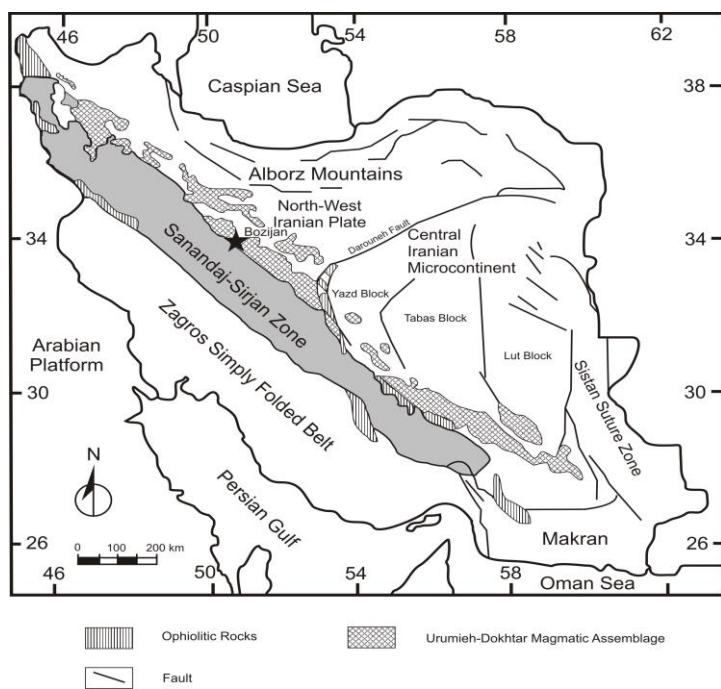


متشکل از اسلیت و فیلیت با شیستوزیته ای افقی است. این دگرگونی ضعیف به عنوان شاهدهی از رخداد تکتونیکی سیمین پسین در ناحیه در نظر گرفته می شود (شیخ الاسلامی، ۱۳۸۴).

مهم ترین سیمای ساختمانی ناحیه ی مورد مطالعه وجود گسل های متعدد و معمولاً امتداد لغز، به ویژه در نزدیکی رگه های فلوریت است که سبب جابجایی سنگ های آهکی پرمین و تریاس گردیده اند (شکل ۲). گاه گسل هایی کوچک مقیاس با جابجایی اندک در سنگ های دیواره ی رگه های فلوریت مشاهده می شود. اگر چه رگه های فلوریت به وسیله ی این گسل ها کنترل یا محدود نمی شوند، اما محتمل است که آنها کانال هایی را برای رسیدن سیالات کانی ساز به محل ته نشست کانسنگ فراهم آورده باشند.

ناحیه ی کانسار فلوریت بزيجان فاقد فعالیت های ماگمایی خروجی و یا نفوذی است. نزدیک ترین فعالیت های ماگمایی به کانسار، توده های نفوذی متشکل از آلکالی گابرو است که در فاصله ی هوایی حدود ۲۰ کیلومتری جنوب غربی کانسار در زون سندنج- سیرجان قرار دارند. سن این توده های نفوذی پس از کرتاسه بالایی و احتمالاً پالئوسن است (شیخ الاسلامی، ۱۳۸۴). هیچ ارتباطی بین این فعالیت های آذرین و کانی سازی فلوریت در بزيجان مشاهده نشده است.



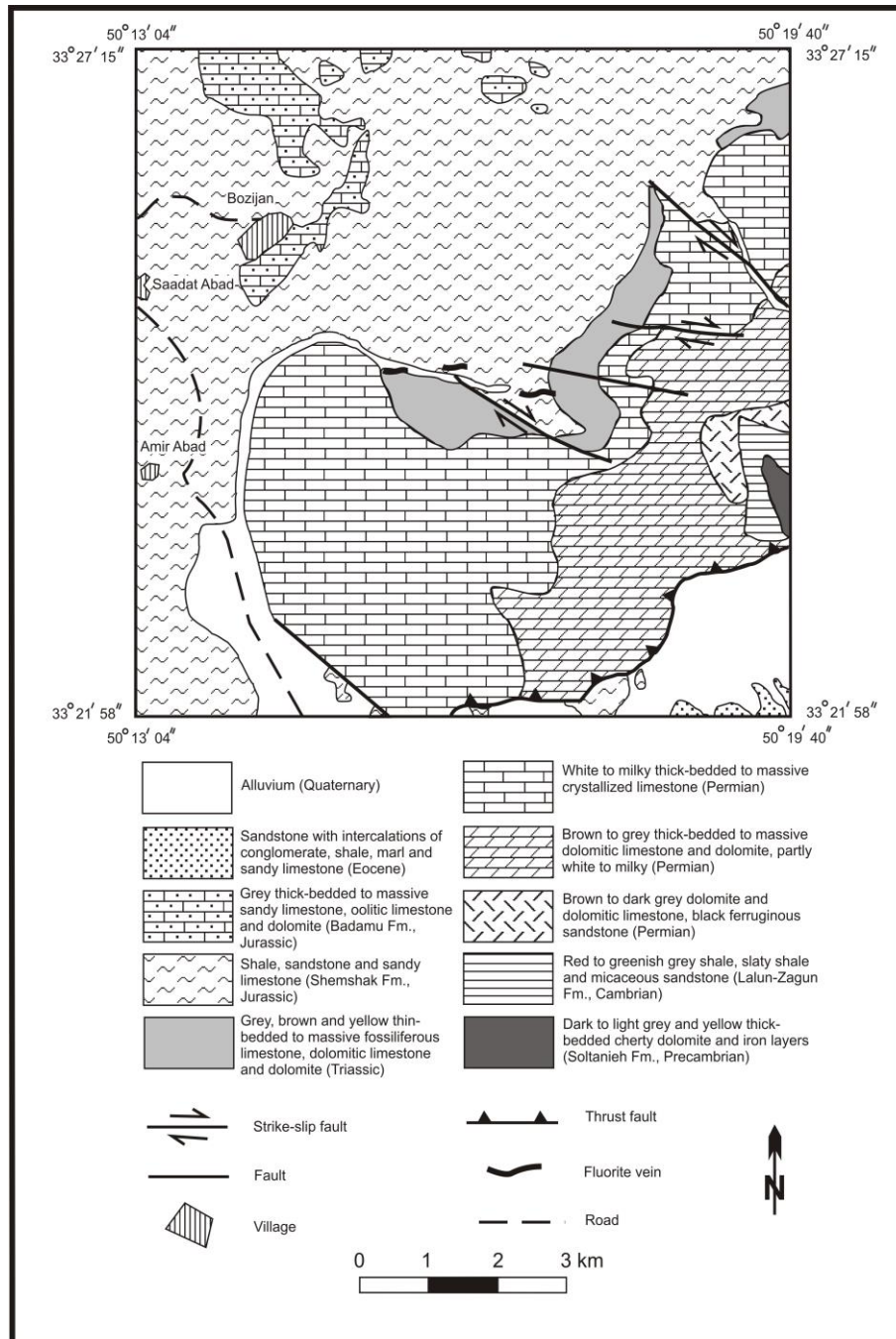
شکل ۱. واحدهای تکتونیکی اصلی ایران و موقعیت زمین شناسی کانسار فلوریت بزيجان (با تغییر از Ghasemi and Talbot, 2006).

اکتشافی به منظور نتیجه گیری درباره ی پتانسیل معدنی کانسارها و مناطقی که در آنها یافت می شود، مورد استفاده قرار گرفته است (Möller et al., 1976; Eppinger, 1988; Eppinger and Closs, 1990; Hill et al., 2000). در این مقاله، داده های عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی^۴ در کانی فلوریت و سنگ های میزبان در کانسار فلوریت بزيجان ارائه می شود. این داده ها به منظور بررسی عوامل فیزیکیوشیمیایی ته نشست فلوریت مورد استفاده قرار گرفته و نتایج حاصل با داده های موجود در مطالعات انجام شده در سایر نقاط دنیا مقایسه شده و اهمیت زایشی و اکتشافی آنها مورد بحث و بررسی قرار می گیرد.

جایگاه زمین شناسی

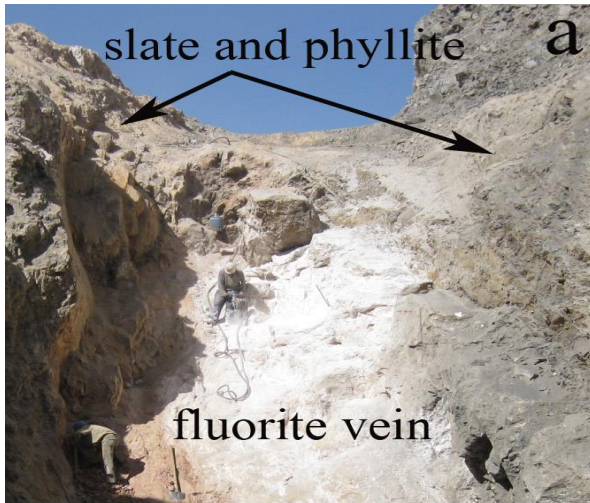
کانسار فلوریت بزيجان (چکاپ) در فاصله ی ۳۷ کیلومتری غرب شهرستان محلات در استان مرکزی واقع است. این کانسار دارای طول جغرافیایی $10^{\circ} 18' 50''$ و عرض جغرافیایی $33^{\circ} 24' 15''$ می باشد. از نظر موقعیت زمین شناسی، کانسار بزيجان در لبه ی جنوب غربی زون ایران مرکزی و در نزدیکی مرز این زون با زون سندنج- سیرجان واقع است (شکل ۱). زون ایران مرکزی از دو بخش مجزا شامل صفحه ی شمال غرب ایران و خرده قاره ی ایران مرکزی تشکیل شده است (Sengör, 1990) (شکل ۱). صفحه ی شمال غرب ایران ناحیه ی شمال گسل درونه و جنوب رشته کوههای البرز را در بر گرفته و تا شهرها یا کشورهای نخجوان، ارمنستان و اسوانی گسترش می یابد. کانسار فلوریت بزيجان در لبه ی جنوب غربی این صفحه واقع است. خرده قاره ی ایران مرکزی شامل سرزمینی است که به سیستان، کمربندهای افیولیتی نائین-بافت و مکران، به علاوه ی گسل درونه و افیولیت های سبزوآر محدود می شود. خرده قاره ی ایران مرکزی به وسیله ی گسل های امتداد لغز طویل، معمولاً شمالی- جنوبی و راستگرد که به سمت شرق تقعر دارند، به سه بلوک اصلی یزد، طبس و لوت تقسیم می شود (Sengör, 1990) (شکل ۱).

شکل ۲ نقشه ی زمین شناسی ناحیه ی کانسار فلوریت بزيجان را نشان می دهد. اگر چه واحدهای سنگی رخنمون شده در ناحیه ی بزيجان دارای تنوع سنگ شناسی قابل توجهی نیستند، اما دارای محدوده ی سنی گسترده ای از پرکامبرین تا عهد حاضر می باشند. لایه های رسوبی پرمین و ژوراسیک بیشتر ناحیه را می پوشانند. بخش عمده ی کانی سازی فلوریت در سازند شمشک رخ داده است. کانی سازی در دو محل به میزان چند متر در درون سنگ های آهکی تریاس گسترش می یابد (شکل ۲). این سنگ ها از سنگ آهک، سنگ آهک دولومیتی و دولومیت فسیل دار نازک لایه تا توده ای به رنگ خاکستری، قهوه ای و زرد تشکیل شده اند. ضخامت لایه های تریاس از ۴۰ تا ۸۰ متر تغییر می کند (شیخ الاسلامی، ۱۳۸۴). سازند شمشک از شیل های سیلتی با میان لایه هایی از ماسه سنگ های آهکی و سنگ های آهکی متوسط تا نازک لایه تشکیل می شود. ضخامت کلی سازند شمشک ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ متر تخمین زده می شود (شیخ الاسلامی، ۱۳۸۴). در محل کانسار فلوریت بزيجان، این واحد سنگی در حد پایینی رخساره ی شیست سبز دگرگون شده و عمدتاً



شکل ۲. نقشه ی زمین شناسی ناحیه ی کانسار فلوریت بزجان (با تغییر از شیخ الاسلامی، ۱۳۸۴).

کانی سازی فلوریت



کانی سازی فلوریت به صورت رگه هایی با روند شرقی- غربی که در سه محل مجزا رخنمون دارند، رخ می دهد (شکل ۲). بزرگ ترین رگه دارای طول ۵۰۰ متر است. عرض رگه ها بسیار متنوع و از ۱ تا ۴ متر تغییر می کند. رگه های فلوریت دارای شیب قائم تا ۷۰ درجه به سمت شمال هستند و شیستوزیته ی سنگ های میزبان را قطع می کنند (شکل ۳a). در مناطقی که رگه های فلوریت در سنگ های آهکی رخ می دهند، کانی سازی به صورت جانشینی انجام می شود. تماس رگه ها با سنگ های دیواره تیز و مشخص است. کانی های فلوریت، کوارتز، کلسیت، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و مقادیر اندکی گالن، پیریت، اکسیدهای منگنز و مالاکیت توده ی معدنی را تشکیل می دهند (شکل ۳b). فلوریت اغلب به صورت توده ای و به رنگ های بی رنگ، سفید، بنفش کم رنگ و بنفش تیره دیده می شود. فلوریت توده ای معمولاً ترد و شکننده است و با فشار دست پودر می شود. فلوریت به اشکال گل کلمی و درازی^۵ نیز رخ می دهد. فلوریت تأخیری به صورت پرکننده ی فضاهای خالی و بلورهای آزادانه رشد کرده در اندازه ی چند میلی متر یافت می گردد (شکل ۳c). رنگ این بلورها از بی رنگ تا بنفش کم رنگ متغیر است. کوارتز به صورت توده ای همیشه به همراه فلوریت یافت می گردد. گاه بلورهای کوچک و هگزاگونال کوارتز در فضاهای خالی به همراه بلورهای مکعبی فلوریت دیده می شود. معمولاً در بخش های سطحی مقدار کوارتز زیاد است، به طوری که گاه تا عمق ۶ یا ۷ متر کوارتز به همراه مقدار اندکی فلوریت یا بدون فلوریت تشکیل دهنده ی رگه ی معدنی است. با افزایش عمق بر مقدار فلوریت افزوده می شود. توزیع کلسیت در توده ی معدنی ناهمگن است و معمولاً به طور محلی رخ می دهد. در مناطقی که کلسیت یک کانی رایج است، این کانی به صورت رگچه ای و توده های دارای رخ رومبوهدرال با رنگ قهوه ای روشن یافت می گردد. اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن به دو شکل توده ای و بلورهای مکعبی با شکل دروغین^۶ پیریت یافت می شود. بلورهای دارای شکل دروغین اغلب دارای ابعاد ۱ تا ۲ میلی متر بوده و به ندرت در بلورهای درشت تر یافت می گردد. در حالت توده ای، لیمونیت رایج ترین هیدروکسید آهن است و اغلب در محل تماس رگه با سنگ های دیواره مشاهده می شود. گالن از فراوانی بسیار کمی برخوردار است و تنها در برخی مناطق به صورت رگچه ای و توده های نسبتاً بزرگ دیده می شود. پیریت نیز همانند گالن یک کانی کمیاب است و تنها به طور محلی در بلورهای مکعبی کوچک یافت می شود. آنچه مسلم است آن که پیریت در ابتدا از فراوانی بسیار بیشتری برخوردار بوده است و در مراحل پس از کانی سازی به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده است. اکسیدهای منگنز در محل شکستگی ها و به صورت دندریت های کوچک بر روی سطح کانی های فلوریت و کوارتز مشاهده می شود. در بخش های کم عیار و نزدیک به سنگ های دیواره، مالاکیت به ندرت به صورت رگچه ای یافت می گردد. دگرسانی سنگ دیواره محلی بوده و شامل سیلیسی شدن و آرژیلیتی شدن است.

شکل ۳. (a) رگه فلوریت تقریباً قائم که شیستوزیته سنگ های میزبان (اسلیت و فیلیت) را قطع می نماید؛ (b) هم رشدی فلوریت با کوارتز و کلسیت، اکسیدهای آهن ثانویه نیز دیده می شود؛ (c) بلور مکعبی بی رنگ از فلوریت تأخیری که در فضای خالی رشد کرده است.

5- drusy
6- pseudomorph

مواد و روش ها

۲۱۲/۹۶ ppm تا ۲۱۵/۳۲ ppm و در دو نمونه از سنگ های آهکی میزبان از ۱۱/۲۷ ppm تا ۵۱/۱۱ ppm متغیر است.

بحث

ژئوشیمی عناصر نادر خاکی ابزار قدرتمندی در مطالعات کانی سازی هیدروترمالی است و همان گونه که در زیر بررسی می شود، به طور گسترده ای به منظور شناخت چگونگی تشکیل کانسارهای فلوریت در محیط های زمین شناسی مختلف بکار رفته است. مقدار ΣREE در نمونه های فلوریت کانسار بزیجان بسیار کم است و در محدوده ی ۱/۹۱ ppm تا ۳۴/۸۹ ppm با میانگین ۸/۲۸ ppm تغییر می کند (جدول ۱). فلوریت های دارای مقدار ΣREE کم به عنوان فلوریت هایی که از یک محیط رسوبی مشتق شده اند، تفسیر می شوند (Sasmaz et al., 2005; Hill et al., 2000; Ronchi et al., 1993). این تفسیر در مورد کانسار بزیجان نیز می تواند صادق باشد، زیرا سنگ های ناحیه ی کانسار، سنگ های رسوبی و یا سنگ های رسوبی اندکی دگرگون شده می باشند.

تریبوم^{۱۲} و لانانیم^{۱۳} به شدت بوسیله ی فلوریت تفکیک می شوند و نمودار نسبت های Tb/La در مقابل Tb/Ca (شکل ۴)، به منظور تشخیص محیط تشکیل و درجه ی تفریق فلوریت مورد استفاده قرار گرفته است (Möller et al., 1976; Möller and Morteani, 1983). در نتیجه ی تفاوت پایداری کمپلکس های عناصر نادر خاکی، فلوریت اولیه غنی از La و فقیر از Tb می باشد (نسبت Tb/La کمتر). با پیشرفت تبلور، غلظت فلوریت در سیال به سرعت کاهش یافته که منجر به تجزیه ی TbF_2^{2+} و دیگر کمپلکس های فلوریتی عناصر نادر خاکی می گردد. از آنجا که بیشتر La قبلاً جذب شده است، فلوریت تأخیری نسبتاً غنی از Tb خواهد بود و این فلوریت نسبت Tb/La بیشتری خواهد داشت. کمپلکس های سولفاتی و کربناتی عناصر نادر خاکی ممکن است به طور محلی مهم باشند (Möller et al., 1976).

نسبت Tb/Ca یک شاخص محیطی است. محتوی عناصر نادر خاکی فلوریت با تغییر غلظت کلسیم که تابعی از محیط تشکیل است، تغییر می کند. بالاترین نسبت های Tb/Ca در فلوریت پگماتیتی یافت می شود. پایین ترین نسبت ها در فلوریت با منشأ رسوبی یافت می گردد، زیرا در این محیط مقدار عناصر نادر خاکی به مقدار این عناصر در آب دریا نزدیک است. فلوریت هیدروترمالی با غلظت های عناصر نادر خاکی متوسط، نسبت های Tb/Ca متوسط را دارا می باشد (Möller et al., 1976).

تعداد ۱۶ نمونه فلوریت توده ای به منظور تجزیه ی شیمیایی انتخاب گردید. دقت شد که نمونه های انتخابی معرف کانی سازی فلوریت باشند. به همین دلیل نمونه ها از رخنمون ماده ی معدنی در بخش های مختلف رگه ها، و هم چنین از محل انباشت ماده ی معدنی در معدن جمع آوری شد. به منظور اینکه نمونه های تجزیه شده تا حد امکان خالص باشند، ابتدا نمونه های انتخابی خرد شده و سپس فلوریت به وسیله ی انتخاب دستی در زیر میکروسکوپ بیناکولار جدا گردید. به منظور داشتن تخمینی از مقدار F و عناصر جزئی در سنگ های میزبان، تعداد ۴ نمونه از سنگ های میزبان (۲ نمونه از سازند شمشک (اسلیت) و ۲ نمونه از سنگ های آهکی تریاس) نیز برای تجزیه ی شیمیایی انتخاب گردید. به منظور حذف تأثیر سیالات هیدروترمالی بر سنگ های میزبان، این نمونه ها از محل هایی که هیچ شاهدهی مینی بر دگرسانی سنگ دیواره وجود نداشت، جمع آوری شدند. نمونه ها در آزمایشگاه تجاری آکمه^۷ در کشور کانادا مورد تجزیه قرار گرفتند. عناصر اصلی به روش طیف سنجی نشر پلاسما جفت شده ی القایی^۸، عناصر جزئی و عناصر نادر خاکی به روش طیف سنجی جرمی پلاسما جفت شده ی القایی^۹ و عنصر فلورین به روش الکترونی مخصص^{۱۰} تجزیه شدند. حدود آشکار سازی برای عناصری که در جدول ۱ ارائه شده اند، به شرح زیر است: SiO_2 ، Ca و F (۰/۰۱)؛ Ce، La، Y (۰/۰۱)؛ Eu، Pr (۰/۱)؛ Ho (۰/۰۲ ppm)؛ Nd (۰/۰۳ ppm)؛ Sm، Gd، Dy و Yb (۰/۰۵ ppm)؛ Er (۰/۰۳ ppm)؛ Tb، Tm و Lu (۰/۰۱ ppm).

نتایج

نتایج حاصل از تجزیه ی شیمیایی نمونه های فلوریت و سنگ های میزبان در جدول ۱ آورده شده است. مقدار F در نمونه های فلوریت بین ۲۲/۸۷٪ و ۴۶/۲۷٪ و مقدار Ca بین ۳۵/۵۶٪ و ۴۹/۷۴٪ تغییر می کند. بدیهی است انحراف این مقادیر از مقدار ایده آل F و Ca در فلوریت نشان دهنده ی وجود ترکیبات دیگر به صورت ناخالصی در نمونه های تجزیه شده می باشد. جدول ۱ نشان می دهد که SiO_2 مهم ترین ناخالصی بوده و مقدار آن از ۰/۹ تا ۲۹/۲۵ درصد تغییر می کند. این امر ناشی از هم رشدی نزدیک و همیشگی فلوریت و کوارتز است. مقدار Y در محدوده ی باریک ۱/۶ ppm تا ۱۰ ppm قرار می گیرد. مقدار کل عناصر نادر خاکی^{۱۱} تنها در نمونه های TFE1 و TFE2 (به ترتیب ۳۴/۸۸ ppm و ۲۶/۹۶ ppm) نسبتاً زیاد بوده و در سایر نمونه ها بسیار کم است (۱۲/۴۱ - ۱/۹۱ ppm). قابل توجه این که نمونه های TFE1 و TFE2 دارای میزبان سنگ آهک می باشند. مقدار F در نمونه های اسلیت بین ۰/۱۵ تا ۰/۲۵ درصد و در نمونه های سنگ آهک بین ۰/۲۵ تا ۰/۳۷ درصد تغییر می نماید. مقدار Y در محدوده ی باریک ۲۷/۵ ppm تا ۲۸/۲ ppm قرار می گیرد. مقدار ΣREE در دو نمونه از اسلیت های میزبان از

7- Acme Analytical Laboratories Ltd.

8- ICP-ES

9-ICP-MS

10- Specific Ion Electrode

 11- ΣREE

12- Tb

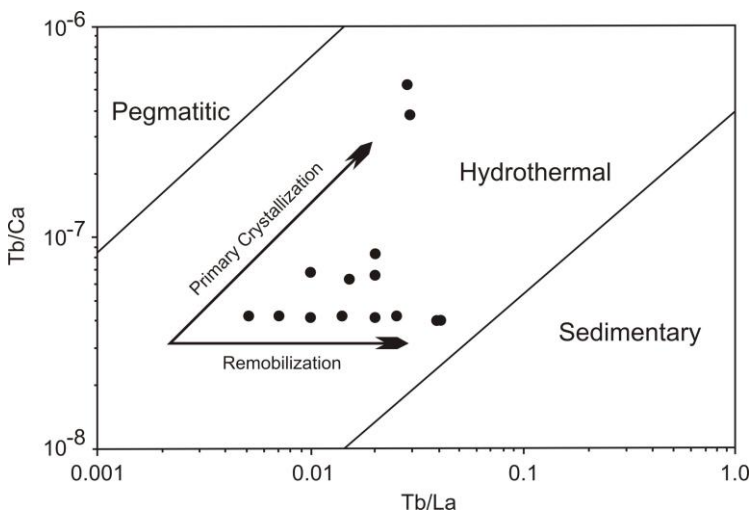
13- La



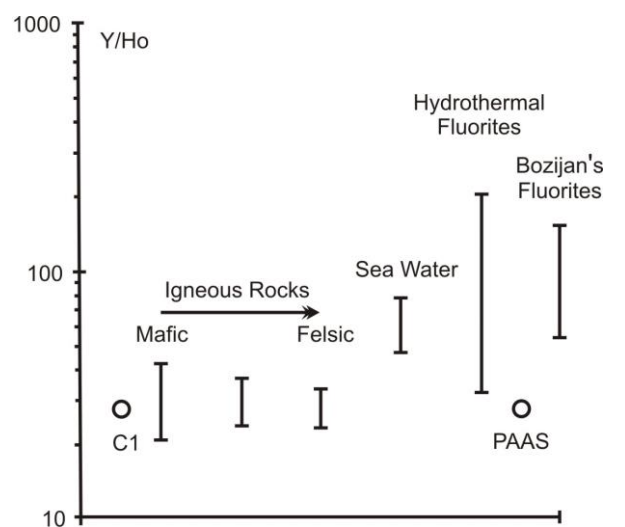
جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های فلوریت و سنگ های میزبان در کانسار فلوریت بزیجان

| نوع سنگ شماره نمونه | فلوریت | | | | | | | | | | | | | | | سنگ آهک | | | | اسلیت | |
|------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|--------|--------|--|
| | BFE2 | BFE3 | BFE5 | BFE6 | BFE7 | BFE8 | BFE9 | BFE10 | BFE12 | BFE14 | BFE17 | BFE18 | BFE19 | BFE21 | TFE1 | TFE2 | TLE1 | TLE2 | BSF2 | BSF6 | |
| SiO ₂ (%) | ۷/۷۶ | ۴/۸۶ | ۲/۲۰ | ۰/۹۰ | ۳/۶۶ | ۳/۹۳ | ۴/۳۱ | ۹/۶۸ | ۴/۳۵ | ۷/۲ | ۵/۰۰ | ۶/۷۸ | ۵/۹۸ | ۱۲/۹۸ | ۲۹/۲۵ | ۲۸/۲۲ | ۳/۲۴ | ۰/۳۱ | ۵۹/۱۷ | ۵۸/۵۸ | |
| Ca | ۴۷/۵۱ | ۴۸/۲۴ | ۴۹/۷۴ | ۴۹/۰۸ | ۴۸/۱ | ۴۷/۴۱ | ۴۷/۱۳ | ۴۵/۳۸ | ۴۷/۱۲ | ۴۶/۸۲ | ۴۷/۸۱ | ۴۶/۰۹ | ۴۷/۳۸ | ۴۳/۸۸ | ۳۵/۵۶ | ۳۶/۷۴ | ۳۸/۲۴ | ۳۸/۹۴ | ۰/۸۳ | ۱/۰۵ | |
| F | ۳۴/۴۷ | ۴۳/۳۷ | ۲۷/۱۷ | ۲۲/۸۷ | ۴۵/۳۷ | ۴۶/۲۷ | ۳۱/۴۷ | ۳۳/۱۷ | ۳۳/۷۷ | ۴۵/۳۷ | ۴۳/۶۷ | ۳۳/۳۷ | ۳۳/۹۷ | ۴۳/۲۷ | ۳۰/۰۷ | ۳۱/۳۷ | ۰/۲۵ | ۰/۱۵ | ۰/۳۷ | ۰/۲۵ | |
| Y | ۲/۴ | ۲/۱ | ۲/۱ | ۲/۳ | ۴ | ۱/۶ | ۴ | ۲/۷ | ۲/۲ | ۱/۷ | ۴ | ۱/۹ | ۳/۳ | ۲/۹ | ۱۰ | ۸/۷ | ۳/۷ | ۲/۴ | ۲۷/۵ | ۲۸/۲ | |
| La | ۳/۹ | ۱ | ۰/۵ | ۰/۶ | ۱/۹ | ۰/۸ | ۱/۹ | ۱/۳ | ۰/۸ | ۱/۴ | ۲ | ۰/۹ | ۲/۸ | ۲/۷ | ۶/۶ | ۴/۷ | ۳/۹ | ۲/۸ | ۴۱/۳ | ۴۱/۴ | |
| Ce | ۵/۷ | ۱/۳ | ۰/۶ | ۰/۸ | ۲/۱ | ۰/۷ | ۲/۳ | ۱/۴ | ۱/۱ | ۱/۸ | ۲/۳ | ۱/۱ | ۳/۲ | ۲/۸ | ۱۳/۴ | ۱۰/۷ | ۷/۹ | ۴/۴ | ۹۹/۴ | ۹۹/۹ | |
| Pr | ۰/۵۱ | ۰/۱۳ | ۰/۰۹ | ۰/۱۵ | ۰/۲۶ | ۰/۰۸ | ۰/۲۶ | ۰/۱۷ | ۰/۱۲ | ۰/۱۷ | ۰/۲۳ | ۰/۱ | ۰/۳۲ | ۰/۳۱ | ۱/۷۴ | ۱/۴۲ | ۰/۸۹ | ۰/۵۱ | ۹/۵۳ | ۹/۶۱ | |
| Nd | ۱/۶ | ۰/۴ | ۰/۶ | ۰/۴ | ۰/۷ | bdl | ۰/۸ | ۰/۹ | ۰/۴ | ۰/۶ | ۱/۲ | ۰/۴ | ۱ | ۱/۱ | ۷/۸ | ۶/۶ | ۳/۵ | ۱/۹ | ۳۴/۸ | ۳۵/۵ | |
| Sm | ۰/۱۸ | ۰/۰۹ | ۰/۰۸ | ۰/۱۱ | ۰/۱۷ | bdl | ۰/۱۵ | ۰/۱۴ | ۰/۰۹ | ۰/۰۸ | ۰/۱ | ۰/۰۹ | ۰/۱۴ | ۰/۱ | ۱/۲۸ | ۰/۹۶ | ۰/۷۷ | ۰/۴ | ۶/۷۲ | ۶/۹۲ | |
| Eu | ۰/۰۵ | ۰/۰۴ | ۰/۰۴ | ۰/۰۲ | ۰/۰۶ | bdl | ۰/۰۶ | ۰/۰۴ | ۰/۰۳ | ۰/۰۵ | ۰/۰۴ | ۰/۰۲ | ۰/۰۵ | ۰/۰۴ | ۰/۵۳ | ۰/۳۸ | ۰/۲۳ | ۰/۱۶ | ۱/۳۳ | ۱/۴۰ | |
| Gd | ۰/۱۹ | ۰/۱۷ | ۰/۰۹ | ۰/۰۷ | ۰/۲۵ | ۰/۱۵ | ۰/۲۴ | ۰/۱۸ | ۰/۱ | ۰/۱۴ | ۰/۱۷ | ۰/۱۲ | ۰/۱۵ | ۰/۱۳ | ۱/۴۵ | ۱/۰۲ | ۰/۸۴ | ۰/۳۶ | ۵/۶۴ | ۵/۹۱ | |
| Tb | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۴ | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | bdl | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ | ۰/۱۹ | ۰/۱۴ | ۰/۱۳ | ۰/۰۵ | ۰/۹۶ | ۱ | |
| Dy | ۰/۱۷ | ۰/۱۵ | ۰/۰۸ | ۰/۱۳ | ۰/۲۳ | ۰/۰۸ | ۰/۱۹ | ۰/۱۴ | ۰/۱۴ | ۰/۰۷ | ۰/۱۲ | ۰/۰۶ | ۰/۱۳ | ۰/۱۴ | ۰/۸۸ | ۰/۶۶ | ۰/۶۸ | ۰/۲۵ | ۵/۱۴ | ۵/۴۴ | |
| Ho | ۰/۰۳ | bdl | bdl | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۰۴ | ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | bdl | ۰/۰۴ | bdl | ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۱۲ | ۰/۱۱ | ۰/۱۲ | ۰/۰۶ | ۱/۰۳ | ۱/۱۱ | |
| Er | ۰/۰۵ | ۰/۰۴ | ۰/۰۳ | bdl | ۰/۱۱ | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ | ۰/۰۸ | ۰/۰۵ | bdl | ۰/۱ | bdl | ۰/۰۳ | ۰/۰۹ | ۰/۲۳ | ۰/۱۸ | ۰/۲۹ | ۰/۱۹ | ۳/۰۸ | ۳/۱۳ | |
| Tm | ۰/۰۱ | bdl | bdl | bdl | ۰/۰۱ | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ | ۰/۰۵ | ۰/۰۲ | ۰/۴۷ | ۰/۴۶ | |
| Yb | bdl | ۰/۰۷ | ۰/۰۵ | bdl | bdl | bdl | ۰/۰۷ | ۰/۰۷ | bdl | bdl | ۰/۰۸ | ۰/۰۷ | ۰/۰۹ | ۰/۰۶ | ۰/۱۴ | ۰/۰۸ | ۰/۲۷ | ۰/۱۵ | ۳/۱۰ | ۳/۰۸ | |
| Lu | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | ۰/۰۱ | bdl | ۰/۰۴ | ۰/۰۲ | ۰/۴۶ | ۰/۴۶ | |
| ΣREE | ۱۲/۴۱ | ۳/۴۱ | ۲/۱۸ | ۲/۳۲ | ۵/۸۶ | ۱/۹۱ | ۶/۰۹ | ۴/۴۸ | ۲/۸۸ | ۴/۳۳ | ۶/۴ | ۲/۸۶ | ۷/۹۶ | ۷/۵۴ | ۳۴/۸۹ | ۲۶/۹۶ | ۵۱/۱۱ | ۱۱/۲۷ | ۲۱۲/۹۶ | ۲۱۵/۳۲ | |
| Y/Ho | ۸۰ | - | - | ۱۱۵ | ۱۳۳/۳ | ۵۳/۳ | ۱۰۰ | ۹۰ | ۷۳/۳ | - | ۱۰۰ | - | ۱۱۰ | ۹۶/۶ | ۸۳/۳ | ۷۹ | ۳۰/۸ | ۴۰ | ۲۶/۶ | ۲۵/۴ | |
| Ce/Yb | - | ۱۸/۵ | ۱۲ | - | - | - | ۳۲/۸ | ۲۰ | - | - | ۲۸/۷ | ۱۵/۷ | ۳۵/۵ | ۴۶/۶ | ۹۵/۷ | ۱۳۳/۷ | ۲۹/۲ | ۲۹/۳ | ۳۲ | ۳۲/۴ | |
| Ce/Ce* | ۰/۹۷ | ۰/۸۶ | ۰/۶۸ | ۰/۶۴ | ۰/۷۱ | ۰/۶۶ | ۰/۷۸ | ۰/۷۱ | ۰/۸۵ | ۰/۸۸ | ۰/۸۱ | ۰/۸۸ | ۰/۸۱ | ۰/۷۳ | ۰/۹۵ | ۰/۹۹ | ۱/۰۲ | ۰/۸۸ | ۱/۲ | ۱/۲ | |
| Eu/Eu* | ۰/۸۲ | ۰/۹۸ | ۱/۴۴ | ۰/۶۹ | ۰/۸۸ | - | ۰/۳۲ | ۰/۷۷ | ۰/۹۵ | ۱/۴۴ | ۰/۹۳ | ۰/۵۸ | ۱/۰۶ | ۱/۰۶ | ۱/۱۹ | ۱/۱۸ | ۰/۸۷ | ۱/۲۹ | ۰/۶۶ | ۰/۶۶ | |
| Yb/La | - | ۰/۰۷ | ۰/۱ | - | - | - | ۰/۰۳ | ۰/۰۵ | - | - | ۰/۰۴ | ۰/۰۷ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ | ۰/۰۶ | ۰/۰۵ | ۰/۰۷ | ۰/۰۷ | |
| (La/Yb) _n | - | ۹/۷۵ | ۷ | - | - | - | ۱۸/۵۴ | ۱۲/۶۹ | - | - | ۱۶/۹۷ | ۸/۷۸ | ۲۱ | ۳۱/۰۷ | ۳۲/۲۵ | ۳۹/۷۳ | ۹/۶۸ | ۱۲/۷۱ | ۸/۹ | ۹/۰۶ | |
| (Tb/Yb) _n | - | ۱/۲۷ | ۱/۸۲ | - | - | - | ۱/۹ | ۱/۹ | - | - | ۱/۱ | - | ۰/۹۷ | ۲/۲۵ | ۶/۰۶ | ۷/۷۶ | ۲/۱۲ | ۱/۴۷ | ۱/۳۶ | ۱/۴۳ | |

می باشد (Möller et al., 1976; Hill et al., 2000; Ekambaram et al., 1986; Constantopoulos, 1988). این نتیجه به نوبه ی خود بیانگر آن است که ته نشست فلوریت در کانسار بزیجان در مدت زمان طولانی رخ نداده است (Hill et al., 2000).



شکل ۴. نمودار Tb/Ca در مقابل Tb/La در فلوریت های کانسار بزیجان. روند تبلور اولیه^۱ نشان دهنده ی روند تبلور فلوریت های اولیه از سیال هیدروترمالی است، روند تحرک مجدد^۱ نشان دهنده ی تحرک مجدد فلوریت های اولیه می باشد (Möller et al., 1976; Möller and Morteani, 1983).



شکل ۵. نسبت های Y/Ho در فلوریت های کانسار بزیجان و برخی مواد زمین شناسی دیگر. C1، کندریت؛ PAAS، شیل استرالیایی پس از آرکنن (با تغییر از Bau and Dulski, 1995).

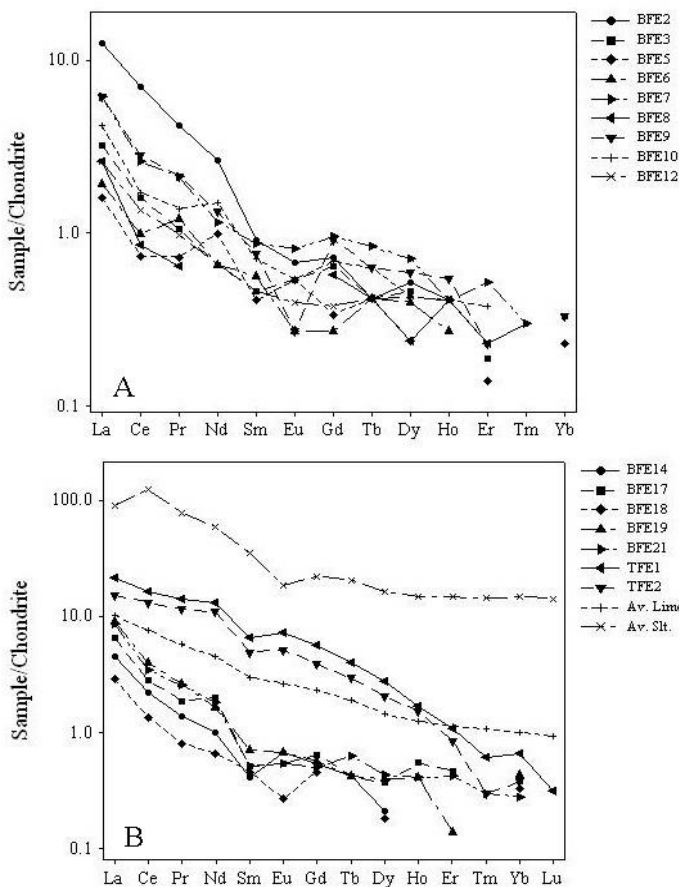
در نمودار شکل ۴ همه ی نمونه های فلوریت مطالعه شده در محدوده ی هیدروترمالی قرار گرفته و نشان می دهند که کانسار فلوریت بزیجان دارای منشأ هیدروترمالی است. در این نمودار، نمونه های فلوریت در امتداد هر دو روند تبلور اولیه و تحرک مجدد توزیع می شوند. این نحوه ی توزیع نشان می دهد که نمونه های مطالعه شده شامل هر دو نوع فلوریت تبلور یافته ی اولیه و فلوریت تحرک مجدد یافته است.

شکل ۵ نسبت ایتريوم^{۱۴} به هولمیوم^{۱۵} (Y/Ho) در فلوریت های هیدروترمالی و برخی مواد زمین شناسی دیگر را نشان می دهد. همان گونه که در این شکل دیده می شود، نسبت Y/Ho در نمونه های فلوریت مورد مطالعه در محدوده ی این نسبت برای کانسارهای فلوریت هیدروترمالی قرار گرفته و شاهد دیگری مبنی بر منشأ هیدروترمالی کانسار بزیجان را فراهم می آورد. الگوهای REE هنجار شده به شیل استرالیایی پس از آرکنن^{۱۶} (Taylor and McLennan, 1985) برای نمونه های فلوریت در شکل ۶ نشان داده شده است. الگوهای REE هنجار شده به شیل در فلوریت های هیدروترمالی دارای یک ناهنجاری Y مثبت و قوی می باشند (Bau and Dulski, 1995). الگوهای REE در شکل ۶ یک ناهنجاری Y برجسته را به نمایش گذاشته و از این نظر نیز یک منشأ هیدروترمالی را برای فلوریت های مورد بحث به تأیید می رساند.

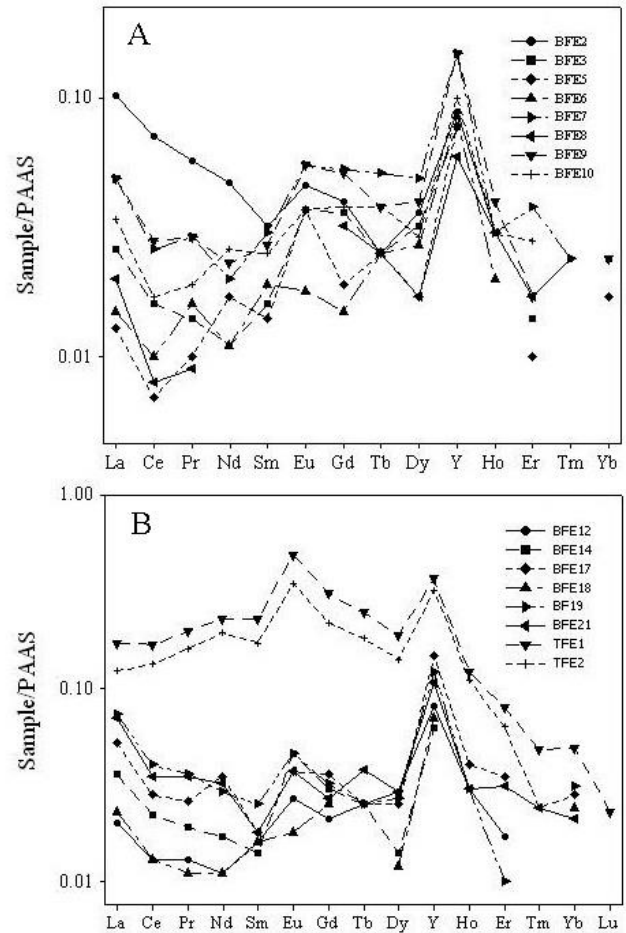
شکل ۷ الگوهای REE هنجار شده به کندریت (Boynnton, 1984) در نمونه های فلوریت و سنگ های میزبان را نشان می دهد. اگرچه الگوهای REE نمونه های فلوریت و سنگ های میزبان در جزئیات دارای تفاوت هایی می باشند، اما روندهای کلی مشابهی را به نمایش گذاشته که می تواند بیانگر همبستگی زایشی آنها باشد. ویژگی برجسته ی دیگر الگوهای REE هنجار شده به کندریت آن است که نمونه های فلوریت با سنگ میزبان آهکی (نمونه های TFE1 و TFE2)، دارای بیشترین مقدار REE می باشند و منحنی های آنها در بالای منحنی های دیگر نمونه های فلوریت و حتی منحنی میانگین سنگ آهک میزبان قرار می گیرند. هیل و همکاران (Hill et al., 2000) نیز فلوریت هایی با سنگ میزبان آهکی را یافته اند که دارای بیشترین مقدار $\sum REE$ نسبت به سایر فلوریت های با سنگ میزبان رسوبی می باشند. اگرچه این کانسارهای فلوریت در مجاورت نزدیک سنگ های آذرین نفوذی واقع بوده و محققین مذکور وجود یک ارتباط زایشی بین سنگ های آذرین و کانسارهای فلوریت را محتمل می دانند، عدم وجود سنگ های آذرین در ناحیه ی کانسار بزیجان نشان می دهد که بالا بودن مقدار $\sum REE$ در نمونه های فلوریت با میزبان سنگ آهک لزوماً در ارتباط با سنگ های آذرین مجاور آنها نیست. همان گونه که بوسیله ی نسبت های Ce/Yb (جدول ۱) و الگوهای REE هنجار شده به کندریت (شکل ۷) نشان داده می شود، مقدار عناصر نادر خاکی سبک^{۱۷} در فلوریت های مطالعه شده به طور قابل توجهی بیشتر از مقدار عناصر نادر خاکی سنگین^{۱۸} می باشد. بالاتر بودن مقدار LREE نشان دهنده ی تشکیل فلوریت در مراحل اولیه ی کانی سازی است؛ فلوریت مرحله ی تأخیری غنی از HREE

- 14- Yttrium
- 15- Holmium
- 16- Post-Archaean Australian Shale, PAAS
- 17- LREE
- 18- HREE

سیال هیدروترمالی محتمل به نظر نمی رسد، می بایست توضیح دیگری برای وجود ناهنجاری منفی در این نمونه ها ارائه شود. به دلیل احیا شدگی ترموشیمیایی Eu^{3+} به Eu^{2+} در دماهای بالا، فلوریت هیدروترمالی تنها هنگامی ناهنجاری Eu سیال هیدروترمالی را نشان می دهد که دمای تبلور زیر $200^{\circ}C$ باشد (Schwinn and Markel, 2005). در بالای این دما، اندازه ی بزرگتر یون Eu^{2+} مانع از جانشینی آن به جای Ca^{2+} در شبکه ی فلوریت شده و این کانی یک ناهنجاری Eu منفی را نشان خواهد داد (Bau, 1991; Möller, 1998; Möller and Holzbecher, 1998). بنابراین، نمونه های فلوریت دارای ناهنجاری Eu مثبت باید در دماهای زیر $200^{\circ}C$ تبلور یافته باشند. به طور مشابه، وجود ناهنجاری منفی در برخی از نمونه ها می تواند ناشی از تشکیل فلوریت در دماهای بیشتر از $200^{\circ}C$ باشد. دماهای همگن شدگی سیالات درگیر در فلوریت، محدوده ی دمایی $103^{\circ}C$ تا $295^{\circ}C$ را نشان داده است (احیاء، ۱۳۸۸) که با وجود ناهنجاری های مثبت و منفی Eu در نمونه های فلوریت سازگار است.



شکل ۷. الگوهای REE هنجار شده به کندریت (Boynton, 1984) در نمونه های فلوریت و سنگ های میزبان کانسار بزیجان. Av. Lime، میانگین سنگ آهک؛ Av. Slt، میانگین اسلیت.



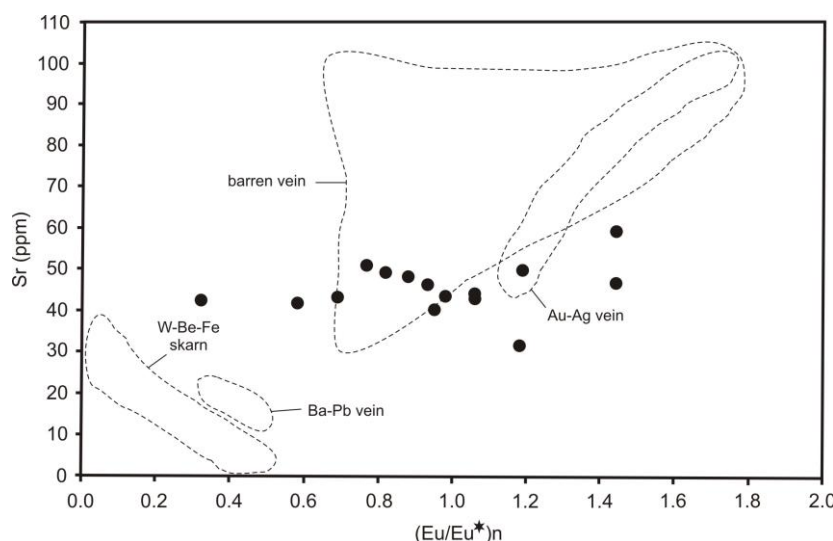
شکل ۶. الگوهای REE هنجار شده به شیل استرالیایی پس از آرکنن (Taylor and McLennan, 1985) در نمونه های فلوریت کانسار بزیجان. به ناهنجاری قوی Y که ویژه ی فلوریت های هیدروترمالی است (Bau and Dulski, 1995)، توجه شود.

نسبت های $(Ce/Ce^* = Ce_N / \sqrt{La_N * Pr_N})$ و $(Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{Sm_N * Gd_N})$ که نشان دهنده ی بزرگی ناهنجاری های Ce و Eu می باشند، در جدول ۱ آورده شده است. ناهنجاری های Ce و Eu می توانند شاخص های مفیدی برای تفسیر فوگاسیته ی اکسیژن و هم چنین دمای سیال باشند (Constantopolous, 1988; Palmer and Williams-Jones, 1996; Williams-Jones et al., 2000). همه ی نمونه های فلوریت دارای ناهنجاری Ce منفی می باشند. این ناهنجاری های Ce منفی بیانگر فوگاسیته ی اکسیژن بالا در منبع سیالات هیدروترمالی بوده که باعث اکسیداسیون Ce^{3+} و عدم تحرک Ce^{4+} شده است (Constantopolous, 1988). تعداد ۶ عدد از نمونه های فلوریت دارای ناهنجاری Eu مثبت هستند. این ناهنجاری Eu مثبت نیز بیانگر بالا بودن فوگاسیته ی اکسیژن در سیال هیدروترمالی است (Constantopolous, 1988). از طرف دیگر، تعداد ۹ عدد از نمونه ها ناهنجاری Eu منفی داشته که نشان دهنده ی پایین بودن فوگاسیته ی اکسیژن در سیال می باشد (Constantopolous, 1988). از آنجا که وجود تفاوت های اساسی در Eh

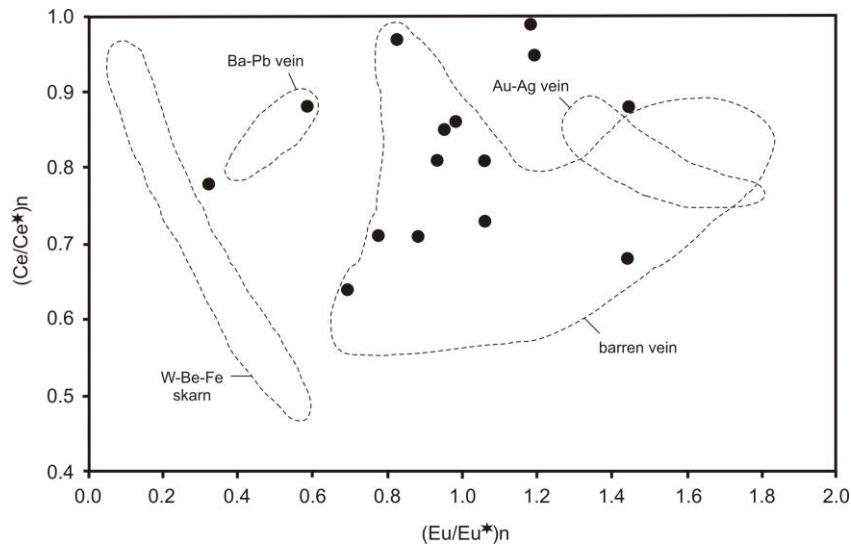
1988) واقع شده و یک نمونه نیز در محدوده ی هیچ یک از کانسارهای آورده شده در شکل ۱۱ قرار نمی گیرد. اگر چه ناهنجاری مثبت Eu نشانه ای از کانی سازی فلزات قیمتی تفسیر شده است (Constantopolous, 1988; Sasmaz et al., 2005b)، عدم همپوشانی موقعیت نمونه های فلوریت در شکل های ۸ تا ۱۱ با محدوده ی نشان داده شده بوسیله ی رگه های فلوریت حاوی کانی سازی طلا و نقره، بیانگر آن است که این تفسیر در همه ی موارد صادق نمی باشد.

منبع تأمین کننده ی فلورور (F) برای کانی سازی فلوریت به طور دقیق مشخص نیست. مقدار میانگین F در اسلیت و سنگ آهک میزبان فلوریت در کانسار بزیمان به ترتیب ۳۱۰۰ ppm و ۲۰۰۰ ppm است. مقدار F در سنگ های میزبان رگه های فلوریت به ویژه در اسلیت، چندین برابر میانگین پوسته ای آن (۶۲۵ ppm) است و از اینرو بسیار محتمل است که F از این سنگ ها منشأ گرفته باشد. شباهت روند کلی الگوهای REE فلوریت و سنگ های میزبان (غنی بودن از LREE نسبت به HREE) در شکل ۷ این ایده را تقویت می کند. مقدار $\sum REE$ نمونه های فلوریت کمتر از این مقدار در اسلیت است، زیرا تحرک REE کم است. فلورور تحرک بیشتری نسبت به REE دارد و بنابراین احتمالاً با راحتی بیشتری بوسیله ی محلول های هیدروترمالی از اسلیت شسته شده و سپس به صورت رگه ای در شکاف های اسلیت یا به صورت جانشینی در سنگ های آهکی ته نشست گردیده است (Sasmaz et al., 2005a). از آنجا که توده های آذرین در منطقه دیده نمی شود، ارتباط مستقیم بین فعالیت های آذرین و ایجاد سیالات هیدروترمالی قابل تأیید نیست. لیکن احتمال دارد توده های پنهان که برونزد ندارند منشأ سیالات هیدروترمالی باشند. از طرف دیگر سنگ های منطقه تا حد اسلیت و فیلیت دگرگون شده اند. با توجه به این که فلوریت های معدن بزیمان در دمای حدود ۲۰۰ °C تشکیل شده اند، می توان منشأ سیالات را حاصل دگرگونی ناحیه ای دانسته و آنها را به صورت سیالات هیدروترمالی دگرگونی در نظر گرفت.

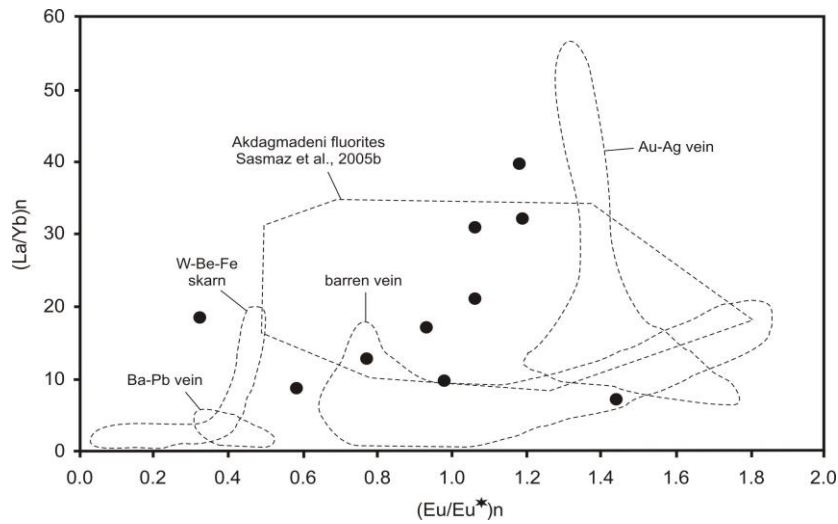
نمودار Sr در مقابل ناهنجاری های $(Eu/Eu^*)_n$ از جمله نمودارهایی است که بوسیله ی اپینگر و کلاس (Eppinger and Closs, 1990) به منظور تشخیص انواع کانسارهای هیدروترمالی حاوی فلوریت از یکدیگر در نیومکزیکو مورد استفاده قرار گرفته است. در این نمودار (شکل ۸) برخی از نمونه های فلوریت مطالعه شده با رگه های فلوریت تهی از کانی سازی فلزات قیمتی همپوشانی نشان داده و برخی از نمونه ها با هیچ یک از کانسارهای حاوی فلوریت همپوشانی نشان نمی دهند. تنها یک نمونه از فلوریت های مورد مطالعه با رگه های فلوریت حاوی طلا و نقره همپوشانی دارد. نمودار شکل ۸ به طور کلی بیانگر پتانسیل بسیار پایین فلوریت های مطالعه شده برای اکتشاف فلزات قیمتی و یا هر نوع کانی سازی دیگر است. شکل ۹ ناهنجاری های $(Eu/Eu^*)_n$ در مقابل ناهنجاری های $(Ce/Ce^*)_n$ را نشان می دهد. بیشتر نمونه ها در این شکل نیز در محدوده ی رگه های تهی از هر نوع کانی سازی واقع می شوند. یک نمونه از فلوریت های مطالعه شده در محدوده ی رگه های حاوی Ba و Pb قرار گرفته و سایر نمونه ها با هیچ یک از انواع کانسارهای هیدروترمالی همپوشانی نشان نمی دهند. این نمودار نیز نشان می دهد که فلوریت های مورد مطالعه فاقد هر نوع کانی سازی دیگر است. در نمودار $(La/Yb)_n$ در مقابل $(Eu/Eu^*)_n$ برای فلوریت های مطالعه شده (شکل ۱۰)، دو نمونه از فلوریت ها در محدوده ی رگه های تهی از کانی سازی قرار گرفته و برخی از آنها با هیچ یک از انواع دیگر همپوشانی نشان نمی دهند. در این نمودار، تعدادی از فلوریت های مورد مطالعه با محدوده ی نشان داده شده بوسیله ی فلوریت های آک داگ مادنی در ترکیه (Sasmaz et al., 2005b) همپوشانی دارد. نسبت های $(La/Yb)_n$ در مقابل $(Tb/Yb)_n$ در شکل ۱۱ آورده شده است. در این شکل نمونه های فلوریت بیشترین همپوشانی را با فلوریت های آک داگ مادنی در ترکیه (Sasmaz et al., 2005b) و فلوریت های مطالعه شده بوسیله ی هیل و همکاران (Hill et al., 2000) در نیو مکزیکو نشان می دهند. یک نمونه از فلوریت های مطالعه شده در محدوده ی فلوریت های حاوی طلا و نقره در حوزه ی کلراید در نیو مکزیکو (Eppinger,



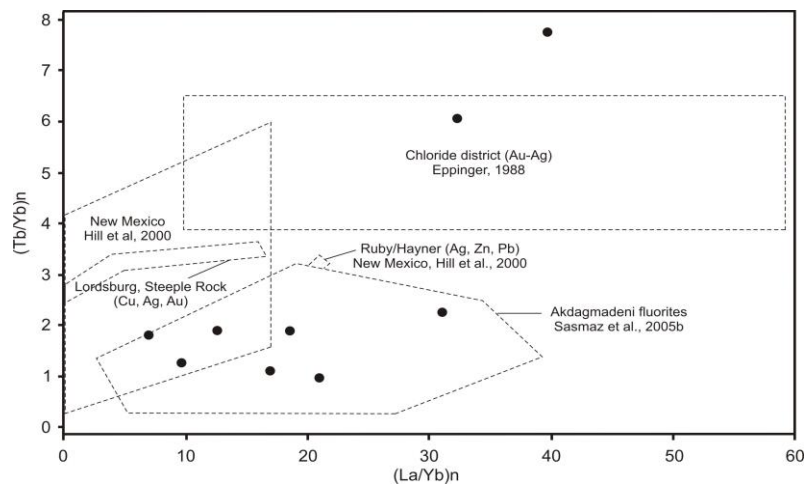
شکل ۸. توزیع نمونه های فلوریت در نمودار $(Eu/Eu^*)_n$ در مقابل Sr و مقایسه با کانسارهای هیدروترمالی حاوی فلوریت در نیو مکزیکو (Eppinger and Closs, 1990).



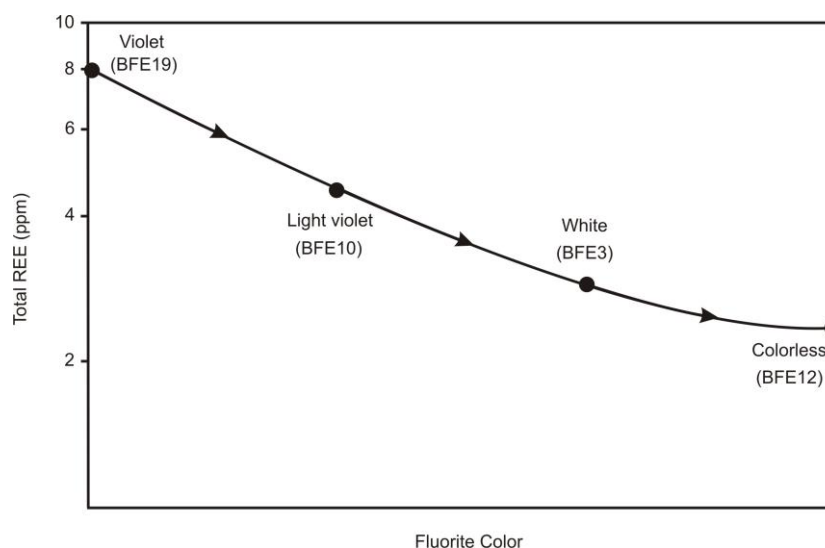
شکل ۹. توزیع نمونه های فلوریت در نمودار $(Eu/Eu^*)_n$ در مقابل $(Ce/Ce^*)_n$ و مقایسه با کانسارهای هیدروترمالی حاوی فلوریت در نیو مکزیکو (Eppinger and Closs, 1990).



شکل ۱۰. توزیع نمونه های فلوریت در نمودار $(Eu/Eu^*)_n$ در مقابل $(La/Yb)_n$ و مقایسه با کانسارهای هیدروترمالی حاوی فلوریت در نیو مکزیکو (Eppinger and Closs, 1990)، و فلوریت های آک داگ مادنی در ترکیه (Sasmaz et al., 2005b).



شکل ۱۱. توزیع نمونه های فلوریت در نمودار $(La/Yb)_n$ در مقابل $(Tb/Yb)_n$ و مقایسه با کانسارهای هیدروترمالی حاوی فلوریت در نیو مکزیکو (Eppinger and Closs, 1990)، و فلوریت های آک داگ مادنی در ترکیه (Sasmaz et al., 2005b).



شکل ۱۲. تغییرات مقدار کل REE در فلوریت های بنفش تا بی رنگ در کانسار بزیجان.

کم بوده و بیشترین مقدار در فلوریت های دارای میزبان سنگ اهنک یافت گردید. نسبت های Tb/Ca و Y/Ho و هم چنین ناهنجاری Y مثبت و برجسته در نمونه های فلوریت، یک منشأ هیدروترمالی را برای آنها به اثبات می رساند. فلوریت های مورد مطالعه غنی شدگی در LREE را به نمایش گذاشته که بیانگر ته نشست آنها در مراحل اولیه ی کانی سازی است. نسبت های Ce/Ce^* ناهنجاری های Ce منفی را نشان می دهند که شاخصی از بالا بودن فوگاسیته ی اکسیژن در سیال کانی ساز است. نسبت های Eu/Eu^* هر دو ناهنجاری های مثبت و منفی را نشان می دهند. این ناهنجاری های Eu متضاد ناشی از تبلور فلوریت در دماهای پایین تر و بالاتر از $200^{\circ}C$ است. گر چه منبع نهایی تأمین کننده ی فلوریت به خوبی شناخته نشد، اما مقادیر زیاد فلوریت در سنگ های میزبان (به ویژه اسلیت ها) و تشابه روند های کلی الگوهای REE هنجار شده با کندریت در نمونه های فلوریت و سنگ های میزبان، نشان می دهند که احتمالاً فلوریت بوسیله ی سیالات هیدروترمالی از سنگ های میزبان شسته شده است. از نقطه نظر ژئوشیمی REE، مقایسه ی فلوریت های بزیجان با کانسارهای دیگر نشان می دهد که فلوریت های مورد مطالعه مشابه رگه های حاوی فلوریت و بدون کانی سازی فلزات قیمتی در نیومکزیکو و فلوریت های آک داگ مدانی در ترکیه می باشند، و این که کانسار فلوریت بزیجان پتانسیل بسیار پایینی برای اکتشاف کانی سازی فلزات قیمتی دارد.

قدردانی

این پژوهش از پشتیبانی مالی حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد بهبهان برخوردار بوده است. مولف صمیمانه از پرسنل گروه صنعتی و معدنی پودر سازان به خاطر تأمین تسهیلات در حین مطالعات صحرایی سپاسگزاری می نماید. از داوران محترم مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته که با نظرات سازنده خود باعث ارتقاء کیفیت مقاله شدند، قدردانی می شود.

رنگ نمونه های فلوریت تجزیه شده شامل بی رنگ، سفید، بنفش کم رنگ و بنفش می باشد. تغییر رنگ فلوریت ممکن است در ارتباط با مقدار عناصر جزئی در آن باشد. اشنایدر و همکاران (Schneider et al., 1975) تلاش کردند که رنگ های مختلف فلوریت را به مقدار عناصر جزئی و عناصر نادر خاکی در آن ارتباط دهند. مقدار $\sum REE$ فلوریت های بزیجان با رنگ مختلف یک روند تهی شدگی را از بنفش تا بی رنگ نشان می دهد (شکل ۱۲). ساسماز و یاووز (Sasmaz and Yavuz, 2007) نیز روند مشابهی را در فلوریت های سیاه تا بنفش خیلی روشن در ترکیه گزارش نموده اند. با این وجود، ارتباط آشکاری بین رنگ فلوریت و مقدار یک عنصر جزئی خاص در آن مشاهده نشد. پالمر و ویلیامز-جونز (Palmer and Williams-Jones, 1996) گزارش کرده اند که فلوریت های زرد و بی رنگ دارای نسبت Yb/La بیشتری نسبت به فلوریت های آبی و بنفش می باشند. ساسماز و یاووز (Sasmaz and Yavuz, 2007) نیز همین روند را در فلوریت های سیاه تا بنفش خیلی روشن مشاهده کرده اند. روند افزایشی مشابهی نیز در نسبت Yb/La از فلوریت های بنفش تا بی رنگ در کانسار بزیجان مشاهده شد.

نتیجه گیری

سنگ های میزبان کانی سازی فلوریت در کانسار بزیجان اسلیت ها و فیلیت های سازند شمشک به سن ژوراسیک زیرین و هم چنین به مقدار بسیار کمتر سنگ های آهکی تریاس است. کانی سازی به صورت رگه های دارای روند شرقی- غربی و تقریباً قائم که شیبستویته ی اسلیت ها و فیلیت ها را قطع می کنند، و نیز به صورت جانیشینی در سنگ های آهکی رخ می دهد. مهم ترین کانی های سازنده ی رگه ها فلوریت، کوارتز، کلسیت و اکسیدهای آهن است. کانی های فرعی شامل گالن، پیریت، اکسیدهای منگنز و ملاکیت می باشد. نحوه ی کانی سازی و ارتباط آن با سنگ های میزبان نشان می دهد که کانی سازی فلوریت دارای منشأ غیر همزاد است. مقادیر REE در کانی فلوریت بسیار

منابع

- احیاء، ف، ۱۳۸۸، مطالعات ژئوشیمیایی و سیالات درگیر در کانسار فلوریت بزیجان، استان مرکزی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد بهبهان، طرح پژوهشی.
- شیخ الاسلامی، م ر (تلفیق کننده)، ۱۳۸۴، نقشه ی زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ محلات، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Bau M (1991) Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chem Geol* 93: 219–230.
- Bau M, Dulski P (1995) Comparative study of yttrium and rare-earth element behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids. *Contrib Mineral Petrol* 119: 213–223.
- Boynton WV (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P (ed) REE geochemistry, Elsevier, Amsterdam, pp 63–114.
- Constantopoulos J (1988) Fluid inclusions and rare earth element geochemistry of fluorite from south-central Idaho. *Econ Geol* 83: 626–636.
- Ekambaram V, Brookins DG, Rosenberg PE, Emanuel KM (1986) REE geochemistry of fluorite-carbonate deposits in Western Montana, USA. *Chem Geol* 54: 319–331.
- Eppinger RG (1988) Trace and REE variation in fluorites collected from skarn and epithermal mineral deposits in the Sierra Cuchillo area, south-central New Mexico. *U. S. Geol. Surv. Open-File Rep.* of 88–0566, 108 p.
- Eppinger RG, Closs LG (1990) Variation of trace elements and rare earth elements in fluorite: A possible tool for exploration. *Econ Geol* 85: 1896–1907.
- Ghasemi A, Talbot CJ (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26: 683–693.
- Hill GT, Andrew RC, Philip RK (2000) Geochemistry of southwestern New Mexico fluorite occurrences: implications for precious metals exploration in fluorite-bearing systems. *Jour of Geochem Expl* 68: 1–20.
- Möller P (1998) Europium anomalies in hydrothermal minerals: kinetic versus thermodynamic interpretation. *Proceedings of the Ninth Quadrennial IAGOD Symposium*. Schweizerbart, Stuttgart, pp. 239–246.
- Möller P, Holzbecher E (1998) Eu anomalies in hydrothermal fluids and minerals: A combined thermochemical and dynamic phenomenon. *Freib. Forsch. hefte* 475, 73–84.
- Möller P, Morteani G (1983) On the chemical fractionation of REE during the formation of Ca-minerals and its application to problems of the genesis of ore deposits. In: Augustithis S (ed) *The significance of trace elements in solving petro-genetic problems*. Athens, pp 747–791.
- Möller P, Parekh PP, Schneider, HJ (1976) The application of Tb/Ca-Tb/La abundance ratios to problems of fluorspar genesis. *Miner Deposita* 11: 111–116.
- Palmer DAS, Williams-Jones AE (1996) Genesis of the carbonate-hosted fluorite deposit at Amba Dongar, India: evidence from fluid inclusions, stable isotopes and whole rock-mineral geochemistry. *Econ Geol* 91: 934–950.
- Ronchi LH, Tauray JC, Michard A, Dardenne MA (1993) The Ribeira fluorite district, Southern Brazil: geological and geochemical (REE, Sm-Nd isotopes) characteristics. *Miner Deposita* 28, 240–252.
- Sasmaz A, Önal A, Sagioglu A, Önal M, Akgul B (2005a) Origin and nature of the mineralizing fluids of thrust zone fluorites in Celikhan (Adiyaman, Eastern Turkey): A geochemical approach. *Geochem Journal* 39: 131–139.
- Sasmaz A, Yavuz F, Sagioglu A, Akgul B (2005b) Geochemical patterns of the Akdagmadeni (Yozgat, Central Turkey) fluorite deposits and implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 24, 469–479.
- Sasmaz A, Yavuz F (2007) REE geochemistry and fluid-inclusion studies of fluorite deposits from the Yaylagozu area (Yildizeli-Sivas) in Central Turkey. *N. Jb. Miner. Abh.* 183: 215–226.
- Schneider HJ, Möller P, Parekh PP (1975) Rare earth element distribution in fluorites and carbonate sediments of the East-Alpine Mid-Triassic sequences in the Nördliche Kalkalpen. *Miner Deposita* 10: 330–344.
- Schwinn G, Markl G (2005) REE systematics in hydrothermal fluorite. *Chem Geol* 216: 225–248.

- Sengör AMC (1990) A new model for the Late Paleozoic–Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. In: Robertson AHF, Searle MP, Ries AC (Eds) *The Geology and Tectonics of the Oman region*. Geological Society, London, Special Publication 49, pp 797–831.
- Taylor SR, McLennan SM (1985) *The continental crust: Its composition and evolution*. Oxford, Blackwell Scientific, 32p.
- Williams–Jones AE, Samson IM, Olivo GR (2000) The genesis of hydrothermal fluorite–REE deposits in the Gallinas Mountains, New Mexico. *Econ Geol* 95: 327–342.