعت شناخته شده است که عبارتند از:

### ذخایر رگه‌ای و پرشدگی شکافها (هیدروترمال)

ذخایر اپی ژنتیک، محصول متاسوماتیزم سنگ دیواره در اثر محلول‌های گرمابی برخاسته از فازهای متأخر ماگمایی هستند و نهشته‌هایی از سیالات گرمابی یا شورابهای باریم‌دار با حرارت متوسط تا کم می‌باشند. اغلب شکستگیها (گسل‌ها، درزه‌ها و زونهای برشی) را پر می‌نمایند. رگه‌ها از چند سانتی‌متر تا چندین متر ضخامت داشته و با همبری مشخص که تفاوت‌های آشکاری در طول، عمق و حالت این رگه‌ها بوجود می‌آورد، شناخته می‌شوند. انواع رگه‌ای ذخایر باریت معمولاً توسط فلئوئورین و سولفیدهای سرب، روی، مس و آهن (عمدتاً پیریت) همراهی می‌شود و به سمت اعماق، باطله غالب آن را کوارتز عقیم، کلسیت و سیدریت تشکیل می‌دهد. (Brobst, 1983).

### ذخایر پس‌ماندی

این نوع ذخایر بر اساس پایداری شیمیایی کانی باریت و نامحلولی آن در آب تشکیل می‌شوند. فرایندهای هوازدگی می‌تواند باریت را از جایگاه اولیه خود آزاد نموده و بصورت پر شدگی به شکل رگه‌های باریک متمرکز نماید که این رگه‌ها به تنهایی برای معدنکاری مناسب نیستند. در این وضعیت، قطعات و خرده‌هایی از باریت موجود هستند که حتی اگر محتوای آنها از ۲۰٪-۱۰٪ تجاوز نماید، می‌توان با شست و شوی تفاله آن، باریت بدست آورد.

### ذخایر رسوبی لایه‌ای و رسوبی-آتشفشانی

تحت شرایط خاص شیمیایی توسط سیالات گرمابی دارای سولفید هیدروژن بوجود می‌آیند. گاهی اوقات، نهشته‌های لایه‌ای تشکیل می‌شوند و باریت می‌تواند بخشی از توالی رسوبی (هم به صورت



سازنده اصلی و هم عامل سیمان‌شدگی) یا بخشی از تمرکز نهشته‌های سولفید توده‌ای-لایه‌سان باشد. باریت در این شکل ریز دانه و تیره است (باریت لایه‌ای سیاه) و در لایه‌هایی با ضخامت بیش از ۱۵ متر و گسترش بیش از چند کیلومتر رخنمون دارد. نهشته‌ها و ذخایر باریت به عنوان پر اهمیت‌ترین و اقتصادی‌ترین نوع ذخایر باریت مطرح می‌باشند و ذخایر وسیع و متعددی را شامل می‌شوند. مطالعه بر روی نهشته‌گذاری محلی، در جایی که آبهای لب‌شور خارج از پوسته در گودی‌های کف حوضه رسوبی با آب دریا مخلوط می‌گردند، بوسیله مطالعات تجربی انجام شده و نتیجه آن ته نشین شدن باریت می‌باشد. در این فرایند، یونهای باریم جذب ذرات رس شده، با سولفاتهای موجود در آب دریا ترکیب گردیده و رسوب سولفات باریم را تشکیل می‌دهند (Hanor, 1987).

### ذخایر برونزاد یا زیردریایی برونزاد

این نوع ذخایر که معمولاً حفره‌های کارستی را پر می‌نماید، اولین بار در سال ۱۹۷۳ تشریح گردید. در این نوع از ذخایر باریت، یونهای باریم از چشمه‌های داغ زیر دریایی مشتق و با سولفاتهای آب دریا ترکیب شده و نهشته شدن باریت را موجب می‌شوند. این ته نشست سیمای رسوبی ذخیره را شکل می‌دهد و فعالیتهای بعدی به جانشینی و دگرسانی منجر می‌شود (Papke, 1984).

### ذخایر مرتبط با کوهزایی

کانی‌سازی‌های نوع کوهزایی به طور خاص در ارتباط با فاز کوهزایی هر سینین (واریسکن) در اروپا مورد مطالعه دقیق متخصصین قرار گرفته است. ذخایر متعددی از باریت‌های مرتبط با کوهزایی، فشارش و دگرگونی ناحیه‌ای مورد بررسی قرار گرفته‌اند. در این مدل، که برخی آنرا مدل دگرگونی-گرماپی نیز می‌خوانند، منشأ رگه‌های گرمابی باریت، اختلاط سیالات دگرگونی واریسکن با آبهای جوی گذر کرده از واحدهای تبخیری قدیمی می‌باشد (Luptakova, Chovan Biron, Andras, 2008)؛ Muller, 2008؛ Jurkovic, Ramovic, Zec, 1999؛ Corbella, Ayora, Cardellach, Soler, 2006؛ Hurai, Prochaska, Lexa, Schulman, Thomas, Ivan, 2008؛ Sharma, Verma, Sachan, 2003؛ Partey, 2004؛ Repcok, Misik, Elias, Ferencikova, Harcova, Jablonsky, Rucka, 2000؛ Jurkovic, 1996, 1995؛ Sharma, Verma, Law, 2006؛ Palinkas, Pezdic, Sinkovec, 1993؛ Jurkovic, Tonic-Greg, Strmic, Siftar, 2002؛ Slovenc, Siftar, Jasic, Jurkovic, 1997؛ Hurai, Chovan, Huraiova 2008؛ Palinkas, Jurkovic, 1994).

### ذخایر باریت در ارتباط با تکتونیک صفحه‌ای و فلزایی

پس از پایان فعالیتهای آتشفشانی پالئوزوئیک در حوزه آلپین، در دورانهای مزوزوئیک و سنوزوئیک، در حاشیه ورقه‌های پوسته و در ارتباط با سیستم شکستگی، کانسارهای متعدد سرب، روی و باریت

بوجود آمده است. ادامه این فعالیتها در پلیوسن، تشکیل کانسارهای منگنز و باریت را باعث شده است. در میوسن، در پی جدانشدگی در دریای سرخ و در کناره‌های شکستگی، ذخایر سرب و روی، منگنز، فلئورین و باریت بصورت رگه‌ای و اشباعی در داخل توده‌های کناری گرابن و بخشی بصورت تجمعات رسوبی و در داخل لایه‌ها بوجود آمده‌اند. در تشکیل انواع گرابنی این نوع ذخایر، ابتدا یونهای باریم و منگنز آبهای گرم بالارو از ماگمای بازالتی کف حوزة بصورت نمک حوضه، ته نشین می‌شوند و در اثر فرایندهای بعدی به ذخایر باریت و منگنز تبدیل می‌شوند.

## ۱-۲- ذخایر میزبان رسوبی باریت

ذخایر میزبان رسوبی توسط Jackson , Warin , Wood , Hudec , 2003 ; Mueller , 2008 ; Stanton , 1972 ; Rye, Williams , 1981 ; Hannington, 2005 ; Southam & Saunders, 2005 ; Longqing, Yucai, Kaixu, Zengqian, Fengming, Zhusen, Junqi, Zheng, Yingchao, 2009 ; Gustafon, Williams, 1981 ; Jouhnsn, Emsboo, Poole, Rye, 2009 ; Bradley, Leach, 2003 و Russell, 1983 ; Andrew, Ashton, 1982 ; Murray, 1975 ; Williams, 1978 , Derrick , 1982 Robb, 2007 بررسی شده‌اند. همچنین محققینی چون Corbella, Ayora, Cardellach, Soler, 2006 ; McDougall, 2001 ; Edwards, Atkinson, 1986 ; Paradis, Simandal, McIntyre, Orris, 1997 ; McGoldrick, Large, 1998 ; Sharma, Verma, Sachan, 2003 ; Sharma , Verma , Law , 2006 ; Gultekin, Orgun, Suner, 2003 ; Leach, Vits, Foley, lein, 1995 ; Sangster , Leach , 1995 ; Bolucek, Akgul , Sagiroglu , 2004 ; Awadh , Habib , Al-Bassam , 2008 ; Klipfel , 2005 ; Gokce, Bozkaya, 2007 ; McClung , Gutzmer, Beuker , Mezger , Straus , Gerloff , 2007 Carr, Smith, 1977 , Evans, 1997 ; Roach, 1987 ; Filsinger, 1988 ; Bozkaya, Gokce, 2004 به بررسی ذخایر میزبان رسوبی باریت پرداخته‌اند.

اولین تقسیم‌بندی عملی کانسارهای میزبان رسوبی توسط Stanton (1972) انجام بر اساس سنگ میزبان شامل انواع آهنی (سرب و روی)، ماسه‌سنگی (مس، وانادیوم، اورانیوم) و کنگلومرا (پیریت، طلا، اورانیوم) است. کانی‌سازی‌های میزبان رسوبی تنوع شکلی دارند که خود متأثر از فرایندهای نهشت و انباشتگی، نوع میزبان (نوع و شیمی سنگ) و فرایندهای دگرشکلی متأخر است. در ادامه، شمای بسیار خلاصه‌ای از ویژگی‌های ذخایر میزبان رسوبی باریت آورده می‌شود.

- تکتونیک: در درون کراتون‌ها یا حوضه‌های زیردریایی حاشیه قاره تحت کنترل گسل و حوضه‌های نیمه گرابنی فورلندهای پیرامونی (حاشیه های قاره و با فاصله از آن) تشکیل می‌شوند. حوضه‌های گرابنی در خلال نهشت ذخایر Pb-Zn SEDEX ممکن است نیاز به یک محیط غیر هوازی برای پایداری سولفیدها باشد، محیط نهشت غنی از اکسیداسیون بالا، ممکن است کلید

راهنمایی برای نهشت ذخایر باریت عیار بالا (تقریباً عاری از سولفید) باشد. گسل‌های همزمان با تکتونیک برای تشکیل ذخایر SEDEX که معمولاً برون‌دمی هستند، بسیار مهم هستند.

- **کیفیت و وضعیت زمین‌شناسی محیط نهشت:** در حوضه‌های دریایی کم عمق تا فلات قاره‌های آبدار کم عمق. سنگ‌های غنی از باریت بر روی کف دریا نهشته می‌شوند و یا ذخایر میزبان رسوبی SEDEX را تشکیل می‌دهند. مقداری چرت، چرت هماتی، سیلیس و رسوبات غنی از منگنز نیز در محیط موجود هستند.

- **سن کانی‌سازی‌ها:** آرکئن تا مزوزوئیک، بطور معمول درفانروزوئیک و خصوصاً در پالئوزوئیک میانی تشکیل می‌شوند.

- **سنگهای همراه و میزبان:** کربنات‌ها و شیل‌های سیلیسی، سیلت استون، چرت، آرژیلیت، توربیدیت‌ها، ماسه‌سنگ‌ها، دولومیت و آهک میزبان این نوع ذخایر به شمار می‌روند.

- **شکل نهشت:** استراتیفرم، عدسی شکل با چند متر ضخامت، متجاوز از ۵۰ متر و طول بیش از چندین کیلومتر، رگه‌ای و رگچه‌ای، پرکننده شکافها و مناطق برشی شده یافت می‌شوند. لامینه، لایه‌ای یا توده‌ای و یا ندولی یا جهت یافته می‌باشند. برخی از آنها برش‌ها یا ساخت‌های خمیده دارند. در مناطق دگرگونی ممکن است تحرک دوباره یافته (در قالب رگه-رگچه‌ها) و تبلور دوباره پیدا نمایند.

- **کانی‌شناسی:** ساده و ابتدایی، عمدتاً از باریت و باطله‌های عمده کوارتز، رس، مواد زیستی، کلساین، هیالوفان، باریتوکلسیت، کلسیت، دولومیت، پیریت، مارکازیت، اسفالریت، گالن می‌باشند. دگرسانی نادر، شامل رگه‌زایی ثانویه باریت، سریسیت‌زایی ضعیف تا متوسط.

- **هوازدگی:** هوازدگی نادر باریت مناطق محدوده نابودی پوشش گیاهی منطقه ایجاد می‌کند.

- **مدل ژنتیکی:** از سیالات گرمابی نشأت می‌گیرند که بر روی کف و بستر دریا برون دمیده‌اند. این سیالات، باریت و دیگر کانی‌ها (سولفیدها، چرت و ...) را مانند یک رسوب شیمیایی نهشت داده‌اند. ترکیب کانسار با توجه به ترکیب و ترمودینامیک سیال گرمابی بسته به فاصله‌اش از محل و منبع نشست سیال متفاوت است. نهایتاً می‌توان پارامترهایی نظیر اختلاط با سیال (آب دریا) را نیز متذکر شد. سیالات حاوی باریم می‌توانند مؤید سیالات فقیر فلزات باشند (شاید به این دلیل که سنگ منشأیی که سیال از آن برخاسته فقیر از فلزات پایه یا نمادی از کافی نبودن حرارت یا شرایط فیزیکو-شیمیایی ناکارآمد سیال برای حمل فلزات پایه است، یا اینکه سیال گرمابی در شرایط محیط دریایی کم عمق که برای نهشت سولفیدها چندان مناسب نیست، برون دمیده شده است). برخی از ذخایر باریت میزبان رسوبی به عنوان رسوبات شیمیایی مرتبط با واژگونی چینه‌ای حوضه در نتیجه اکسیدان شدن آب‌های احیایی مرتبط و توجیه می‌شوند. برخی نیز در نتیجه هوازدگی و تحرک مجدد در رسوبات شیمیایی با رس‌های نیمه متراکم حاوی غنای باریت بصورت یک غنی شدگی انتخابی باریت حاصل می‌شوند.

- انواع کانی‌سازی‌های همراه: ذخایر میزبان شیلی Zn-Pb، ذخایر سولفید توده‌ای، ذخایر تیپ ایرلندی، ذخایر منگنز رسوبی، ذخایر باریت رگه‌ای. درحوضه‌های فقیر از اکسیژن، ذخایر باریت ممکن است بصورت چینه‌شناختی، به همراه شیل‌های سیاه غنی از فسفات حضور پیدا کنند. همچنین غنی از وانادیوم، REE و اورانیوم و شاید احتمالاً همراه با ذخایر میزبان شیلی Ni-Mo-PGE نیز یافت شوند. طیف کاملی از ذخایر غنی از سولفید تا غنی از باریت وجود دارد. ذخایر ویتريت نیز در شرایط خالی‌شدگی ناگهانی آب دریا از محتوی  $SO_4^{2-}$  و غنی‌شدگی از باریوم اتفاق بیفتند.

- راهنمای اکتشافی: در متدهای ژئوفیزیکی، داده‌های ثقل سنجی معمولاً مفید هستند. از نظر ژئوشیمی، غنی‌شدگی باریوم در مقیاس حوضه‌ای و دیگر فضاها مؤثر در اکتشاف ذخایر میزبان شیلی Zn-Pb مانند عیار بالای Sr, Zn, Pb, Mn, Cu در سنگ‌ها و نمونه‌های رسوبات رودخانه‌ای قابل پیش‌بینی است. قوی‌ترین آنومالی‌های باریوم در رسوبات رودخانه‌ای و رسوبات کانی‌سنگین تنها در نزدیکی ذخایر باریت تشکیل می‌شوند. اختلاف میان نرخ  $^{87}Sr/^{86}Sr$  در باریت و تغییرات سالیانه آن در آب دریا ممکن است برای توجیه ریفت قاره‌ای و ذخایر مرتبط با SEDEX در حوضه‌های فورلندی پیرامونی بکار گرفته شود. علاوه بر این بررسی‌های تکتونیک، چرت‌های برون‌دمی، سازندهای چرت-آهن، لایه‌های شاخص ناحیه‌ای منگنردار و زون‌های نابودی پوشش گیاهی بر روی محدوده‌های باریت‌دار نیز می‌توانند مفید فایده واقع شوند.

- تناژ و عیار: نرخ ذخایر از کمتر از ۱ تا ۲۵ میلیون تن با عیار ۹۵٪-۳۰٪ می‌باشد. متوسط ذخیره ۱/۲۴ میلیون تن و عیار ۸۷٪ می‌باشد. برخی ذخایر مناسب جهت ترانزیت دریایی هستند. معدن ماکوبار واقع در در ایرلند، ۴/۶ میلیون تن باریت با عیار ۸۵٪ باریت را تولید کرده است. همچنین در برخی معادن فلزی مانند مگان و راملسبرگ (آلمان) میزان بالایی از باریت ۸/۹ میلیون تن تشکیل شده است.

### ۱-۳- مختصری درباره پرکامبرین در ایران

تقریباً ۷۲٪ ( $10 \times 10^6 \text{ km}^2$ ) از کل مساحت پوسته قاره‌ای را زمین‌های پرکامبرین پوشانده است. از این میان، ۱۵٪ به آرکئن، ۱۹٪ پروتروزوئیک پائینی، ۲۳٪ پروتروزوئیک میانی و ۴۳٪ مربوط به پروتروزوئیک بالایی هستند. از این میان به باور کارشناسان، سپرهای پرکامبرین  $29/9 \times 10^6$ ، پلاتفرم ها  $66 \times 10^6$ ، پلاتفرم‌های زیرآبی و پی‌سنگ‌ها  $26 \times 10^6$  و ۳۰٪ نیز زمین‌ناودیس‌های ریفتن-پالئوزوئیک هستند (Laznicka, 1993).

پرکامبرین در ایران توسط متخصصین متعددی مورد مطالعه واقع شده است (Stocklin & Eftekhari-Nezhad, 1969; Alavi-Naini, Amidi, 1968; Stocklin, Ruttner, Nabavi, 1964; Allenbach, 1966; Stocklin, 1968; Gansser, 1955; Dedual, 1967; Seger, 1977).