

بررسی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی سیال کانه‌دار در رخداد‌های سلسیت کمرند چین خورده-تراستی زاگرس؛ با استفاده از مطالعات ریزدماسنجی

مدینه ساعد^۱، علیرضا زراسوندی^{۱*} و اکبر حیدری^۲

۱. دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
۳. استادیار گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۱۰/۱۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۱/۲۱

چکیده

رخداد‌های سلسیت با گستره زمانی به سن الیگوسن-میوسن، در سازندهای کربناتی-تبخیری آسماری و گچساران، کمرند چین خورده-تراستی زاگرس گسترش یافته‌اند. هدف از این پژوهش مطالعه‌ی سیالات درگیر در چهار مورد از ذخایر سلسیت (ترتاب، تارک، لیکک و بابا محمد)، به منظور بررسی ماهیت سیال کانه‌ساز در این ذخایر می‌باشد. ساخت‌های ژئودی و رگه‌ای، به صورت پرکننده فضای خالی و بافت‌های جانیشینی، موزاییکی و رگه‌ای در زمینه‌ی کربناتی در این رخدادها به وفور مشاهده شد. همچنین کانی‌های سلسیت، کلسیت، ژپیس، انیدریت کانی‌های اصلی این ذخایر را تشکیل می‌دهند. براساس مطالعات پتروگرافی، پنج گروه سیال درگیر شناسایی شد که عبارتند از: تک فازی مایع (L)، تک فازی بخار (V)، دو فازی غنی از مایع (LV)، دو فازی غنی از بخار (VL) و سیالات درگیر چند فازی (LVS). داده‌های ریزدماسنجی دمای همگن شدن ۱۳۴/۳-۲۹۷/۸ درجه سانتی‌گراد، و شوری ۲/۵-۱۸/۱۷ درصد وزنی نمک طعام را برای شکل‌گیری این سلسیت‌ها نشان می‌دهد. طبق داده‌های حاصل از ریزدماسنجی می‌توان چنین بیان کرد که شکل‌گیری سلسیت در نتیجه‌ی واکنش‌های سنگ‌های گستره می‌باشد. همچنین عملکرد فعالیت‌های تکتونیکی در این مناطق همچون بالآمدگی که موجب تغییرات حوضه رسوب‌گذاری شده و دیاژنز لایه‌ها، سبب انحلال کانی‌های موجود در این حوضه، از جمله مواردی است که منجر به آزاد شدن عنصر استرانسیوم در سیال مسئول کانه‌زایی شده است. این فرآیند به‌طور کلی توسط دو سیال با منشأ جوی و شورابه‌ای در مراحل مختلف کانه‌زایی صورت می‌گیرد و موجب جانیشینی آن به‌جای انیدریت در درجه حرارت به نسبت بالا و بخصوص در طی مراحل دیاژنز تاخیری و اپی‌ژنتیک گردیده است.

واژه‌های کلیدی: اپی‌ژنتیک، ریزدماسنجی، سلسیت، سیال درگیر، کمرند چین خورده-تراستی زاگرس.

مقدمه

سلسیت (SrSO_4) از مهم‌ترین منابع حاوی این عنصر در جهان محسوب می‌شوند (Souissi et al., 2013; Ehya et al., 2007; MacMillan et al., 1994). در این بین ذخایر سلسیت از منظر جایگاه زمین‌شناسی در محیط‌های

عنصر استرانسیوم پانزدهمین عنصر در پوسته‌ی زمین می‌باشد و کانی‌هایی همانند استرونیانیت (SrCO_3) و

* نویسنده مرتبط: zarasvandi_a@scu.ac.ir

مشهود و حائز اهمیت می‌باشد. در این مناطق آب‌ها در ضمن عبور از سازندهای سولفاتی (ژئوپسی یا انیدریتی) استرانسیوم خود را به صورت سلسیت ته‌نشین می‌کنند (Vinogradov, 1956). موارد ذکر شده نشان می‌دهد، این عنصر در تفسیر، چگونگی تکامل حوضه‌های رسوبی و نقش سیالات در شکل‌گیری این ذخایر بسیار مفید می‌باشد. کشور ایران نیز از جمله مناطق دارای ذخایر سلسیت می‌باشد. بیشتر این ذخایر در سنگ‌های کربناتی-تبخیری سنوزوئیک و در کمرندهای ساختاری ایران مرکزی به سن الیگوسن، البرز مرکزی به سن ائوسن و زاگرس الیگوسن-میوسن به وفور قابل مشاهده است. مناطق مورد مطالعه در این پژوهش نیز در کمرند چین خورده-تراستی زاگرس و در سازندهای آسماری و گچساران واقع در جنوب غرب ایران قرار دارند. در این کمرند، سازندهای آسماری به سن الیگوسن-میوسن و گچساران با سن اوایل میوسن به عنوان میزبان اصلی برای کانه زایی سلسیت در نظر می‌گیرند (Pourkaseb et al., 2017). از جمله رخدادهای سلسیت مورد بررسی در این مطالعه شامل: ذخایر ترتاب، تارک، لیکک و بابا محمد می‌باشد (جدول ۱). هدف از مطالعه حاضر بررسی منشأ و ماهیت سیال کانسنگ‌ساز، شناسایی فازهای مهم و عوامل موثر در آن از طریق مطالعات کانی‌شناسی، بافت، ساخت و پتروگرافی سیالات درگیر و در نهایت استفاده از داده‌های ریزدماسنجی برای بررسی نحوه شکل‌گیری ذخایر سلسیت می‌باشد.

زمین‌شناسی

رخدادهای سلسیت از بارزترین و مهم‌ترین ذخایر استرانسیوم در جهان به شمار می‌آیند که بیشتر این نهشته‌ها دارای تشابهات زمین‌شناسی بسیاری می‌باشند. براساس مطالعات (Hanor, 2004) این ذخایر در رخساره‌های مشخصی از توالی‌های تبخیری همراه با آهک و ژئوپس در بازه‌ی زمانی سیلورین تا کواترنری قابل رویت می‌باشد. از طرفی بسیاری از ذخایر شناخته شده سلسیت در ارتباط نزدیک با حوضه‌های شکل‌گرفته در اثر فرآیندهای کوهزایی می‌باشند و این امر گویای ارتباط بین توسعه و شکل‌گیری

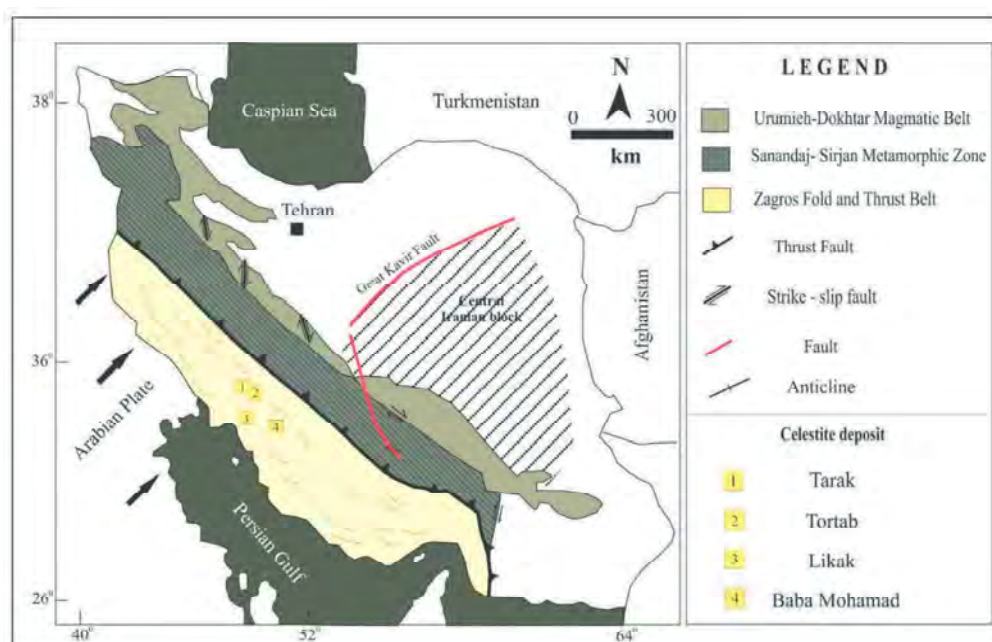
متنوعی از جمله آذرین، گرمایی و نهشته‌های رسوبی یافت می‌شود. براساس مطالعات صورت گرفته بیشتر ذخایر این عنصر در محیط‌های رسوبی گزارش شده‌اند (Hanor, 2004). همچنین با بررسی و مطالعه‌ی رسوبات سلسیت در سرتاسر جهان مشخص شد. بیشترین میزان استرانسیوم محیط‌های رسوبی، اغلب در سنگ‌های سولفاتی-تبخیری، سنگ‌های کربناتی و انیدریت‌ها یافت می‌شود (Brodtkorb et al., 1982). منبع اصلی تامین استرانسیوم در این حوضه‌های رسوب‌گذاری را می‌توان از وفور این عنصر در آب دریا‌های آزاد، که طی دوران طولانی زمین‌شناسی در آن متمرکز شده، دانست. نکته‌ی قابل توجه آن است که با وجود این که استرانسیوم آب دریاها بسیار بیشتر از آب رودخانه‌هاست ولی مقدار آن از سطح اشباع خیلی پائین تر است. ته‌نشست این عنصر در این حوضه‌ها بر اثر فرآیندهایی مهمی همچون رسوب‌گذاری شیمیایی، بیوژنیک و جذب سطحی صورت می‌گیرد (Hanor, 2004; Brodtkorb et al., 1989). در حال حاضر نظرات متعددی مبنی بر نحوه و منشأ شکل‌گیری سلسیت مطرح شده است، ولی تاکنون نظریه قطعی و دقیقی در این زمینه ارائه نشده است. همچنین برخی از پژوهشگرها بر این باورند که کانه زایی سلسیت را نمی‌توان در نتیجه‌ی یک ته‌نشست ساده و اولیه دانست، بلکه این فرآیند هم‌زمان با فرآیندهایی همچون دیاژنز سنگ‌های رسوبی (دیاژنتیک) یا به صورت اپی‌ژنتیک و به شکل‌های لایه‌ای، عدسی یا کنکرسونی جایگزین شده است (Hanor, 2004; Vlasov, 1960). براساس مطالعات انجام شده در ذخایر اپی‌ژنتیک بعد از فرآیند سنگ‌شدگی رسوبات، استرانسیوم موجود در سازندها توسط آب‌های زیرزمینی شسته شده و در جای دیگر رسوب می‌کند. استرانسیوم در این ذخایر علاوه بر سنگ میزبان در لایه‌های بالاتر و پایین‌تر نیز رسوب می‌کند (Baker and Bloomer, 1988). همچنین مقدار استرانسیوم در آب‌های جوی نیز متفاوت است و مقدار متوسط این عنصر به یون کلر وابسته می‌باشد. به این ترتیب که با افزایش مقدار یون کلر محلول، میزان استرانسیوم نیز افزایش می‌یابد. در مناطق نفت‌خیز این مسئله بسیار

جدول ۱. ویژگی‌های مهم ذخایر سلسیت مورد مطالعه در کمربند چین خورده-تراستی زاگرس

Deposit	Lithology	Formation/Age	Mineralogy	References
Tortab	Limestone with anhydrite in some parts, marl	Asmari/Oligocene-Miocene	Celestite-Calcite Dolomite	Pourkaseb et al., 2017; This Study
Tarak	Limestone with anhydrite in some parts, marl	Asmari/Oligocene-Miocene	Celestite-Calcite Dolomite and Iron oxides	This Study
Likak	Limestone, marl, and anhydrite	Gachsaran/Early Miocene	Celestite, Gypsum, Calcite	Ehya et al., 2013; This Study
Baba-Mohamad	Limestone, marl, and anhydrite	Contact Gachsaran and Mishan/Early Miocene	Celestite, Calcite, Gypsum, Aragonite and Iron oxides	رستمی پایدار و همکاران، ۱۳۹۵
Mokhdan	Red Marl	Mishan/Early-Middle Miocene	Celestite, Calcite, Gypsum, Dolomite	احیاء، ۱۳۸۰

تبخیری است و درون حوضه‌ی گسترده‌ای به پهنای چند هزار متر رسوب کرده است (آقنابتی، ۱۳۸۵). با توجه به وجود واحدهای سنگ‌شناسی متنوع و عملکرد فعالیت‌های ساختاری، چندین افق چین‌شناسی در ارتباط با کانه‌زایی این نوع از ذخایر در کمربند چین خورده-تراستی زاگرس در گستره‌ای همچون ایلام، لرستان، بهبهان، رامهرمز، یاسوج، بوشهر و نیز گنبدهای نمکی گزارش شده است. از طرفی در کمربند زاگرس افق‌های سلسیت علاوه بر گنبدهای نمکی در بخش‌های مختلفی همچون سازندهای آسماری، گچساران و میشان قابل پی‌جویی می‌باشند (Ehya, 2013 Pourkaseb et al., 2017). بدین ترتیب و با وجود پراکندگی وسیع این رخدادها و افق‌های شاخص سلسیت‌دار در کمربند چین خورده-تراستی زاگرس، این کمربند ساختاری برای این پژوهش انتخاب شد. با بررسی زمین‌شناسی و شناسایی ماده معدنی در پهنه‌ی این کمربند، در نهایت چهار مورد از ذخایر از جمله: تارک و ترتاب در سازند آسماری و لیکک و بابا محمد در سازند گچساران انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت. موقعیت ذخایر مورد مطالعه در کمربند چین خورده-تراستی زاگرس در شکل ۱ نشان داده شده است. در ادامه نقشه‌های زمین‌شناسی (شکل ۲-الف، ب و پ)، ستون چین‌شناسی (شکل ۳) و شرح مختصری از زمین‌شناسی مناطق مورد نظر در این پژوهش، آورده شده است.

حوضه‌های رسوب‌گذاری سلسیت و خواستگاه تکتونیکی می‌باشد (Brodtkorb, 1989, 1982). در ایران کمربند کوهزایی زاگرس که بخشی از سیستم کوهزایی آلپ-همیالیا را شکل می‌دهد خواستگاه این نوع از ذخایر می‌باشد. این کمربند کوهزاد، دارای طول تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر (Alavi, 1994) و در نتیجه برخورد بین صفحه عربی (قطعاتی از گندوانا) و ایران (ایران مرکزی) به وجود آمده است (Mohajjel et al., 2003). واحد ساختاری زاگرس ترکیبی از سه کمربند تکتونیکی با روند شمال غرب-جنوب شرق است که شامل: کمربند چین خورده-تراستی زاگرس در سمت جنوب غرب، کمربند سندج-سیرجان در بخش میانی و کمربند ماگمایی ارومیه-دختر در شمال غرب می‌باشد (Alavi, 2007). شاخص‌ترین ویژگی این کمربند وجود چین‌ها و رورانگی‌هایی با روند شمال غرب-جنوب شرق می‌باشد (Sepeher and Cosgrove, 2004). کمربند چین خورده-تراستی زاگرس توسط رسوباتی با ضخامت چهار تا هفت کیلومتر به سن پالئوزوئیک و مزوزوئیک و سه تا پنج کیلومتر از سنگ‌های کربناتی و سیلیسی آواری سنوزوئیک، سنگ‌های تراستی، چین خورده و غسل خورده بر روی پی‌سنگ دگرگونی پان آفریقا قرار می‌گیرد (Alavi, 2004). رسوبات این کمربند شامل مجموعه‌ی پهنای از رسوبات کم‌عمق تا عمیق دریایی است. این حوضه رسوبی دارای رسوبات متنوع دریایی، دریاچه‌ای، ساحلی و



شکل ۱. تقسیم‌بندی واحدهای اصلی کوهزایی زاگرس (با اعمال تغییرات از Alavi, 2004, 2005, Zarasvandi et al., 2008) و موقعیت ذخایر مورد مطالعه در کمربند چین‌خورده-تراستی زاگرس

سلسیت ترتاب و تارک

رخدادهای کانه‌زایی سلسیت در این ذخایر به صورت روند خطی و به صورت لایه‌نازک با ضخامت متغیر و با شیب متوسط ۶۰ درجه به سمت جنوب‌غرب، قابل مشاهده است. نکته‌ی قابل ذکر این است که رخدادهای سلسیت آسماری به دو شکل لنزهای عدسی شکل و رگه‌ای رخمنون دارند (Pourkaseb et al., 2017) (شکل ۴-ب و پ). رخمنون سلسیت این ذخایر در کربنات‌های تبخیری اوایل میوسن (بخش میانی سازند آسماری) و بین آهک توده‌ای زیرین و آهک شیلی متعلق به سازند آسماری قرار دارد (شکل ۴-ت، ث و ج). از طرفی این ذخایر تحت تأثیر کربنات دولومیتی بوردیگالیان قرار دارد. رخدادهای کانه‌زایی سلسیت در امتداد سازند آسماری که بیش از ۶۰ کیلومتر وسعت دارد، گسترش یافته است (نژاد حداد و آفتابی، ۱۳۸۹). از ویژگی‌های بارز این ذخایر، حضور سنگ میزبان کربناتی در یک حوضه رسوبی بسته با میزان شوری بالا می‌باشد. این مورد با سایر نهشته‌های سلسیت موجود در کمربند چین‌خورده زاگرس مطابقت دارد. نکته قابل توجه شکل‌گیری سلسیت در سازند آسماری می‌باشد. این سازند خواستگاه اصلی شکل‌گیری این ماده معدنی در کمربند کوهزایی زاگرس می‌باشد. از طرفی با توجه به اینکه

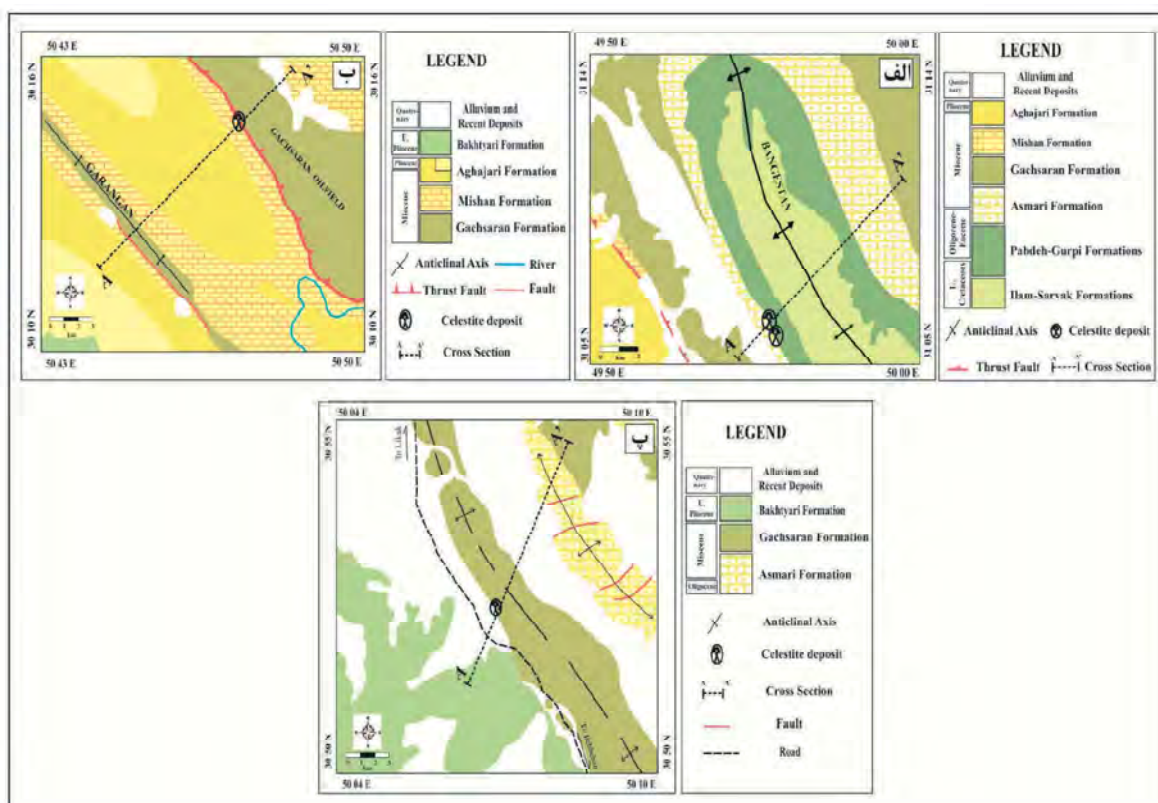
از نظر موقعیت جغرافیایی ذخایر سلسیت ترتاب و تارک در نزدیکی روستاهای ترتاب و کل احمدی پهنه ابوالفارس، جنوب‌شرق شهرستان رامهرمز، استان خوزستان واقع شده‌اند. مناطق مورد مطالعه در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ هفتگل قرار دارند (Setudehnia and Perry, 1996) (شکل ۲-الف). این دو ذخایر به فاصله‌ی سه کیلومتر و از منظر واحدهای سنگ‌شناسی و ساختاری با همدیگر به طور کامل مطابقت دارند. گستره مورد نظر بخشی از تاقدیس بنگستان می‌باشد و جهت محور آن شمال‌غرب-جنوب‌شرق است. بیشترین رخمنون‌های کانی‌سازی سلسیت در این منطقه در بال غربی تاقدیس گسترش یافته است. در این تاقدیس رخمنون‌هایی از سازندهای کرتاسه زیرین تا پلیوسن دیده می‌شود. ماده معدنی سلسیت بر روی بالاترین بخش سازند مارنی پابده و در بخش بالایی انیدریت پایه آسماری و در بخش آسماری میانی قرار می‌گیرد (شکل ۳ و شکل ۴-الف). این انیدریت در مرکز حوضه پابده گسترش یافته و به صورت لایه‌های هم‌شیب بر روی سازند پابده و در زیر کربنات‌های ریزدانه سازند آسماری قرار دارد (Ehrenberg et al., 2007).

مطالعه، متعلق به زمان سنزوئیک می‌باشند و شامل گچساران، میشان و آجاجاری (لهبری) می‌باشند (شکل ۳). از مهم‌ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در پهنه، می‌توان به واحدهای سازند گچساران (ژپیس، انیدریت و سنگ‌آهک) و میشان (مارن‌های خاکستری) اشاره کرد (شکل ۵-الف). کانه‌زایی سلسیت در منطقه بابا محمد در واحدهای رسوبی سازند گچساران (آهک ضخیم و ژپیس) رخنمون یافته است (شکل ۵-ب). سازند تبخیری گچساران به سن میوسن زیرین و به‌عنوان واحد دربرگیرنده ماده معدنی به‌صورت هم‌شیب بر روی سازند آسماری با سن الیگوسن بالایی تا میوسن زیرین قرار دارد و توسط سازند میشان با سن میوسن پوشیده شده است. بخش تبخیری سازند گچساران از نظر سنگ‌شناختی از پایین به بالا به‌اختصار شامل بخش ژپیزی که زیر توالی سلسیت دار قرار دارد و بخش بالایی آن لایه آهکی متشکل از بیومیکریت تا بیومیکرواسپارایت است (شکل ۵-پ و ت). این ذخایر دارای فسیل‌های

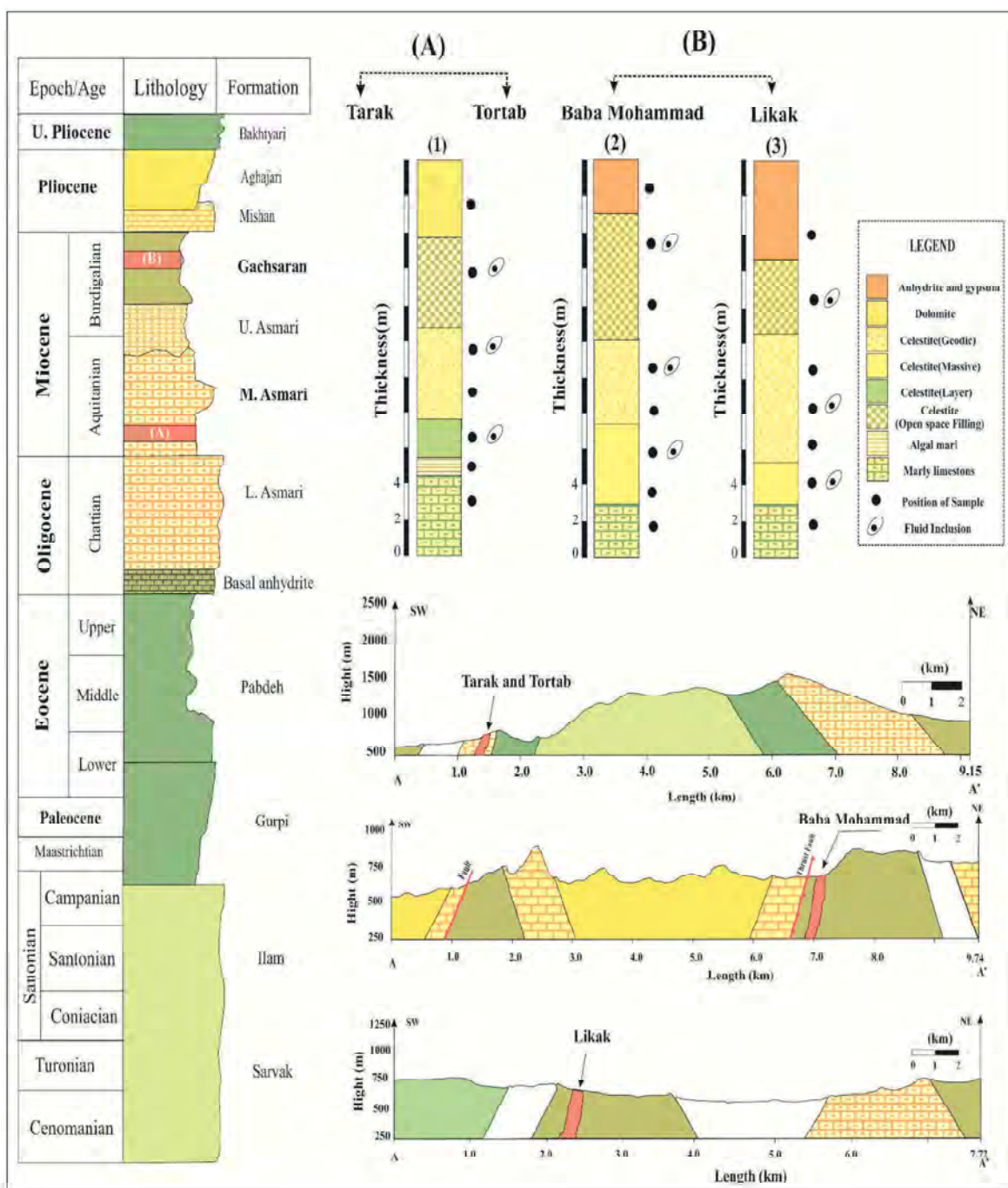
این سازند میزبان مخازن نفتی عظیم و مجموعه‌های مواد آلی مهمی می‌باشد مورد توجه بسیاری از پژوهشگران قرار دارد (Sahraeyan et al., 2014; Mossadegh et al., 2007; Amirshahkarami et al., 2009).

سلسیت بابا محمد

سلسیت بابا محمد در فاصله ۲۰ کیلومتری جنوب شهرستان گچساران و مجاورت روستای بی‌بی جان، استان کهگیلویه و بویر احمد و در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ گچساران واقع شده است (Setudehnia and Perry, 1966) (شکل ۲-ب). گستره مورد مطالعه بخشی از تاقدیس گچساران می‌باشد و جهت محور آن شمال‌غرب-جنوب‌شرق است. در یال شمالی و جنوبی آن گسل‌هایی به موازات محور چین مشاهده می‌شود. این گسل‌ها از نوع رورانده با زاویه شیب کم تا زیاد می‌باشند. برای گسل‌های رانده و محور چین‌ها بیانگر عملکرد نیروها در جهت شمال‌شرق-جنوب‌غرب می‌باشد. بیشتر سازندهای رخنمون یافته در پهنه مورد

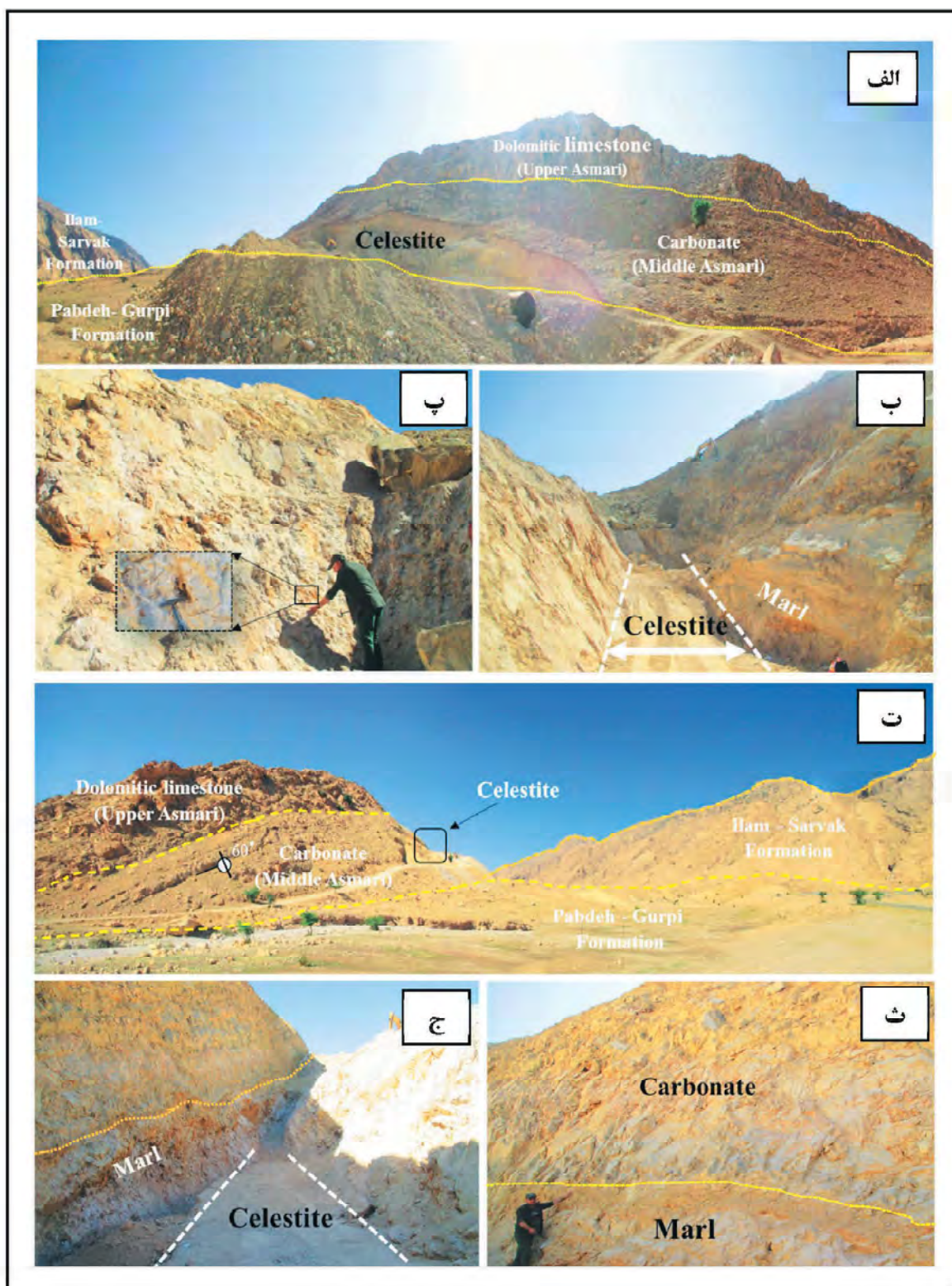


شکل ۲. نقشه‌های زمین‌شناسی مناطق مورد مطالعه در کمربند چین خورده-تراستی زاگرس، الف) سلسیت ترتاب و تارک (اقتباس از Pourkaseb et al., 2017)، ب) سلسیت بابا محمد (رستمی پایدار و همکاران، ۱۳۹۵)، پ) سلسیت لیکک (نقشه ساده شده از Ehya et al., 2013)



شکل ۳. نیمرخ زمین‌شناسی و مقطع چینه‌شناسی عمومی مناطق مورد مطالعه (ذخایر سلسیت تراتاب و تارک (ستون شماره ۱)، بابا محمد (ستون شماره ۲) و لیکک (ستون شماره ۳))، همچنین موقعیت نمونه‌برداری بر روی ستون چینه‌شناسی را نشان می‌دهد (ستون چینه‌شناسی اقتباس شده از: Ehrenberg et al., 2007; Mossadegh et al., 2009). موقعیت مقطع AA' برای هر یک در شکل شماره ۲ مشخص شده است.

فراوان دوکفه‌ای‌ها، گاستروپودها، جلبک و فرامینیفر در زمینه سنگ می‌باشد. با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی اعتقاد بر این است، سازند گچساران در محیط‌های کولاب خیلی کم‌عمق و سبزا در شرایط خشک نهشته شده است (Ehya et al., 2013). از دیگر سازندهای رخنمون یافته می‌توان به سازند میشان که شامل مارن‌های خاکستری است اشاره کرد. این سازند در فاصله‌ی بینابینی لایه‌های آن آهک‌های رسی متراکم‌تر و صدف‌دار دیده می‌شود. از نظر چینه‌شناسی این سازند بر روی سازند گچساران قرار دارد و سازند آواری آغاچاری روی آن واقع شده است.

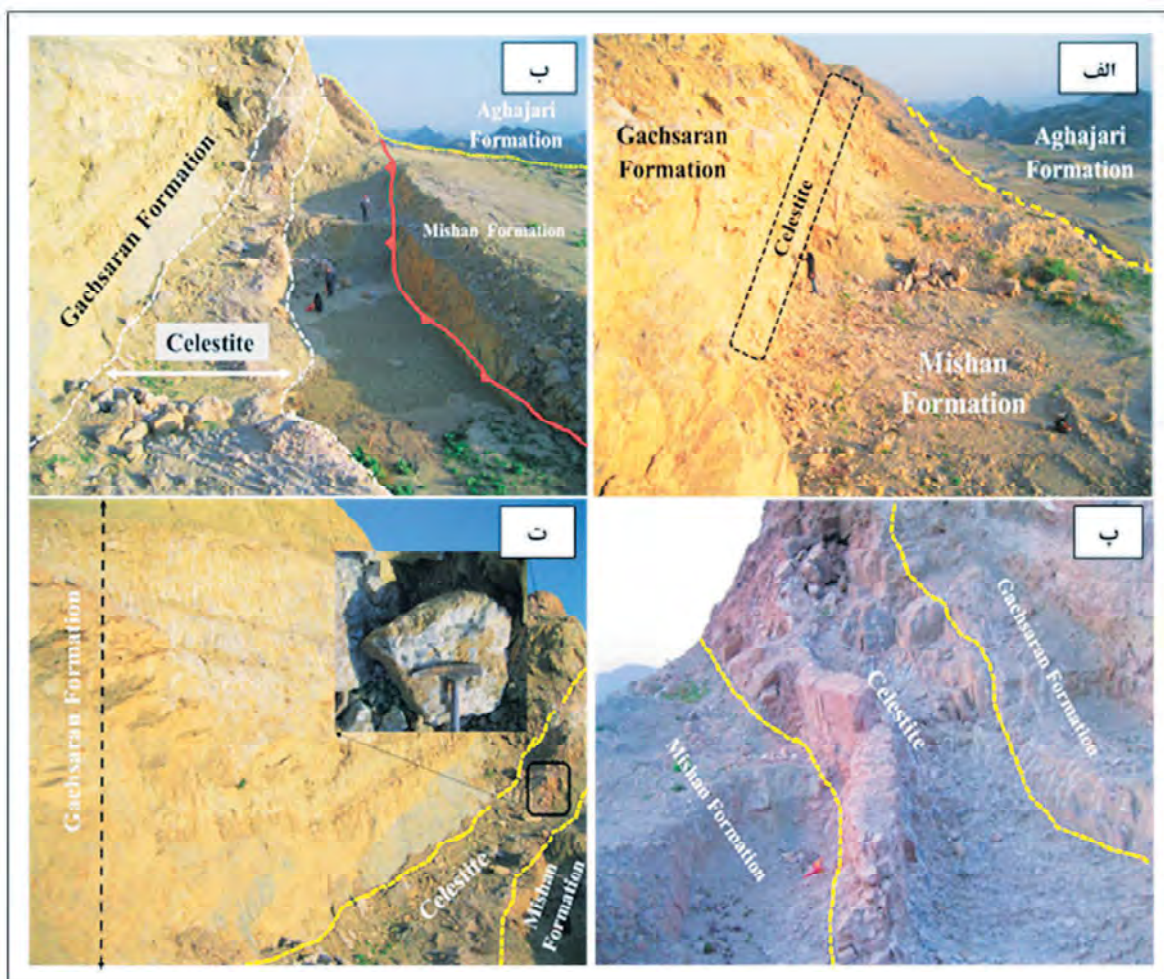


شکل ۴. تصاویر صحرایی، الف) نمایی دور و کلی از واحدها و سازندهای سلسیت تارک که با خط چین نشان داده شده (دید به سمت جنوب غرب)، ب و پ) نمایی از سینه کار همراه با افق سلسیت دار و محل نمونه برداری، ت) نمایی کلی از واحدها و سازندهای موجود در سلسیت تراب (دید به سمت شمال)، ث و ج) نمایی از سینه کار همراه با افق سلسیت دار و محل نمونه برداری سلسیت تراب

سلسیت لیکک

سلسیت لیکک در طبقات چین‌خورده بخش‌های انتهایی سازند گچساران، درون لایه‌های ژپیس به صورت عدسی‌هایی که امتداد آن‌ها موازی لایه‌های آهکی است، تشکیل شده است (شکل ۶-ب). در منطقه لیکک سازند گچساران به روی سازند بختیاری رواندگی داشته و کل سازند گچساران به صورت یک ناودیس برگشته رخنمون دارد. سن آن میوسن زیرین است و آخرین افق سازند گچساران یک افق تبخیری می‌باشد و طبقاتی با ضخامت‌های گوناگون از مارن‌های رنگی و سنگ‌های آهکی با فسیل دریایی و نیز افق‌های رنگی دارد. این سازند بر روی سازند هیدروکربن دار آسماری قرار دارد و آن را می‌پوشاند (شکل ۶-ب). ماده معدنی به صورت توده لایه‌ای شکل با گسترش یک و نیم کیلومتر و ضخامت

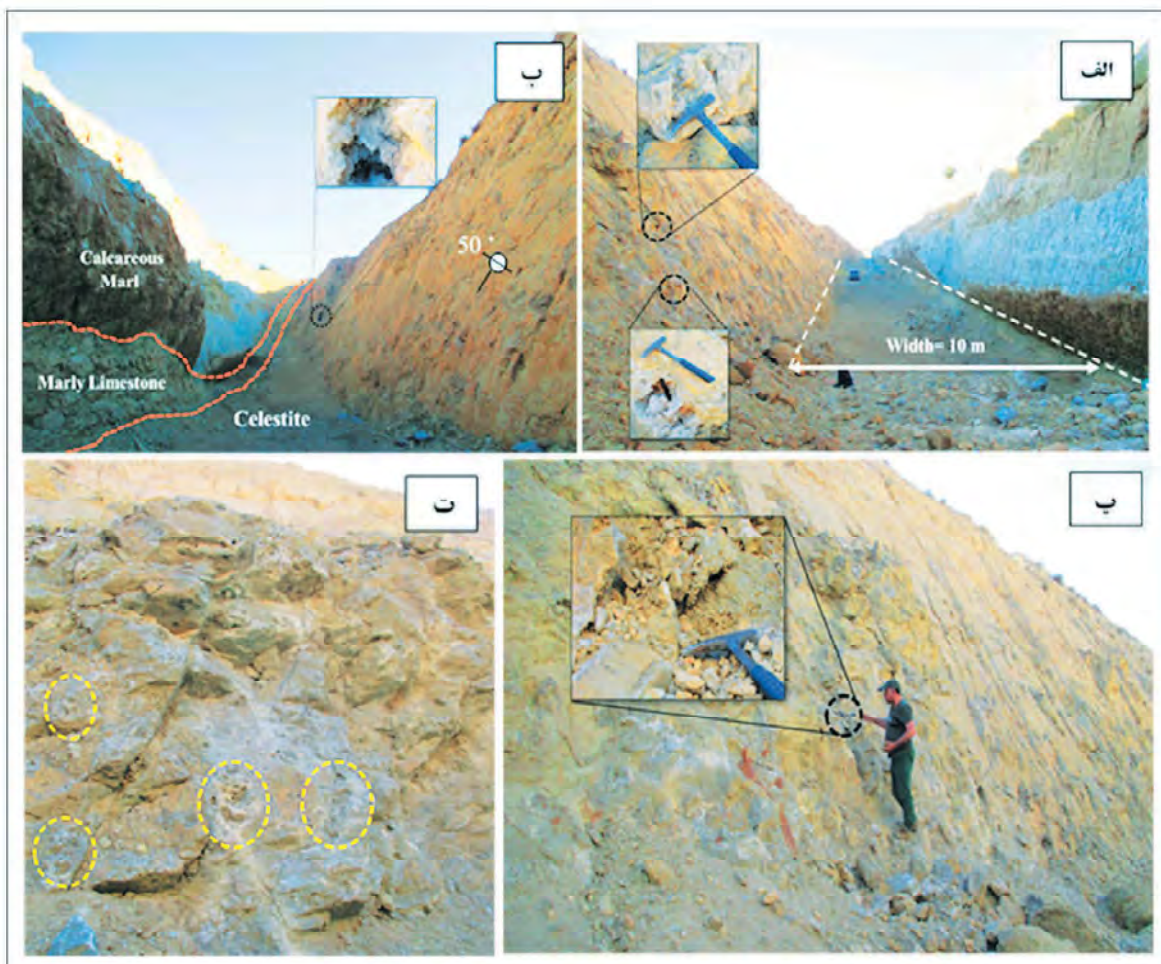
سلسیت لیکک در مجاورت روستای قبر قیصر از توابع شهرستان بهبهان استان خوزستان قرار دارد. گستره مورد مطالعه در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ بهبهان (Macleod and Akbari، 1970) و در لایه‌های چین‌خورده سازند گچساران به سن میوسن زیرین، در یک تاقدیس مایل رخنمون شده است (شکل ۲-پ). کانه‌زایی سلسیت به صورت افق‌هایی با روند شمال غرب-جنوب شرق (شکل ۳) و ضخامت متغیر با شیب متوسط ۵۵-۵۰ درجه به سمت شمال شرق تشکیل شده است. براساس مشاهدات صحرایی سازند گچساران در این گستره به دلیل فرسایش و نبود سازندهای دیگر توسط رسوبات عهد حاضر پوشیده است (شکل ۶-الف).



شکل ۵. تصاویر صحرایی، الف) نمایی از منطقه‌ی مورد بررسی در گستره بابا محمد (دید به سمت جنوب غرب)، ب و پ) نمایی از سازندهای گستره سلسیت بابا محمد همراه با افق سلسیت و محل نمونه برداری، ت) نمایی از سینه کار و رخنمون سلسیت در گستره بابا محمد (دید به سمت جنوب غرب)

انیدریت و ژپس را با سلسیت مشاهده نمود، به عبارتی رگه‌های سلسیت طی فرآیندهای آبی ژنتیک تشکیل شده‌اند (Romanko et al., 1984) (شکل ۶- پ و ت).

متوسط یک و نیم متر دیده می‌شود. همچنین سنگ‌های همبر عبارتند از ژپس-انیدریت، مارن، سنگ‌های آهکی لایه‌ای فرامینفردار با ضخامت متغیر در منطقه تشکیل شده‌اند. در بیرون‌زدگی لایه‌ها می‌توان جان‌شینی آهک،



شکل ۶. تصاویر صحرایی در گستره لیکک را نشان می‌دهد، الف) نمایی از سینه کار حفر شده هم‌راستا با ماده معدنی در سلسیت لیکک و محل نمونه‌برداری (دید عکس به سمت شمال‌غرب)، ب و پ) نمایی از سلسیت لیکک همراه بخش‌های تشکیل‌دهنده و محل نمونه‌برداری، ت) نمایی از تاثیر محلول کانه دار در سلسیت لیکک

روش مطالعه

نمونه‌هایی از ذخایر ترتاب، تارک، لیکک و بابا محمد برای مطالعه سیالات درگیر برداشت شد. طی بررسی خصوصیات ظاهری نمونه‌ها، تعداد ۲۲ نمونه برای آماده‌سازی مقاطع نازک صیقلی و نه نمونه برای تهیه مقاطع دوبر صیقل با ضخامت ۲۰۰ تا ۳۰۰ میکرومتر انتخاب گردید. پس از آماده‌سازی مقاطع، مطالعات پتروگرافی اولیه، به‌منظور بررسی وجود و یا نبود رخداد سیالات درگیر، پراکندگی و نوع رخداد سیالات درگیر توسط میکروسکوپ پلاریزان در

پژوهش حاضر بر مبنای دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی ارائه شده است. مطالعات صحرایی براساس شناسایی واحدهای مختلف و ارتباط آن با سنگ میزبان، بررسی کنترل‌کننده‌های ساختاری و تاثیر آنها در فرآیند کانه‌زایی و در ادامه نمونه‌برداری از هر بخش برای مطالعات آزمایشگاهی انجام شده است. در راستای دستیابی به اهداف مدنظر این پژوهش، پس از انجام بررسی‌های صحرایی،

سلسلتیت، حاکی از این دارد که شباهت‌ها و تفاوت‌هایی در بخش‌های مختلف این ذخایر دیده می‌شود. نمونه‌های دستی از انواع سلسلتیت‌های مناطق مورد بررسی در (شکل ۷ الف-ج) نشان داده شده است. به‌طور کلی ذخایر سلسلتیت اغلب دارای ساخت‌های لایه‌ای و نواری، رگه‌ای، پرکننده فضای خالی (ژئودی)، توده‌ای، شعاعی، کم‌ویش شعاعی و شانه‌ای می‌باشند. در این پژوهش ساخت‌هایی همچون رگه‌ای (شکل ۷-الف)، پرکننده شکستگی‌ها و فضای خالی (شکل ۷-ب) درصد قابل توجهی از ساخت‌های سلسلتیت‌ها را شامل می‌شود. بلورهای درشت ماده معدنی به‌صورت رگه‌ای و پرکننده فضای خالی در اندازه و ضخامت مختلف شکستگی‌ها، درون حفرات و گسل‌ها را به‌طور ناقص پر کرده‌اند، که منظره ژئود ماندنی به سلسلتیت‌ها می‌دهد (شکل ۶-ب و پ). براساس نظر (Fontbote, 1981) وجود حفرات پر شده از ماده معدنی که به‌صورت ژئود نمود دارد به‌عنوان بافت متأثر از دیاژنز محسوب می‌شود. در مناطق مورد بررسی این بافت در اندازه‌ها و شکل‌های متنوع مشاهده می‌شود. در سلسلتیت لیکک این ژئودها به فراوانی دیده می‌شود. این بافت به وسیله سنگ درون‌گیر که اغلب ترکیب کربناتی دارد، محصور می‌باشد. فضای درونی ژئودها به‌وسیله بلورهای شکل‌دار با زاویه‌ی رشد متفاوت پر شده است. همچنین براساس این مطالعات، کانه‌زایی سلسلتیت در بعضی موارد به شکل رخنمون‌های لایه‌ای (شکل ۷-پ) که اندازه آنها از ۲۰ تا ۳۰ سانتی‌متر به ۱۲۰ سانتی‌متر در قسمت‌های مختلف افزایش یافته، دیده می‌شود. همچنین رنگ رخنمون‌ها در بعضی نقاط مناطق مورد مطالعه به‌جز سلسلتیت لیکک تغییر کرده و در بعضی نقاط به قهوه‌ای تیره متمایل می‌شود. این امر به دلیل وجود ترکیباتی همچون هیدروکسیدها و اکسیدهای آهن قابل توجه می‌باشد (شکل ۷-ت). از طرفی براساس مشاهدات صحرائی بخشی از ماده معدنی به شکل بافت نواری مشاهده می‌شود که گاهی مهم‌ترین ساخت ماده معدنی را تشکیل می‌دهد. در برخی موارد به دو صورت مشاهده می‌شود. لایه‌هایی که در نتیجه

دانشگاه شهید چمران اهواز صورت پذیرفت. همچنین برای انجام مطالعات سیالات درگیر نمونه‌ها به آزمایشگاه سیالات درگیر دانشگاه لرستان ارسال شدند. داده‌های ریز داماسنجی با استفاده از روش سرمایش و گرمایش سیالات درگیر توسط صفحه گرم‌کننده و منجمدکننده مدل Linkam THMSG ۶۰۰ که بر روی میکروسکوپ، Nikon مدل Ep200 قرار دارد، صورت گرفت. در خلال اندازه‌گیری بیشترین افزایش دما ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و کمترین دما ۶۰- درجه سانتی‌گراد می‌باشد. همچنین این دستگاه مجهز به دو کنترل‌گر، گرمایش (TP94) و سرمایش (LNP)؛ مخزن ازت (جهت پمپ نیتروژن برای انجماد) و مخزن آب (جهت خنک کردن دستگاه در دمای بالا) است. علاوه بر این برای کالیبراسیون استیج از سیالات سنتز شده استفاده شد. کالیبراسیون در گرمایش با دقت ± 0.6 درجه بوده که با نیترات سزیم و با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه سانتی‌گراد و در انجماد با دقت ± 0.2 درجه و با ماده استاندارد ان-هگزان^۲ با نقطه ذوب $94/3-$ درجه سانتی‌گراد انجام گرفت. برای تعیین درصد شوری از معادله (Bodnar, 1993) و مقدار چگالی بر طبق معادله (Brown and Lamb, 1989) و با بهره‌گیری از نرم‌افزارهای Flncon و PVTX^۳ طراحی شده توسط شرکت Linkam محاسبه شده است. همچنین برای رسم نمودارهای مورد نظر از نرم‌افزارهای Excel، Corel DRAW استفاده شده است. نتایج حاصل از داده‌های ریز داماسنجی در ادامه ارائه شده است.

پتروگرافی ماده معدنی

بررسی دقیق ویژگی‌های کانی‌شناسی، ساختی و بافتی، تعیین دقیق پاراژنز و توالی پاراژنتیک کانی‌ها، نوع کانی‌سازی و الگوی کانه‌زایی و در نتیجه تفسیر فرآیندهای اعمال شده بر روی ذخایر در طول زمان (تکوین ذخایر) از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. موارد اشاره شده ساده‌ترین و اولین راه برای تعیین ژنز ذخایر مختلف به‌خصوص ذخایر رسوبی به شمار می‌روند (Scholle et al., 1990). در این پژوهش مطالعات کانی‌شناسی، ساخت و بافت بر روی مقاطع میکروسکوپی نازک صیقلی، تهیه شده از نمونه‌های برداشت شده از ذخایر

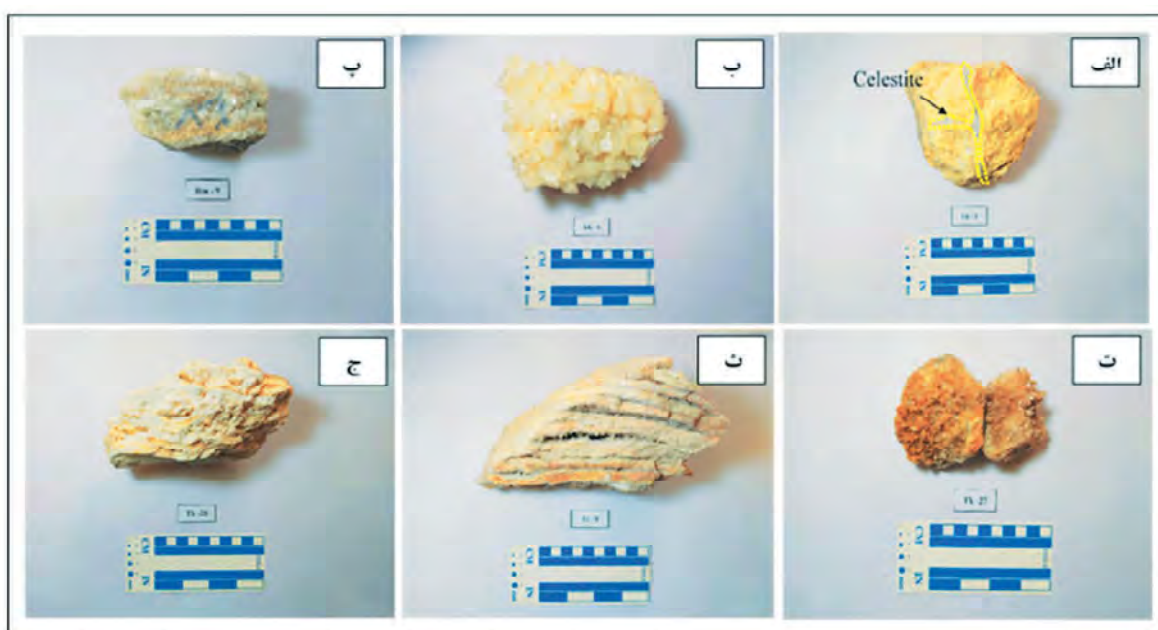
1. Cesium nitrate

2. n-Hexane

3. Software modeling for Fluid inclusion V

تارک در پایین‌ترین بخش ماده معدنی، لایه‌هایی شبیه آهک جلبکی می‌باشند و در نتیجه جانیشینی سلسیت به جای آهک جلبکی ایجاد شده‌اند، مشاهده می‌شود (شکل ۷-ج). این ساخت در سلسیت‌های حوضه نئوکنون آرژانتین و حوضه سیواس ترکیه نیز گزارش شده است (Tekin and Frideman, 2001; Brodtkorb et al., 1989). در این مناطق حضور ناخالصی‌هایی از دولومیت، ژپس و انیدریت به صورت تناوبی از سلسیت و آهک دیده می‌شود.

تناوب بلورهای ریز و درشت می‌گیرد، به ساخت مخطط (زیرا) نام‌گذاری شده است و آن را با عنوان ریتمیت‌های تبلور دیاژنتیکی معرفی می‌کنند (Moore and Jami, 1997) (شکل ۷-ث). این بافت حاصل تناوبی از میکرایت، سلسیت، اسپاریت و ژپس می‌باشد و به طور ناقص توسط سلسیت جانشین شده است. پژوهشگران این بافت را نشانگر منشاء رسوبی-دیاژنتی این ماده معدنی و مبین تحت تاثیر قرار گرفتن تناوب محیط رسوب‌گذاری طی فرآیندهای دیاژنتیک در نظر می‌گیرند. در ذخایر سلسیت ترتاب و



شکل ۷. تصاویر نمونه‌های دستی انواع ساخت‌ها در ذخایر سلسیت مورد بررسی، الف) نمونه‌ی دستی کانی سلسیت به صورت رگه‌ای در زمینه‌ی کربناتی، ب) نمونه دارای بلورهای درشت و خود شکل سلسیت، پ) تشکیل کانی سلسیت به صورت لایه‌ای، ت) بلورهای شکل‌دار سلسیت به رنگ قهوه‌ای، ث) تناوب سلسیت‌های درشت و ریز دانه (بافت زیر)، ج) جانیشینی سلسیت در آهک جلبکی

بافت‌شناسی سلسیت

مطالعه بخشی از بلورهای سلسیت، جایگزین کانی‌های اولیه شده‌اند. این مورد معرف وجود بافت جانیشینی در این مناطق می‌باشد و در بلورهای سلسیت فراوان دیده شد. بافت جانیشینی در اثر واکنش سیال غنی از استرانسیوم با کانی‌های حاضر در واحدهای سنگ‌شناسی بخصوص کانی‌های ژپس و انیدریت شکل می‌گیرد. اغلب بلورهای سلسیت شکل گرفته در این نوع بافت، بی‌شکل و فاقد نظم هندسی مشخصی می‌باشند. همچنین بخشی از بلورهای سلسیت حاوی ادخال‌هایی از کانی ژپس (انیدریت) که به

با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی انجام شده بر روی مقاطع نازک صیقلی، که براساس تنوع سلسیت‌ها برداشت شد، بافت‌های متنوعی تشخیص داده شد. در ادامه به بررسی این بافت‌ها و ویژگی آن‌ها پرداخته شده است.

الف: بافت جانیشینی

در مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی به وضوح شواهدی از اولیه نبودن بخشی از بلورهای سلسیت مشاهده شد. براساس مشاهدات میکروسکوپی در تمامی ذخایر مورد

شکل سوزنی نمایان هستند. حضور این بافت، دلیل واضحی بر جاننشینی سلسلتیت به جای انیدریت و نشانگر به دام افتادن و تبلور ادخال‌های ژئیس، از محلول‌های بازماندی، در بلورهای سلسلتیت می‌باشد. بلورهای به نسبت درشت سلسلتیت در این حالت به‌طور کلی، به شکل منفرد یا تجمع چندین بلور در زمینه‌ای از کلسیت اسپاری مشاهده می‌شوند (شکل ۸-الف).

ب: بافت دانه‌ای-موزاییکی

بلورهای سلسلتیت در این نوع بافت از شکل دار با دو طرف شکل کامل و منظم تا نیمه شکل دار و گاهی بی‌شکل قابل رویت می‌باشد. اندازه‌ی این بلورها از ۲۰ میکرون تا سه میلی‌متر متغیر می‌باشد. مرز بین بلورها، اغلب صاف و با کمترین انحنا و در اغلب موارد زاویه ۱۲۰ درجه در بین بلورها به وجود آمده است. این نوع بافت اغلب در نمونه‌های با ساخت ژئودی که در نتیجه فرآیندهای ثانویه و اپی‌ژنتیک تشکیل می‌شود، دیده می‌شود (شکل ۸-ب).

پ: بافت رگه‌ای یا متقاطع

در مقاطع مورد بررسی، این نوع بافت اغلب در نمونه‌های آهک میکریتی حاوی فسیل (فرامینیفر) در اندازه و قطرهای متغیر مشاهده شد. رگه‌ها در این نوع از بافت اغلب توسط کانی‌های سلسلتیت و کلسیت پر شده‌اند. بلورهای سلسلتیت با اندازه ریز تا متوسط و بدون جهت یافتگی از دیواره‌ی رگه‌ها به درون رشد کرده‌اند. این نوع از بافت که اغلب در واحدهای بالای کانه‌زایی و به‌صورت پرکننده درزه‌ها عمل کرده، مبین فرآیند تحرک مجدد استرانسیوم و کانه‌زایی سلسلتیت در رگه‌ها و به شکل پرکننده شکستگی عمل کرده و می‌تواند نشانگر مراحل پایانی فرآیندهای اپی‌ژنتیک باشد (Fontbote, 1981) (شکل ۸-پ).

ث: بافت پرکننده فضای خالی

بلورهای سلسلتیت با اندازه‌ی متوسط تا درشت و بدون جهت یافتگی خاص از مشخصه‌ی اصلی این نوع بافت می‌باشد و فضای خالی بین دانه‌های تشکیل دهنده واحدهای سنگی را پر می‌کند. این بافت در زمینه‌ای از سلسلتیت‌های ریزدانه به شکل پرکننده حفرات عمل می‌کند (شکل ۸-ت).

ج: بافت دانه پراکنده

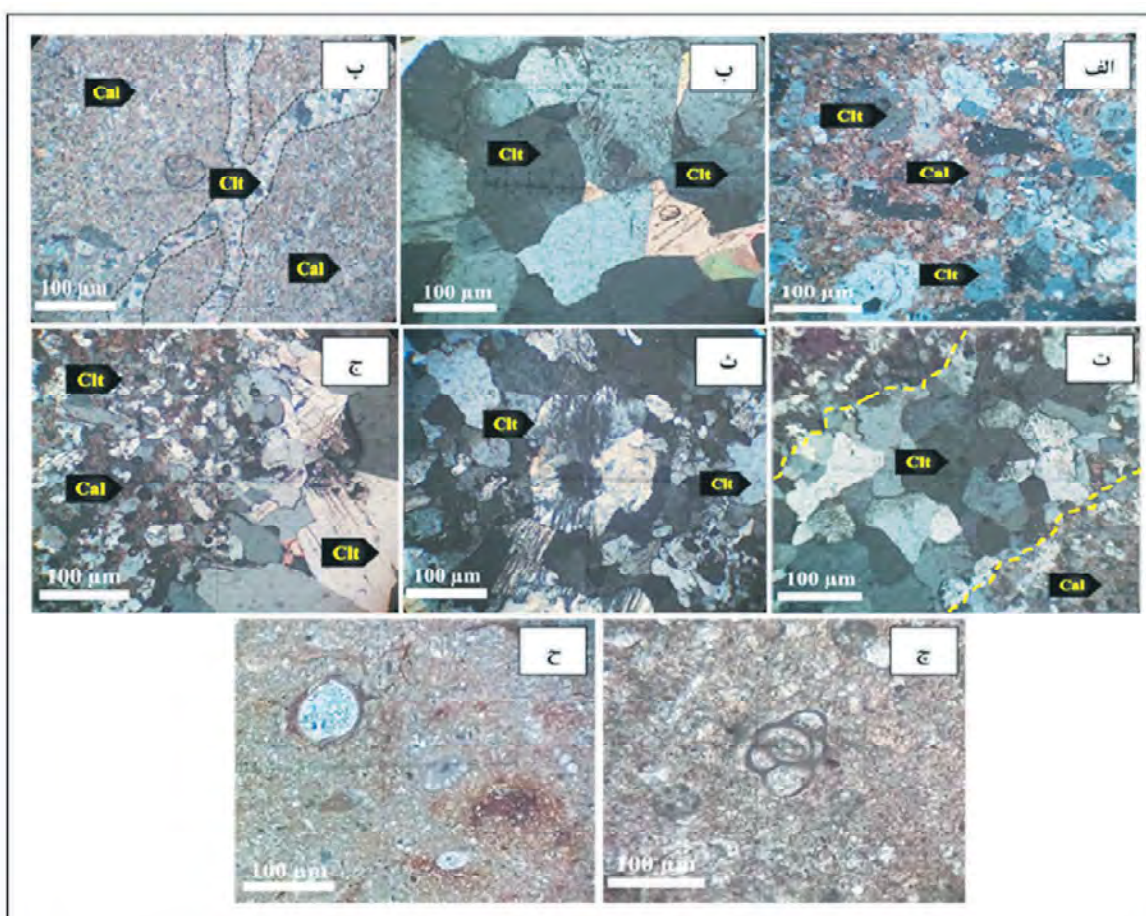
بلورهای سلسلتیت در این نوع بافت بسیار ریز و بی‌شکل و در زمینه‌ای از کلسیت میکریتی فاقد فسیل، به شکل پراکنده وجود دارند. دلیل مشخص و واضحی درباره منشأ این‌گونه از بافت‌ها وجود ندارد ولی می‌توان بیان کرد، این نوع از بافت در ارتباط با شکستگی، درز و شکاف‌ها و یا در اثر جاننشینی ثانویه نمی‌باشد.

چ: بافت شعاعی

یکی از بافت‌های مشاهده شده در مقاطع میکروسکوپی بخصوص در سلسلتیت با ماحمد بافت شعاعی می‌باشد. این نوع بافت در بعضی نمونه‌های دستی نیز دیده شد. تجمع‌های شعاعی سلسلتیت در این بافت نشانگر مراحل دیاژنزی می‌باشد. اندازه این نوع از بلورهای سلسلتیت که در تعدادی از مقاطع به شکل تیغ‌های نیز دیده شد تا سه میلی‌متر رشد را نشان می‌دهند. از طرفی اطراف این بلورها ترکیب حاوی مواد کربناتی و بلورهای ریز و بی‌شکل سلسلتیت احاطه کرده‌اند. این بافت بیان‌کننده محیط و زمان تشکیل این کانی باشد به‌گونه‌ای که رشد بلورها در یک محیط اشباع همانند سب‌خا یا کولاب و هم‌زمان با رسوب‌گذاری و دیاژنز می‌باشد (شکل ۸-ث).

کانی‌شناسی

پاراژنز کانی‌ها یکی از پارامترهای مهمی است که بیشتر به‌منظور بیان چگونگی پیدایش ذخایر و مراحل مختلف تکوین آن ارائه می‌شود. پاراژنز کانیایی در رخدادهای سلسلتیت‌ها کمربند چین خورده-تراستی زاگرس نیز همانند بسیاری دیگر از سلسلتیت‌ها در حوضه‌های رسوبی دنیا شامل: سلسلتیت، کلسیت (اسپاریت، میکریت)، ژئیس، انیدریت، آراگونیت و دولومیت است. بر طبق مطالعات بافتی و کانی‌شناسی انجام شده در مناطق مورد مطالعه، می‌توان توالی پاراژنزی زیر را برای کانه‌زایی تعیین کرد. سلسلتیت، کلسیت، ژئیس و انیدریت کانی‌های اصلی این ذخایر را تشکیل می‌دهند و مقادیر آن‌ها در نمونه‌هایی از واحدهای متنوع سنگ‌شناسی متغیر است. در این ذخایر کانی‌های کلسیت (میکریتی)، آراگونیت، ژئیس و انیدریت در



شکل ۸. تصاویر میکروسکوپی انواع بافت و کانی‌های سازنده ذخایر سلسیت مورد بررسی، الف) ادخال کربنات‌ها در سلسیت و حضور سلسیت در زمینه کربناتی، نشان‌دهنده جایگزینی کلسیت توسط سلسیت است، ب) کانی سلسیت با بافت موزاییکی، پ) شکل‌گیری کانی سلسیت به صورت بافت رگه‌ای در زمینه کربناتی، ت) بافت پرکننده فضای خالی، ث) بافت شعاعی، ج) تناوب سلسیت‌های درشت و ریزدانه (بافت زبرا)، چ) سنگ کربناتی حاوی فسیل فرامینیفر، ح) پوسته‌ی فسیل که توسط سلسیت پر شده است. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (سلسیت = Clt، کلسیت = Cal)

سلسیت‌های درشت‌بلور در زمینه‌ای از سلسیت‌های ریزبلور و بلورهای درشت سلسیت که در تناوب با بلورهای ریز (ساخت زبرا) دیده می‌شوند. این سلسیت‌های درشت‌بلور دارای ادخال‌هایی از سلسیت‌های ریزبلور و خودشکل هستند و نشان‌دهنده دو نسل کانه‌زایی است (شکل ۸-ج). همچنین کانی ژیبس در افق ماده معدنی ذخایر سلسیت اغلب به صورت ادخال‌هایی در بلورهای سلسیت حضور دارد. بلورهای انیدریت و گاهی بلورهای ژیبس به صورت کشیده، سوزنی و ریزبلور در زمینه ماده معدنی به صورت ادخال‌هایی دیده می‌شود. این بلورها را می‌توان به عنوان کانی‌های اولیه و نشانگر مرحله‌ی سین ژنتیک دانست. کانی کلسیت از تبدیل کانی آراگونیت به وجود می‌آید و در ذخایر سلسیت گاهی

بیشتر موارد به عنوان کانی اولیه مشاهده می‌شوند و بیشتر توسط سلسیت جانشین شده‌اند. کانی سلسیت به طور معمول بیشتر در بافت‌های دانه‌ای و به صورت پراکنده در متن سنگ و یا پرکننده فضاهای خالی موجود در سنگ‌های با ترکیب کربناتی و رسوبات (درون فسیل‌ها، پرکننده رگه‌ها و سطوح در اثر انحلال) حضور دارد. این مطلب با توجه به مطالعات میکروسکوپی سلسیت، حضور ادخال‌هایی از کانی‌های ژیبس، انیدریت و کلسیت درون سلسیت‌ها و روابط بین بلورها به طور آشکارا مشخص است. در بعضی از مقاطع می‌توان دید که سلسیت‌های ریزبلور توسط رگه‌هایی از کلسیت (اسپاری) و گاهی نیز توسط رگه‌هایی از سلسیت قطع شده‌اند و فضاهای خالی را پر کرده‌اند. همچنین

در ذخایر سلسیت کمر بند چین خورده-تراستی زاگرس نشانگر تغییرات حوضه رسوب گذاری می‌باشد. بدین ترتیب که در ادوار مختلف عمق حوضه به دلیل افزایش سطح آب دستخوش تغییراتی شده است، به طور مثال افزایش عمق حوضه سبب تغییرات شوری و دمای آب شده و به تبع آن محیط رشد را برای زیست گونه‌های خاص مساعد کرده است. در ادامه نیز توالی پاراژنتیکی کانی شناسی (شکل ۹) ذخایر سلسیت مورد مطالعه، ارائه شده است. با توجه به بررسی‌های انجام شده چنین به نظر می‌رسد که توالی پاراژنتیک ذخایر سلسیت در کمر بند چین خورده-تراستی زاگرس، رسوبی-دیاژنتیکی و تا مرحله‌ی اپی ژنتیک نیز قابل تفسیر و مشاهده می‌باشد.

به صورت میکریتم و سازنده اجزاء جانوران، ته‌نشست یافته و در حین دیاژنز نیز در نقش سیمان به صورت پرکننده حرات میکروفسیل‌ها و رگه‌ها عمل کرده است. حضور این کانی در سنگ‌آهک میکریتمی می‌تواند مبین محیط رسوبی آرام باشد و طی فرآیندهای دیاژنتیکی به صورت رگه‌ای نمایان می‌شود. سنگ‌آهک میکریتمی در این ذخایر حاوی فسیل فرامینیفر می‌باشد (شکل ۸-چ). همچنین در بعضی مقاطع پوسته گاستروپودها و دوکفه‌ای‌ها اسپاریتمی شده و گاهی به صورت تو خالی است. بلورهای اسپاریتمی کلسیت در فضای پوسته‌ی از دیواره به سمت داخل رشد می‌کند. همچنین در بعضی از مقاطع، پوسته و فضای داخلی فسیل‌ها توسط سلسیت پر شده است (شکل ۸-ح). وجود لایه‌های آهکی حاوی فسیل

Mineral	Stage	Diagenetic		Epigenetic
		Syngenetic	Early	
Calcit(Micrite)		-----		
Calcit(Sparite)		-----		
Aragonite		-----		
Gypsum		-----		
Anhydrite		-----		
Celestite		-----		
Dolomite		-----		
		Main	Minor	Locally occurring

شکل ۹. توالی پاراژنتیکی کانی شناسی در ذخایر سلسیت مورد مطالعه در کمر بند چین خورده-تراستی زاگرس

پتروگرافی سیالات درگیر

تشکیل دهنده (جامد، مایع و بخار)، نوع سیال درگیر (اولیه و ثانویه) و فراوانی مورد توجه هستند. همچنین با توجه به تعداد بسیار زیاد سیالات درگیر و نبود امکان بررسی همه‌ی آنها، سیالاتی با ابعاد بزرگتر برای مطالعه انتخاب شد، زیرا ابعاد سیالات درگیر فاکتور اساسی برای مطالعه می‌باشد. همچنین از جهت منشاء، سیالات درگیر اولیه، مناسب‌ترین سیالات هستند و چنانچه دارای فازهای متعدد باشند، برای

پتروگرافی سیالات درگیر برای شناخت و آگاهی از روابط میان فرآیندهای کانه‌زایی و کانی‌های میزبان بسیار ارزشمند می‌باشد (Van den Kerkhof and Hein, 2001; Goldstein and Reynolds, 1994). بر اساس مطالعات انجام شده بر روی سلسیت‌ها، سیالات درگیر از منظر مشخصات نوری از قبیل شکل، ابعاد، فازهای اصلی

مکانی و زایش ماده معدنی دارای اهمیت است. بخش اساسی مطالعات پتروگرافی سیالات درگیر را بررسی فازهای موجود تشکیل می‌دهد. از جهت نوع فازهای تشکیل دهنده، تعداد فاز، نسبت جامدات، مایعات، بخار و فراوانی سیالات درگیر ذخایر سلسیت مورد نظر به پنج گروه تقسیم می‌شوند و عبارتند از: (۱) سیال درگیر تک فازی مایع (L)، (۲) سیال درگیر تک فازی بخار (V)، (۳) سیال درگیر دو فازی غنی از مایع (LV)، (۴) سیال درگیر دو فازی غنی از بخار (VL)، و (۵) سیال درگیر چند فازی (LVS) می‌باشند. در ادامه ویژگی‌های آنها شرح داده می‌شوند.

الف: سیالات درگیر تک فازی مایع (L)

سیالات تک فازی از نوع مایع در حدود ۳۰ درصد از تعداد سیالات درگیر در مقاطع را دارا می‌باشند. این سیالات تنها از فاز مایع تشکیل شده‌اند. این نوع از سیالات علاوه بر اولیه بودن که به صورت منفرد در مقاطع دیده می‌شود، گاهی در امتداد شکستگی‌ها و رخها به شکل ثانویه و اجتماعی از این نوع سیالات تشکیل شده‌اند. سیالات درگیر تک فازی مایع اغلب به شکل‌های نامنظم، بیضوی و کروی دیده می‌شوند و اندازه‌ی آنها از سه تا ۱۵ میکرون در تغییر است (شکل ۱۰-الف).

ب: سیالات درگیر تک فازی بخار (V)

از نظر فراوانی در حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد سیالات درگیر تشکیل شده در سلسیت‌ها تک فازی از نوع بخار می‌باشند. این سیالات فقط از فاز بخار تشکیل شده‌اند. این گروه از سیالات علاوه بر منفرد و اولیه بودن همانند تک فازی مایع در بعضی موارد در امتداد شکستگی‌ها و رخها در قالب سیالات درگیر ثانویه و به شکل مجموعه‌ای از این سیالات دیده می‌شوند. این سیالات دارای شکل‌های بیضوی و کروی می‌باشند و اندازه‌ی آنها از پنج تا ۲۰ میکرون در تغییر است (شکل ۱۰-ب).

پ: سیالات درگیر دو فازی غنی از مایع (LV)

بیشترین حجم سیالات درگیر را این گروه به خود اختصاص داده‌اند و کم‌بیش ۵۰ تا ۶۵ درصد را شامل می‌شوند. فاز مایع در این سیالات ۶۰ تا ۷۰ درصد می‌باشد.

مطالعه بسیار مفید می‌باشند. بر اساس بررسی‌های انجام شده، سیالات، محدود به بافت و ساخت خاصی نبودند و انواع سیالات درگیر در تمامی نمونه‌های سلسیت یافت شدند. از طرفی سیالات درگیر، به تعداد فراوان و با توزیع و ترکیب‌های به نسبت یکنواختی در کانی سلسیت این ذخایر وجود دارند. بر اساس ویژگی‌های پتروگرافی در دمای اتاق (۲۵ درجه سانتی‌گراد) و با توجه به معیارهای ارائه شده توسط (Roedder, 1984) سیالات درگیر موجود در کانی سلسیت در ذخایر مورد مطالعه به شکل اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب تشخیص داده شد. در بین سیالات بررسی شده، سیالات اولیه بیشتر از دو سیال دیگر در مقاطع مشاهده شد. این قبیل سیالات در مشاهدات میکروسکوپی بیشتر به صورت درشت‌تر از انواع ثانویه کاذب، منفرد، پراکنده در مقاطع و دارای ابعاد متفاوتی می‌باشند. در مقابل سیالات درگیر ثانویه اغلب ریز و به صورت ردیفی در یک امتداد (راستای صفحات شکستگی سلسیت) و در طول سطوح رشد بلورها قرار دارند. تعداد اندکی هم به صورت ثانویه کاذب می‌باشد. این مطالعات نشان می‌دهد که سیالات درگیر دارای ابعادی از پنج میکرون تا بیش از ۴۵ میکرون، گاهی نیز تا ۸۰ میکرون را هم نشان داده‌اند. شکل سیالات درگیر در برخی موارد به وسیله‌ی خواص بلورشناسی کانی میزبان کنترل می‌شود. متداول‌ترین شکل‌های سیالات درگیر در نمونه‌ها پس از شکل بی‌نظم و کروی، شکل‌های بیضوی، کشیده، مستطیلی و در بعضی از مقاطع دوکی شکل، سوزنی و شکل منفی بلور دیده شده‌اند. شکل‌های کشیده در برخی از نمونه‌های مورد مطالعه می‌تواند از عملکرد فشارش بر گستره در طی فرآیندهای دیاژنز و عملکرد فعالیت‌های تکتونیکی، به تشکیل سیالات درگیر نوع ثانویه منجر شده است. علاوه بر موارد گفته شده برخی سیالات درگیر دارای باریک شدگی، به هم‌پیوستگی و تراوش هستند. این قبیل سیالات درگیر ارزش مطالعاتی ندارند، از این رو، قبل از عمل حرارت سنجی بر روی سیالات درگیر، مطالعه و بررسی خصوصیات آنها از قبیل شکل، ابعاد، فازهای درونی سیالات درگیر، درجه‌ی پرشدگی، وجود CO₂ یا هیدروکربن مایع، نوع سیالات درگیر از نظر شناخت فرآیندهای تکامل زمانی،

از سیالات درگیر هالیت بیشتر شکل کوپیک دارد (شکل ۱۰-ت).

همچنین در بعضی از نمونه‌ها و مقاطع، سیالات درگیر دچار پدیده باریک شدگی و نشت شده است. شکل‌گیری این رخداد بیشتر در سیالات درگیر با ابعاد بزرگ و با شکل‌های نامنظم رخ می‌دهد. از طرفی تعادل دوباره سبب تقسیم‌بندی این سیالات به ابعاد کوچک‌تر و در راستای مشخصی شده است. تشخیص و توجه به این مورد در انتخاب نمونه برای ریزدماسنجی دارای اهمیت می‌باشد زیرا این مورد سبب کاهش خطا در حین اندازه‌گیری دمای همگن شدن می‌شود و این‌گونه از سیالات درگیر بازگو کننده شرایط اولیه نبوده و ماهیت آن دچار تغییر شده است. این پدیده در نمونه‌های لیکک و بابا محمد به وفور مشاهده شد (شکل ۱۰-ث).

ریزدماسنجی سیالات درگیر

سیالات درگیر نقش کلیدی در بررسی روند کانه‌زایی دارند، به‌گونه‌ای که از آن به‌عنوان شاخصی به‌منظور تعیین منشأ و خصوصیات فیزیکی و شیمیایی سیال کانه‌دار استفاده می‌شود (Wiesheu and Hein, 1998). داده‌های ریزدماسنجی براساس مشاهدات دقیق و تشخیص تغییرات فازی سیالات درگیر در طی انجام عمل گرمایش و سرمایش در کانی سلسیت انجام شده است. این روش مهم‌ترین ابزار برای تعیین و تشخیص چگونگی شکل‌گیری ذخایر، مورد استفاده قرار می‌گیرد. با اندازه‌گیری پارامتری همچون درجه حرارت که باعث رخداد این تغییرات می‌شود، می‌توان به فاکتورهای مهم‌تری مانند فشار، دما، ترکیب شیمیایی و چگالی (حجم) سیالات در زمان به دام افتادن پی‌برد (Shepherd et al., 1985; Roedder, 1984). در این پژوهش از بررسی سیالات ثانویه و همچنین سیالاتی که دچار نشت و دم‌بریدگی شده، صرف‌نظر شده است. برای حصول اطمینان از درست بودن نتایج به دست آمده، تمامی اندازه‌گیری‌ها بر روی سیالات درگیر که دارای معیارهای لازم برای میانبارهای اولیه بودند صورت گرفت (Roedder, 1984). به‌منظور بررسی ریزدماسنجی سیالات درگیر موجود در کانی سلسیت، از سیالات درگیر اولیه دو فازی غنی از

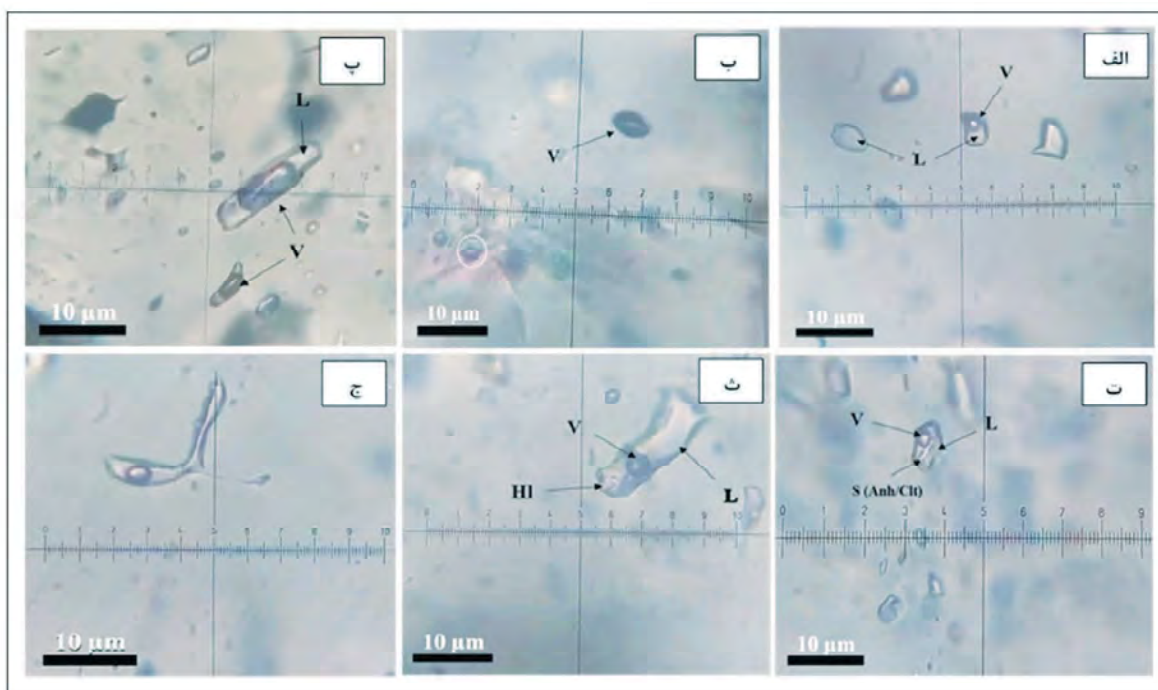
این گروه از سیالات درگیر در تمامی انواع سلسیت‌ها قابل مشاهده‌اند، اما مقدار فاز مایع آنها در ذخایر لیکک و بابا محمد که در ارتباط با سازند گچساران می‌باشند، بیشتر از ذخایر سازند آسماری است. از طرفی حباب‌های بخار موجود در این سیالات درگیر به لحاظ اندازه متغیرند و به لحاظ حجمی ۱۵ تا ۳۰ درصد سیالات درگیر را شامل می‌شوند. طبیعت آنها بیشتر حالت اولیه دارد و تعداد اندکی هم ثانویه کاذب هستند. اندازه‌ی آنها از پنج تا ۴۰ میکرون در تغییر است و دارای شکل‌های نامنظم، کروی، کشیده و بیضی هستند. چگالی آنها از $0.760-1.09 \text{ g/cm}^3$ متغیر است (شکل ۱۰-الف).

ت: سیالات درگیر دو فازی غنی از بخار (VL)

این سیالات شامل دو فاز بخار و مایع می‌باشند و فاز بخار موجود در این سیالات بین ۳۰ تا ۴۰ درصد می‌باشد و فاز مایع ۱۰ تا ۲۵ درصد حجم را شامل می‌شود. این نوع از سیالات درگیر در تمامی انواع سلسیت‌ها دیده می‌شوند، اما اغلب فراوانی کمتری دارند. حجم این سیالات در مقایسه با سیالات درگیر دو فازی غنی از مایع به مراتب کمتر است و ۱۰ تا ۲۵ درصد را شامل می‌شوند. طبیعت این سیالات درگیر اولیه است. اندازه‌ی آنها شش تا ۲۸ میکرون در تغییر است و دارای شکل‌های نامنظم، کروی و بیضوی می‌باشند. چگالی آن‌ها از $0.7-0.9 \text{ g/cm}^3$ متغیر است (شکل ۱۰-پ).

ث: سیالات درگیر چند فازی (LVS)

این نوع از سیالات درگیر دارای فازهای مایع و بخار و جامد (هالیت/سلسیت/انیدریت) می‌باشند. درصد حجمی فاز مایع در این سیالات نسبت به دو فاز دیگر بیشتر می‌باشد. این گروه از سیالات درگیر در اغلب نمونه‌های سلسیت قابل مشاهده‌اند، اما این سیالات از فراوانی کمتری نسبت به سیالات دو فازی برخوردارند و به شکل‌های کروی، کشیده، بیضوی تا نامنظم دیده می‌شوند. این نوع از سیالات درگیر طبیعت اولیه دارند. در این سیالات فازهای جامد (هالیت و انیدریت) در کنار فاز بخار و مایع وجود دارد. اندازه‌ی آنها از هفت تا ۱۸ میکرون و گاهی تا ۵۰ میکرون در تغییر است و چگالی آنها از $1.1-1.3 \text{ g/cm}^3$ متغیر است. در این گروه



شکل ۱۰. تصاویر میکروسکوپی (در دمای اتاق و نور عبوری صفحه‌ای) سیالات درگیر موجود در ذخایر سلسیت، الف) اجتماع سیالات درگیر اولیه تک فازی مایع (L) و سیالات درگیر اولیه دو فازی غنی از مایع (LV)، ب) سیالات درگیر اولیه تک فازی بخار (V)، پ) سیالات درگیر دو فازی غنی از بخار (VL)، ت و ث) سیالات درگیر سه فازی (LVS)، ج) پدیده نشست و باریک شدگی (V: بخار، L: مایع، S: جامد فاز نوزاد)، Clt: سلسیت، HI: هالیت، Anh: انیدریت

همگن شدن^۱، دمای یوتکتیک^۲ و دمای ذوب نهایی^۳ بخ^۳ اندازه‌گیری شد. شایان ذکر است، دماسنجی به‌منظور پی بردن به درجه حرارت همگن شدن سیالات و تعیین ترکیب شیمیایی به‌ویژه شوری سیالات صورت می‌گیرد. با توجه به دمای شروع ذوب یخ یا دمای یوتکتیک اندازه‌گیری شده که نشانگر ترکیب شیمیایی و به‌خصوص نمک محلول در سیال می‌باشد، میزان شوری فاز سیال محاسبه شده است. گستره اولین نقطه ذوب یخ در نمونه‌های سلسیت، ۵/۵- تا ۵۲- درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شد که این میزان نشان می‌دهد سیال کانه ساز، به‌صورت یک شورا به ساده متشکل از ترکیب NaCl نباشد، بلکه ممکن است علاوه بر سدیم، حاوی نمک‌های دیگری از قبیل منیزیم (MgCl₂) و کلسیم (CaCl₂) نیز باشد (Valenza et al., 2000). حضور نمک‌های منیزیم و کلسیم در ترکیب سیال درگیر که در اصل در ارتباط با واحدهای سنگ‌شناسی دارای

مایع (LV) با درجه پرشدگی ۰/۹ و با میزان فراوانی بیش از ۷۰ درصد بیشترین نوع را از کل سیالات درگیر موجود در کانی سلسیت دارا می‌باشد، به همین علت بررسی نمونه‌ها شامل سرمایش و گرمایش، بر روی سیالات درگیر اولیه از این نوع و بدون پدیده‌های نشت و دم بریدگی انجام گرفت. در تمامی نمونه‌ها همگن شدن به فاز مایع انجام شد. همگن شدن به فاز مایع مبین سیالی که سیالات درگیری که از آن به دام افتاده، شاید به‌صورت مایع بوده است (Kinsland, 1977). طی مرحله سرمایش، در هیچ‌یک از میانبارهای سیال بررسی شده کلاتریت مشاهده نشد، این مورد بیانگر نبود فاز کربنیک (CO₂) در سیال است. از طرفی سیالات درگیر دو فازی در دمای اتاق سرشار از مایع و به‌ندرت دارای فاز جامد (کانی‌های نوزاد) می‌باشند. سیالات درگیر تک فازی به تعداد زیادی در نمونه‌های مورد بررسی دیده می‌شود. گرچه سیالات درگیر تک فازی مایع نسبت به تک فازی گاز از فراوانی بیشتری برخوردار بودند. اما به‌منظور بررسی‌های ریزدماسنجی مناسب نبود و از مطالعه‌ی آنها چشم‌پوشی شد. در سیالات درگیر دو فازی، مقادیر دمای

1. Temperature of Hemogenization (Th)
2. Temperature of Eutectic (Te)
3. Temperature of last Melting Ice (Tmice)

۱۹- می‌باشد. بر این اساس بیشترین فراوانی میزان شوری در گستره ۱۵ تا ۲۰ درصد وزنی معادل نمک طعام و با میانگین ۱۶/۳۴ به دست آمد (جدول ۲ و شکل ۱۱-پ). به‌طور کلی می‌توان چنین بیان کرد، از بررسی تعداد ۶۹ سیال درگیر در ذخایر سلسیت کمر بند چین خورده-تراستی زاگرس، دمای همگن شدن در محدوده ۱۳۴/۳ تا ۲۹۱/۸ درجه سانتی‌گراد (با میانگین ۲۱۹/۱۳ درجه سانتی‌گراد) و میزان درجه شوری ۰/۱۶ تا ۱۸/۱۷ درصد وزنی نمک طعام (به‌طور میانگین ۱۰/۵ درصد وزنی نمک طعام) اندازه‌گیری شده است (جدول ۲). شایان ذکر است طی مطالعات ریزدماسنجی، بیشتر سیالات درگیر دو فازي بين ۳۰- و ۵۰- درجه سانتی‌گراد منجمد شدند. به‌منظور تخمین چگالی سیال، با استفاده از شوری سیالات درگیر و دمای همگن شدن می‌توان اعداد دقیقی به دست آورد. در این روش با استفاده از دو فاکتور شوری و دمای همگن شدن می‌توان چگالی سیال را به دست آورد. طبق (جدول ۲) دو محدوده چگالی مشاهده می‌شود، محدوده اول شوری و دمای پایین که دارای چگالی ۰/۷ تا ۰/۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب و محدوده دوم با شوری و دمای بالا با چگالی ۰/۸ تا ۱/۱۰ گرم بر سانتی‌متر مکعب تغییر می‌کند. تغییرات چگالی نشان‌دهنده اختلاط سیال با آب‌های با منشأ متفاوت و رقیق‌شدگی سیال در حین کانه‌زایی می‌باشد. همچنین با توجه به حضور سیالات درگیر و همچنین بافت پرکننده فضای خالی در ذخایر مورد بحث، میزان تصحیح فشار بسیار ناچیز و در پژوهش حاضر انجام نشده است.

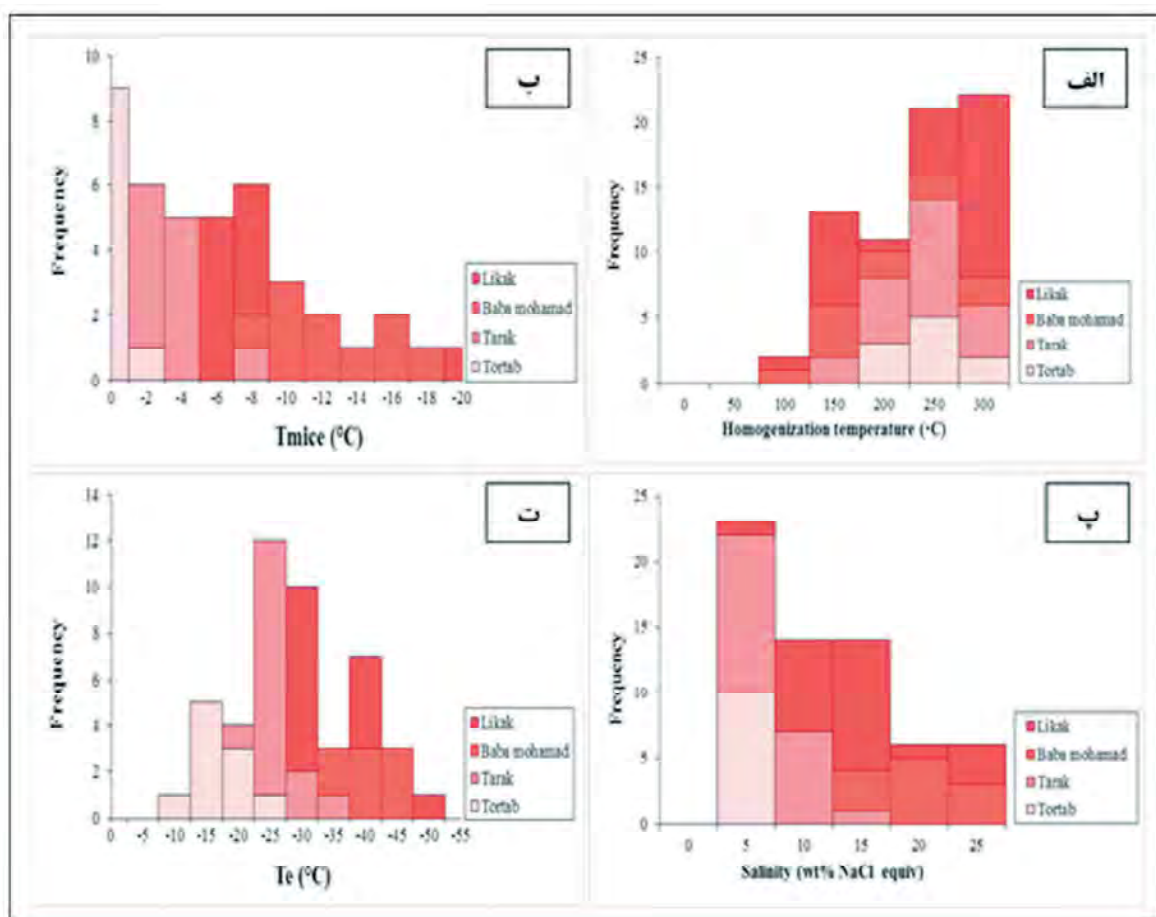
تخمین فشار و عمق کانه‌زایی

به‌منظور تعیین فشار، توجه به فاکتورهایی همچون لیتوستاتیک و هیدروستاتیک سبب تخمین گستره تشکیل بسیاری از ذخایر می‌شود. تخمین فشار و عمق تشکیل سیال کانه‌دار ابزاری مناسب در راستای اهداف اکتشافی می‌باشد. به‌طور کلی می‌توان چنین بیان کرد که توجه به عمق و فشار سیال در بازسازی شرایط دخیل در تشکیل ذخایر و روند تکامل سیال بسیار موثر و ضروری می‌باشند. برای برآورد و تخمین عمق کانی‌زایی در زیر سطح ایستایی

ترکیب کربناتی می‌باشد، غیرعادی نیستند و قابل توجهی می‌باشد. داده‌های ریزدماسنجی سیالات درگیر بررسی شده در ذخایر مورد مطالعه در جدول ۲ ارائه شده است. بیشتر سیالات درگیر دو فازي دارای درجه پرشدگی کم و بیش یکنواختی هستند. این موضوع مبین همگن بودن سیال اولیه در زمان شکل‌گیری ماده معدنی می‌باشد (Buchanan et al., 1981). براساس داده‌های مطالعات سیالات درگیر، دمای همگن شدن به فاز مایع در سلسیت تارک در گستره دمایی ۱۵۵/۱ تا ۲۶۴/۶۵ درجه سانتی‌گراد و با بیشترین فراوانی در گستره دمایی ۲۰۰ الی ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد ثبت شد. همچنین دمای میانگین همگن شدگی ۲۰۸/۶ درجه سانتی‌گراد به دست آمد (شکل ۱۱-الف). آخرین بلورهای یخ در محدوده دمایی ۰/۱- الی ۹/۴- درجه سانتی‌گراد ذوب و به فاز مایع تغییر یافته‌اند (شکل ۱۱-ب). از طرفی بیشترین فراوانی درجه شوری بین صفر تا پنج درصد وزنی معادل نمک طعام (میانگین ۴/۷۷) ثبت شد (جدول ۲ و شکل ۱۱-پ). دمای همگن شدن در سلسیت ترتاب در گستره دمایی ۱۶۶ تا ۲۹۱/۸ درجه سانتی‌گراد و با بیشترین فراوانی در گستره دمایی ۲۰۰ الی ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد ثبت شد. همچنین دمای میانگین همگن شدگی ۲۱۹/۴ درجه سانتی‌گراد به دست آمد (شکل ۱۱-الف). آخرین بلورهای یخ در محدوده دمایی ۰/۱- الی ۲/۳- درجه سانتی‌گراد ذوب و به فاز مایع تغییر یافته‌اند (شکل ۱۱-ب). همچنین بیشترین فراوانی درجه شوری بین صفر تا پنج درصد وزنی معادل نمک طعام (میانگین ۱/۷۷) ثبت شد (جدول ۳ و شکل ۱۱-پ). از طرفی در ذخایر لیکک و بابا محمد این پارامترها نیز محاسبه شد. به این ترتیب که در سلسیت لیکک دمای همگن شدن بین ۱۶۵/۳ تا ۲۷۹/۷ درجه سانتی‌گراد و میانگین ۲۱۸/۱ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. دمای ذوب آخرین بلورهای یخ بین ۲/۶- تا ۲۰/۹- می‌باشد. بر این اساس بیشترین فراوانی میزان شوری در گستره ۱۰ تا ۱۵ درصد وزنی معادل نمک طعام و با میانگین ۱۲/۱۶ به دست آمد. در سلسیت بابا محمد دمای همگن شدن بین ۱۳۴/۳ تا ۲۷۴/۶ درجه سانتی‌گراد و میانگین ۱۸۵/۶ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. دمای ذوب آخرین بلورهای یخ بین ۹- تا

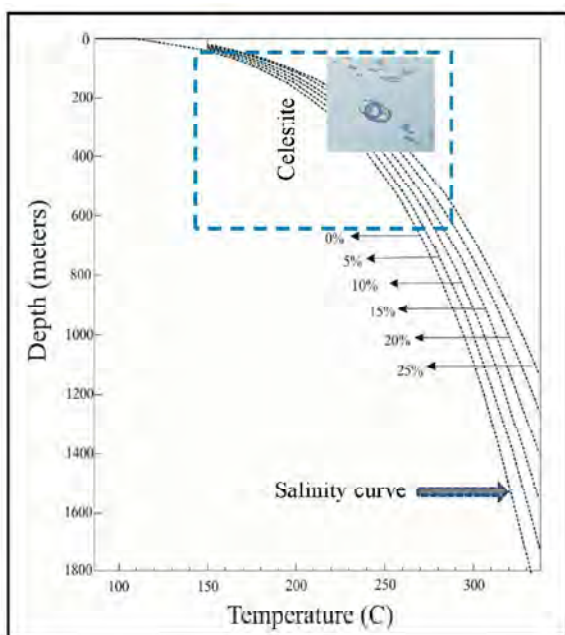
جدول ۲. اطلاعات ریزدماسنجی سیالات درگیر در ذخایر سلسیت کمر بند چین خورده-تراستی زاگرس (Tmice: دمای ذوب آخرین قطعه یخ، Te: دمای یوتکتیک، Th: دمای همگن شدن) (Tr: ترتاب، Tk: تارک، Lk: لیکک، Bm: بابا محمد)

NO.	Sample no.	Size (μm)	Phase	Th (°C)	Salinity (wt.% NaCl equiv)	Te (°C)	Tmice (°C)	Density (g/cm ³)
۱	Tr-8	۷/۱-۳۰	L+V	۱۶۶-۲۹۱/۸	۰/۱۶-۳/۷۵	-۲۵/-۱۴	-۲/۳/-۰/۱	۰/۷۶۰-۰/۹۰۰
۲	Tk-3	۷/۵-۳۸/۹	L+V	۱۶۸-۲۴۷/۹	۲/۱۰-۸/۶۲	-۲۲/۶/-۳۵/۵	-۱/۳/-۵/۶	۰/۸۱۰-۰/۹۵۰
۳	Tk-20	۶/۳-۴۳/۸	L+V	۱۰۵-۲۸۱/۴	۰/۱۶-۱۳/۲۹	-۳۱/-۱۷	-۹/۴/-۰/۱	۰/۷۵۰-۰/۸۰۰
۴	Lk-1	۶/۴-۷۳/۸	L+V	۸۳/۹-۲۷۶/۶	۴/۲۳-۲۱/۰۲	-۵۲/-۳۲/۴	-۱۸/۱/-۲/۶	۰/۸۸۰-۰/۹۵۰
۵	Lk-9	۵/۳-۲۸/۳	L+V	۱۳۳/۹-۲۸۱/۹	۷/۳۹-۲۲/۹۵	-۴۲/-۳۱/۴	-۲۰/۹/-۴/۷	۰/۸۳۰-۰/۹۰۰
۶	LK-10	۱۵-۳۰/۵	L+V	۲۶۵-۲۹۸	۸/۰۹-۱۳/۴۰	-۴۱/۷/-۳۱/۱	-۹/۵/-۵/۲	۰/۸۰۰-۰/۸۷۰
۷	Bm-9	۸/۷-۱۷/۱	L+V	۸۷/۱-۲۷۴/۶	۱۲/۸۵-۲۰/۱۱	-۴۳/۸/-۳۴/۷	-۱۶/۹/-۹	۰/۹۰۰-۰/۹۰۰
۸	Bm-10	۱۲/۵-۲۷/۱	L+V	۲۳۸/۲-۲۷۳/۱	۱۴/۷۷-۱۸/۲۸	-۴۸/۸/-۴۵/۴	-۱۴/۶/-۱۰/۸	۰/۹۰۰-۰/۹۷۰
۹	Bm-6	۶/۵-۱۴/۲	L+V	۱۲۲/۲-۱۵۴/۸	۱۷/۲۴-۲۱/۶۰	-۴۱/۸/-۳۴/۸	-۱۹/-۱۳/۴	۱/۰۶۰-۱/۰۸۰
	Averag	۶/۳	-	۲۹۱/۱۳	۱۰/۵	-۲۸	-۱۲/۳	۰/۸۳۰



شکل ۱۱. نمودارهای ستونی، الف) فراوانی دمای همگن شدن (Th)، ب) فراوانی دمای ذوب آخرین بلورهای یخ (Tmice)، ج) فراوانی دمای یوتکتیک (Te) سیالات درگیر، د) فراوانی دمای یوتکتیک (Te)

حداقل فشار نه بار تخمین زده می‌شود. این تخمین با عمق کانه‌زایی بین ۷۹ متر در پهنه سازگار است. با توجه به تحول سیال می‌توان تشکیل ماده معدنی را این‌گونه بیان کرد. گستره عمق و فشار برای سیالات درگیر دو فاز غنی از مایع در ذخایر سلسیت در کمربند چین خورده-تراستی زاگرس بین ۲۰/۳ تا ۶۳۹ متر و فشاری معادل ۵/۵ تا ۶۲/۹ بار تخمین زده شد. این سیالات درگیر در دمای بین ۱۳۴/۳ تا ۲۹۱/۸ همگن شدند. بر پایه‌ی این دمای همگنی و شوری ۱/۳ تا ۱۸/۱۷، حداقل فشار ۱۷/۸ بار تخمین زده می‌شود. با توجه به موارد فوق می‌توان نتیجه گرفت، تغییرات فشار و عمق به‌طور مشخص با کاهش توام همراه هستند و باعث رقیق‌شدگی سیال و صعود آن به سطوح بالاتر شده است. برآیند عوامل عنوان شده و تاثیر فعالیت‌های تکتونیکی و بالآمدگی این حوضه با توجه به فرآیندهای کوهزایی در طول زمان سبب فراهم شدن شرایط به برای تشکیل ذخایر سلسیت در عمق کمتر شده است.



شکل ۱۲. رسم دمای همگن شدن در نمودار (Haas, 1971) برای تخمین عمق سیال به دام افتاده در ذخایر سلسیت

روند تحول سیال کانسنگ ساز

بررسی روند سیال در ذخایر سلسیت به‌عنوان فاکتور مهم در شکل‌گیری این ذخایر براساس نمودار تغییرات دمای همگن شدن در برابر میزان شوری در (شکل ۱۳-الف)

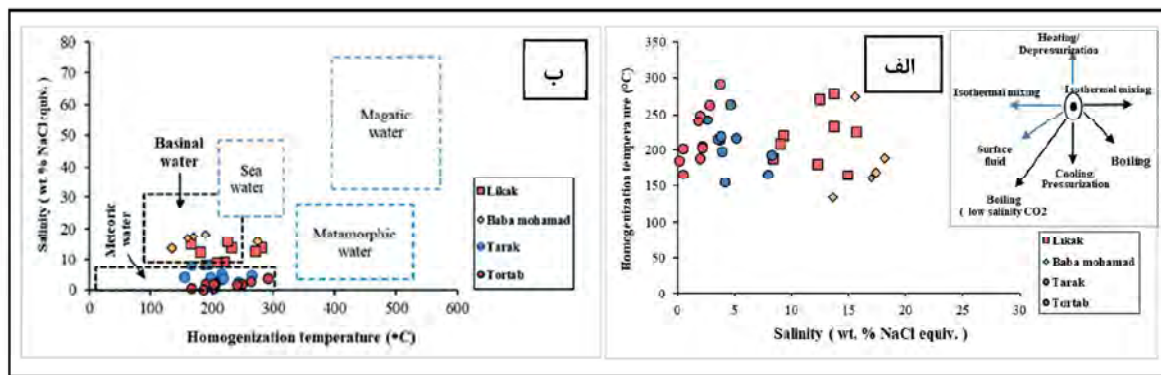
دیرینه، از منحنی‌های ایستابی هیدروستاتیک و لیتوستاتیک و با استفاده از نمودار دمای همگن شدن نسبت به عمق استفاده شده است (Haas, 1971). در این نمودار منحنی صفر ایستابی مبین آب خالص است و منحنی‌های رسم شده نسبت به فشار و با توجه به درصد شوری سیال (تا ۲۵ درصد وزنی نمک طعام) را نشان می‌دهد (شکل ۱۲). با استفاده از نمودار عمق-دما ارائه شده و براساس داده‌های ریزدماسنجی دمای همگن شدن سیالات درگیر، عمق کانه‌زایی در ذخایر سلسیت محاسبه شد. گستره عمق و فشار برای سیالات درگیر دو فاز غنی از مایع در سلسیت تارک بین ۵۵ تا ۴۷۰ متر و فشاری معادل شش تا ۴۳/۸ بار تخمین زده شد. این سیالات درگیر بیشتر در دمای بین ۱۵۵/۱ تا ۲۶۴/۶ درجه سانتی‌گراد همگن شدند. بر پایه‌ی این دمای همگنی و شوری ۲/۶۱ تا ۸/۲۷ درصد وزنی نمک طعام، حداقل فشار ۱۸/۵ بار تخمین زده می‌شود. این تخمین با عمق کانه‌زایی ۳۵۰ متر در منطقه سازگار است. همچنین محدوده عمق و فشار برای سیالات درگیر مطالعه شده در سلسیت ترتاب بین ۷۴ تا ۸۹۴ متر و فشاری معادل ۷/۸ تا ۷۳/۶ بار تخمین زده شد. دمای همگن شدن این سیالات بین ۱۶۶ تا ۲۹۱/۸ به دست آمد. بر پایه‌ی این میزان دمای همگنی و شوری ۱/۷۷ تا ۳/۲۷۵ درصد وزنی نمک طعام، حداقل فشار ۲۲/۹ تخمین زده می‌شود. این تخمین عمق کانه‌زایی را ۲۴۸ متر در گستره نشان می‌دهد. گستره عمق و فشار برای سیالات درگیر دو فاز غنی از مایع در ذخایر لیکک و بابا محمد نیز محاسبه شد. عمق و فشار تشکیل سلسیت لیکک بین ۴۸/۵ تا ۶۶۰/۶ متر و فشاری معادل ۵/۸ تا ۵۹/۹ بار تخمین زده شد. این سیالات درگیر بیشتر در دمای بین ۱۶۵/۳ تا ۲۷۹/۷ همگن شدند. بر پایه‌ی این دمای همگنی و شوری ۸/۳۵ تا ۱۵/۶۵، حداقل فشار ۲۰/۷ تخمین زده می‌شود. این تخمین با عمق کانه‌زایی ۲۰/۱ متر در منطقه سازگار است. گستره عمق و فشار برای سیالات درگیر دو فاز غنی از مایع در سلسیت بابا محمد بین ۴۴/۳ تا ۴۶۳ متر و فشاری معادل ۵/۵ تا ۴۶/۶ بار تخمین زده شد. این سیالات درگیر بیشتر در دمای بین ۱۳۴/۳ تا ۲۷۴/۶ همگن شدند. بر پایه‌ی این دمای همگنی و شوری ۱۳/۶۲ تا ۱۸/۱۷،

شدن سیال و به‌موجب آن تشکیل سیالی با دما و شوری کمتر می‌شود. از طرفی وجود شکستگی‌ها در واحدهای مختلف سبب ایجاد مجرابی برای چرخش سیال اخیر و انجام تبادل‌های سیال-سنگ شده، که تمامی این فرآیندها بسترهای مناسبی برای کانه‌زایی در پهنه ایجاد کرده‌اند. در بعضی از ذخایر سلسیت جهان این مکانیسم برای توصیف چگونگی رخداد این ماده معدنی پیشنهاد شده است. به‌طور مثال براساس مطالعات (Ehrenberg et al., 2007) سازند آسماری در شرایط متنوعی شکل گرفت، به این ترتیب که آسماری پایینی در محیط با میزان شوری نرمال، دریای باز با انرژی بالا نهشته شده است، برخلاف این موضوع در آسماری میانی و بالایی در حوضه‌های بسته با میزان تبخیر و در نتیجه شوری بالا شکل می‌گیرد. این مطلب با حضور انیدریت و دولومیت به‌وضوح مشخص می‌باشد (Aqrawi et al., 2006). وجود بلور نوزاد مکعبی‌هالیت در سیالات درگیر سه فازی غنی از مایع، مبین شوری بالای این نوع از سیالات می‌باشد. همچنین با توجه به نمودار میزان شوری در برخی از سیالات با افزایش دما ثابت باقی می‌ماند. البته گاهی تغییرات میزان شوری نسبت به افزایش دما چندان چشمگیر نمی‌باشد و این مورد می‌تواند نشانگر اختلاط سیال موثر در کانه‌زایی با منشاء جوی باشد. برای تعیین منشاء سیال از نمودار میزان شوری در برابر دمای همگن شدن که توسط Kesler (2005) ارائه شد می‌توان در صورت نبود دسترسی به ایزوتوپ‌های پایدار استفاده کرد. طبق (شکل ۱۳-ب) سیالات درگیر ذخایر سلسیت تارک و ترتاب در گستره آب‌های جوی و ذخایر سلسیت لیکک و بابامحمد در گستره شورابه‌های حوضه‌ای تجمع بیشتری را نشان می‌دهند. این شورابه‌ها به‌طور کلی از تبخیر دریا مشتق شده‌اند. این شورابه‌ها اغلب در اثر انباشتگی رسوبات و یا عملکرد فرآیندهای کوهزایی در امتداد شکستگی‌ها حرکت کرده و در بخش‌های بالایی در اثر اختلاط با سیالات جوی در شکستگی‌ها ته‌نشت شده‌اند. براساس نمودار ارائه شده که بر مبنای شوری و دمای همگن شدن رسم و تنظیم شده و در آن انواع سیال در کانه‌زایی به تفکیک مشخص شده، نمونه‌های بررسی شده از لحاظ شوری و دمایی در گستره

نشان داده شده است. بررسی نتایج حاصل از ریزدماسنجی بر روی این نمودار بیانگر وجود دو گروه از سیالات در منطقه می‌باشد. ۱) سیالات با شوری کم، پنج درصد وزنی معادل نمک طعام و دمای همگن شدن متوسط ۱۶۸ درجه سانتی‌گراد و ۲) سیالات با دمای همگن شدن ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و شوری بالا ۱۸ درصد وزنی معادل نمک طعام می‌باشد. طبق نظر (Wilkinson, 2001) تفاوت در میزان محتوای شوری سیالات را می‌توان مرتبط با رخدادی همچون جوشش مرتبط دانست و این مورد در این ذخایر به دلیل نبود CO_2 به‌طور کامل رد می‌شود. از طرفی عوامل دیگری نظیر اختلاط سیالات و منشاءهای چندگانه سیالات را می‌توان برای این مورد توضیح داد. از این‌رو، وجود دو نوع سیال با میزان شوری متفاوت را می‌توان با فرآیند اختلاط سیالات مرتبط دانست. هر دو سیال ذکر شده، گستره دمای همگن شدن به نسبت مشابهی دارند و می‌تواند مبین اختلاط هم‌دمای آنها باشد. براساس مطالعات (Brodtkorb et al., 1982) شکل‌گیری دو نوع سیال در رخداد اختلاط دارای دو ویژگی بارز می‌باشد و عبارتند از، ۱- سیالاتی که بیشتر ماهیت شورابه‌ای داشته، در نتیجه‌ی دیاژنز لایه‌ها و عملکرد فرآیندهای تکتونیکی در منطقه شکل می‌گیرند و ۲- سیالاتی که در نتیجه‌ی نفوذ آب‌های جوی یا زیرزمینی در رخداد کانه‌زایی پهنه‌نقش ایفا کرده‌اند. به‌طور کلی چنین به نظر می‌رسد، شکل‌گیری سلسیت در ذخایر بیان شده در نتیجه‌ی شورابه‌های درون‌سازندی و در نتیجه‌ی فرآیندهای دیاژنز و از طرفی نفوذ آب‌های جوی تشکیل شده‌اند. بنابراین می‌توان چنین نتیجه گرفت که سیال اولیه‌ی دخیل در فرآیند کانه‌زایی، یک سیال شورابه درون‌سازندی می‌باشد. در نتیجه‌ی خروج از واحدهای حاوی عنصر استرانسیوم از این عنصر غنی و در دمای بالاتر و از یک سیال درگیر نوع دو فازی با شوری بالاتر تشکیل شده است. براساس (شکل ۱۳-الف) که نمودار دمای همگن شدن در مقابل شوری سیالات درگیر را نشان می‌دهد، در بعضی نمونه‌ها بخصوص در ذخایر سلسیت لیکک و بابامحمد در حین فرآیند گرمایش سیالات دچار نشت شده‌اند. همچنین در بعضی موارد اختلاط شورابه‌های سازندی با آب‌های جوی باعث رقیق

دمای همگن شدن و درجه شوری حاکی از این است که منشاء سیالات تشکیل دهنده ذخایر سلسیت کمر بند چین خورده-تراستی زاگرس شورابه‌ای و نیز جوی و بیشتر مبین مراحل دیاژنز تاخیری و اپی ژنتیک می‌باشند.

منشاء آب‌های جوی و شورابه ای قرار می‌گیرد. در نهایت می‌توان نتیجه گرفت براساس دماهای محاسبه شده به نظر می‌رسد که سیالات با شوری ۱۰/۵ درصد وزنی معادل نمک طعام و دمای همگن شدن میانگین ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد را مسئول کانه‌زایی در پهنه‌های مورد مطالعه دانست. دامنه



شکل ۱۳. الف) نمودار شوری در برابر دمای همگن شدن که بیانگر اختلاط هم دما برای سیال کانه دار و رقیق شدن سیال کانه‌دار با آب‌های جوی (Wilkinson, 2001)، ب) نمودار شوری-دمای همگن شدن سیالات درگیر با گستره آب‌های مختلف (Kesler, 2005) در ذخایر سلسیت مورد مطالعه

نژاد حداد و آفتابی، ۱۳۸۹؛ Pourkaseb et al., 2017) و همچنین با سن میوسن زیرین در بخش تبخیری کلهر در استان ایلام (طباخ شعبانی و همکاران، ۱۳۹۳) رخمون دارد. از طرفی این ذخایر در زاگرس محدود به سازند آسماری نبوده و دارای تنوع سازندی چشمگیری می‌باشد. به‌گونه‌ای که در سازند گچساران با سن میوسن (سبزه‌ای، ۱۳۶۹؛ Ehya et al., 2013) و در مخدان و تنگ دون استان بوشهر در سازند میشان (احیاء، ۱۳۸۰) شکل می‌گیرد. از میان پهنه‌ها و کمر بندهای ساختاری ذکر شده کمر بندهای ایران مرکزی و زاگرس به‌عنوان پهنه‌های اصلی برای میزبانی استرانسیوم در ایران محسوب می‌شوند (Ghorbani, 2013). همان‌طور که در (جدول ۳) مشاهده می‌شود ذخایر سلسیت تارک و ترتاب با محدوده‌ی دمای همگن شدن و شوری که از جمله ذخایر سازند آسماری کمر بند چین خورده-تراستی زاگرس می‌باشند از نظر زمان و نوع سنگ دربرگیرنده و داده‌های ریزدماسنجی بیشترین شباهت را به سلسیت مزرعه در سازند قم در زون ایران مرکزی نشان می‌دهند. ذخایر لیکک و بابا محمد سازند گچساران نیز از لحاظ دمای همگن شدن نحوه شکل‌گیری

ذخایر سلسیت زاگرس در مقایسه با ذخایر جهان و ایران

مهم‌ترین منابع تامین کننده استرانسیوم در سطح جهان ذخایر سلسیت همراه با توالی‌های رسوبی کربناتی-سولفاتی و یا در سازندهای رسی، مارنی و تشکیلات قرمز ژیبسی قاره‌ای می‌باشند. رخدادهای سلسیت با پراکندگی زمانی و مکانی وسیع در سرتاسر دنیا قابل گزارش می‌باشند (Hanor, 2004). همچنین بسیاری از ذخایر سلسیت دنیا در ارتباط نزدیک با فرآیندهای کوهزایی می‌باشند و این موضوع شکل‌گیری حوضه‌های رسوب‌گذاری سلسیت با عملکردهای تکتونیکی را اثبات می‌کند (Brodtkorb et al., 1989). در ایران نیز این ذخایر گستردگی مکانی و زمانی وسیعی دارند. براساس مطالعات (بازرگانی گیلانی و ربانی، ۱۳۸۴) در البرز مرکزی سلسیت در سازند کند به سن ائوسن رخمون دارد. همچنین در ایران مرکزی در سازند قم با سن الیگوسن گزارش شده است (Bazargani-Guilani and Nekouvaght Tak, 2008). ذخایر سلسیت در زاگرس چین خورده-تراستی در سازند آسماری با سن الیگوسن در تاق‌دیس بنگستان

بیشترین نزدیکی را به سلسلتیت مزرعه (ولی پور، ۱۳۹۴) و ذخایر حوضه سیواس ترکیه (Tekin et al., 2002) نشان می‌دهند. همچنین از نظر شوری با دو ذخایر Ain Allega (Souissi et al., 2007) و Jebel Doghra (Abidi et al., 2011) در کشور تونس و ذخایر حوضه سیواس ترکیه همخوانی دارند. با توجه به شواهد صحرایی، ساخت و بافت و مجموعه‌ی کانه‌زایی و خصوصیات سیالات

درگیر تشکیل دهنده‌ی این ذخایر، می‌توان نتیجه گرفت که مکانیسم شکل‌گیری ذخایر سلسلتیت در کمربند چین خورده-تراستی زاگرس متأثر از سیالات جوی و اغلب در اثر فرآیندهای تکتونیکی است و مشابه ذخایر رسوبی سلسلتیت در بعضی مناطق ایران می‌باشد. همچنین با ذخایر حوضه سیواس در ترکیه نیز از لحاظ گستره شوری و دما شباهت دارد.

جدول ۳. مقایسه‌ی گستره دمای همگن‌شدگی و شوری در ذخایر سلسلتیت مورد مطالعه با ذخایر دیگر

Deposit	Type	Formation/Age	Th (°C)	Salinity (wt. % NaCl equiv)	References
Tortab	Sedimentary	Asmari/Oligocene-Miocene	۱۶۶-۲۹۱/۸	۰-۵	This Study
Tarak	Sedimentary	Asmari/Oligocene-Miocene	۱۵۵/۱-۲۶۴/۶۵	۰-۵	This Study
likak	Sedimentary	Gachsaran Early Miocene	۱۶۵/۳-۲۷۹/۷	۱۰-۱۵	This Study
Baba-Mohamad	Sedimentary	Contact Gachsaran and Mishan/Early Miocene	۱۳۴/۳-۲۷۴/۶	۱۵-۲۰	This Study
Garah Chegha	Sedimentary	Asmari (Kalhur)/Oligocene-Miocene	۱۶۴-۱۸۴	۸/۵-۹/۵	طیباخ شعبانی و همکاران، ۱۳۹۳
Mazraeh	sedimentary-diagenetic	Qom/Oligocene-Miocene	۱۴۰-۲۹۰	۱/۵۷-۸/۷۸	ولی پور، ۱۳۹۴
Jebel Doghra	MVT	Triassic	۱۷۴	۲۰/۷	Souissi et al., 2007
Ain Allega	MVT	Triassic	۱۳۶-۲۰۸	۱۱/۳۴-۲۴/۳۸	Abidi et al., 2011
Ulas-Sivas basin	sedimentary-(diagenetic-epigenetic)	Bozbel Formation (Middle-Late Eocene), Selimiye Formation (Oligocene), Haciali Formation (Early Miocene)	۲۱۰-۳۹۰	۱۱-۲۳	Tekin et al., 2002

نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از این پژوهش به شرح ذیل است:

۲. کانی سلسلتیت در این مناطق به دو صورت ریز و درشت بلور دیده می‌شود. بلورهای ریز اغلب نسل اول کانه‌زایی و بندرت در مقاطع دیده شد از طرفی بلورهای درشت‌تر به‌عنوان پرکننده فضاهای خالی به فراوانی مشاهده شد که نمایانگر نسل دوم کانه‌زایی و اغلب نشانگر مرحله اپی ژنتیک می‌باشند.

۳. براساس مشاهدات پتروگرافی سیالات درگیر ذخایر سلسلتیت کمربند چین خورده-تراستی زاگرس اغلب از نوع اولیه و ثانویه و در موارد معدودی نیز سیالات ثانویه کاذب نیز دیده می‌شوند. از نظر شکل‌های این سیالات اغلب بی‌شکل، بیضوی، کروی و کشیده با ابعاد پنج تا ۴۰ میکرون و به‌صورت منفرد یا اجتماع چند نوع سیال

۱. براساس مطالعات و مشاهدات صحرایی ساخت‌هایی همچون پرکننده فضای خالی به‌صورت رگه‌ای و ژئودی و بافت‌های جان‌شینی، موزاییکی و رگه‌ای درزمینه‌ی کربناتی به‌وفور در گستره مورد بحث مشاهده می‌شود. رخنمون ماده معدنی بیشتر هم‌راستای واحدهای سنگ‌شناسی گستره می‌باشند. سلسلتیت، کلسیت، ژیپس و انیدریت کانی‌های اصلی این ذخایر را تشکیل می‌دهد. کانی‌های کلسیت، ژیپس و انیدریت اغلب کانی‌های اولیه می‌باشند و در اکثر موارد توسط سلسلتیت جان‌شین شده‌اند.

- درگیر می‌باشند.
۴. مطالعه‌ی پتروگرافی سیالات درگیر این ذخایر نشان‌دهنده‌ی تشکیل پنج گروه سیال درگیر شامل: تک فاز مایع (L)، تک فاز بخار (V)، سیال درگیر دو فاز غنی از مایع (LV)، سیال درگیر دو فاز غنی از بخار (VL)، سیال درگیر چند فاز (LVS) می‌باشد.
۵. نتایج حاصل از مطالعات ریزدماسنجی سیالات درگیر حاکی از تشکیل سیال در دمای ۱۳۴/۳ تا ۲۹۱/۸ درجه سانتی‌گراد و شوری ۲/۵ تا ۱۸/۱۷ می‌باشد. با توجه به میانگین دمای همگن شدن و شوری که به ترتیب ۲۱۹ درجه سانتی‌گراد و ۱۰ درصد وزنی نمک طعام می‌باشد، فشار شکل‌گیری سلسیتیت ۲۱/۷ بار اندازه‌گیری شد. این میزان از فشار با عمق ۲۱۹ متر برابر است.
۶. بر طبق تغییرات دمای همگن شدن و شوری می‌تواند نشانه و تایید کننده نقش شورابه‌های دیازنی در مراحل اولیه و سپس نقش آفرینی آب‌های جوی در مراحل نهایی در کانه‌زایی باشد. به‌طور کلی چنین به نظر می‌رسد مکانیسم شکل‌گیری سلسیتیت پهنه‌های مورد بحث، در ارتباط با کمربند کوهزایی و واحدهای کربناتی می‌باشند، در نتیجه‌ی واکنش‌های سیال و سنگ‌های گستره می‌باشد. از طرفی انحلال کانی‌های موجود از جمله آراگونیت، انیدریت و ژپس موجود در سازندهای آسماری و گچساران منجر به آزاد شدن عنصر استرانسیوم در سیال مسئول کانه‌زایی و جانشینی آن به جای انیدریت که بیشتر به صورت ادخال‌های ریز در کانی سلسیتیت دیده می‌شود، در درجه حرارت به نسبت بالا (۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) در مراحل دیازن تاخیری و مراحل اپی ژنتیک می‌تواند باشد.
- منابع**
- آقائاتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۵۸۶.
- احیاء، ف.، ۱۳۸۰. زمین‌شناسی و منشاء رخداد سلسیتیت مخدان استان بوشهر. طرح پژوهشی دانشگاه آزاد بهبهان، ۴۶.
- بازرگانی‌گیلانی، ک. و ربانی، م. ص.، ۱۳۸۴.
- نَهشت سلسیتیت استراتیفرم منطقه افتر، باختر سمنان. مجله علوم زمین، ۵۷، ۴۱-۳۰.
- رستمی پایدار، ق. ا.، طاهرزاده، ا. و عادل پور، م.، ۱۳۹۵. زمین‌شناسی و ژئز ذخایر سلسیتیت بابامحمد در مرز سازندهای گچساران و میشان، استان کهگیلویه و بویراحمد. یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، ۲۰، ۷۵-۶۲.
- سبزه‌ای، م.، ۱۳۶۹. بی‌جوئی سلسیتیت در بخش شمال غرب تاقدیس بنگستان. وزارت معادن و فلزات، اداره کل معادن و فلزات استان کهگیلویه و بویراحمد، ۶۷.
- طبخ شعبانی، ا. ع.، اسدی مهماندوستی، ا. و ملکی، ز.، ۱۳۹۳. رخداد سلسیتیت در عضو تبخیری سازند آسماری، ارتفاعات گره چغا، صالح‌آباد مهران، ایلام. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۳۲، ۹۶-۸۵.
- نژاد حداد، م. و آفتابی، ع.، ۱۳۸۹. الگوی ذخایر سازی ذخایر سلسیتیت با استفاده از شواهد زمین‌شناسی، ساختی، بافتی و ژئوشیمیایی در تاقدیس بنگستان، بهبهان، اهواز. مجله علوم دانشگاه تهران، ۱، ۱۷۶-۱۵۷.
- ولی پور، م.، ۱۳۹۴. مطالعه ژئوشیمی، میانبارهای سیال و نحوه تشکیل نهشته‌های سلسیتیت مزرعه قم. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه پیام نور، ۱۵۹.
- Abidi, R., Slim-Shimi, N., Gasquet, D., Hatira, N. and Somarin, A., 2011. Genesis of celestite-bearing cap rock formation from the Ain Allega ore deposit (northern Tunisia): contributions from microthermometric studies. Bulletin de la Société Géologique de France, 182, 427-435.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. Tectonophysics, 229, 211-238.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. American Journal of Science, 307, 1064-1095.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science, 304, 1-20.
- Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H. and Taheri, A., 2007. Sedimentary facies and

- sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 947-959.
- Aqrabi, A.A.M., Keramati, M., Ehrenberg, S.N., Pickard, N., Moallemi, A., Svànå, T., Darke, G., Dickson, J.A.D. and Oxtoby, N.H., 2006. The origin of dolomite in the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), Dezful Embayment, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 29, 381-402.
 - Baker, P.A. and Bloomer, S.H., 1988. The origin of celestite in deep sea sediments. *Geochimica et Cosmochemica Acta*, 52, 335-339.
 - Bazargani-Guilani, K. and Nekouvaht Tak, M.A., 2008. Celestite ore deposit and occurrences of the Qom Formation, Oligo-Miocene, Central Iran. 2nd IASME/WSEAS international conference on geology and seismology, Cambridge, UK, 48-54.
 - Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochemica Acta*, 57, 683-684.
 - Brodtkorb, M.D., Schalamuk, I.B.A. and Ametrano, S., 1989. Barite and celestite Strata-bound ore field in Argentina. *Nonmetalliferous stratabound ore fields*, Ed. Brodtkorb, MK de, Van Nostrand Reinhold, New York, 41-68.
 - Brodtkorb, M.K.de., Ramos, V., Barbieri, M. and Ametrano, S., 1982. The evaporitic Celestite-Barite deposits of Neuquen, Argentina. *Mineralium Deposita*, 17, 423-436.
 - Brown, P.E. and Lamb, W.M., 1989. P-T properties of fluids in the system H₂O-CO₂-NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochimica et Cosmochemica Acta*, 53, 1209-1221.
 - Buchanan, L.J., de Vivo, B., Kramer, A.K. and Lima, A., 1981. Fluid inclusion study of Fiumarella barite deposit (Catanzaro south of Italy). *Mineralium Deposita*, 16, 215-226.
 - Ehrenberg, S.N., Pickard, N.A.H., Laursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z.K., Svana, T.A., Aqrabi, A.A.M., McArthur, J.M. and Thirlwall, M.F., 2007. Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 30, 107-128.
 - Ehya, F., Shakouri, B. and Rafi, M., 2013. Geology, mineralogy, and isotope (Sr, S) geochemistry of the Likak celestite deposit, SW Iran. *Carbonates and Evaporites*, 28, 419-431.
 - Fontbote, L., 1981. Strata-bound Zn-Pb-F-Ba-deposits in carbonate rocks: new aspects of paleogeographic location, facies factors and diagenetic evolution. Ph.D. Thesis, Universitat Heidelberg, 192.
 - Ghorbani, M., 2013. The Economic Geology of Iran: Mineral Deposits and Natural Resources. Springer, 567.
 - Goldstein, R.H. and Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic materials. Society for Sedimentary Geology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 31, 199.
 - Haas, J.L., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology*, 66, 940-946.
 - Hanor, J.S., 2004. A model for the origin of large carbonate-and evaporate-hosted Celestine deposit. *Journal of Sedimentary Research*, 74, 168-175.
 - Kesler, S.E., 2005. Ore-Forming Fluids. *Elements*, 1, 13-18.
 - Kinsland, G.L., 1977. Formation temperature of fluorite in the Lockport dolomite in Upper New York State as indicated by fluid inclusion studies-with a discussion of heat sources. *Economic Geology*, 72, 849-854.
 - Macleod, J.H. and Akbari, Y., 1970. Geological quadrangle map of the Behbahan area. No:

- 25479W: 1:100000, Iranian oil operating companies, Tehran, Iran.
- MacMillan, J.P., Park, J.W., Gerstenberg, R., Wagner, H., Kohler, K. and Wallbrecht, P., 1994. Strontium compounds and chemicals. In: Ullman's Encyclopedia of Industrial Chemistry, fifth ed. vol A 25. VCH Verlagsgesellschaft m.b.H., Weinheim, Germany, 321-327.
 - Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahand, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397-412.
 - Moore, F. and Jami, M., 1997. Syngenetic strontium ore deposition at the base of Asmari formation, Bangestan anticline, Behbahan. *Iranian Journal of Science*, 8, 178-188.
 - Mossadegh, Z.K., Haig, D.W., Allan, T., Adabi, M.H. and Sadeghi, A., 2009. Salinity changes during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 272, 17-36.
 - Pourkaseb, H., Zarasvandi, A., Rezaei, M., Mahdavi, R. and Ghanavati, F., 2017. The occurrence and origin of celestite in the Abolfares region, Iran: Implications for Sr-mineralization in Zagros fold belt (ZFB). *Journal of African Earth Sciences*, 134, 352-364.
 - Roedder, E., 1990. Fluid inclusion analysis—prologue and epilogue. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 495-507.
 - Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12, 664.
 - Romanko, E., Kokorin, Y.U., Krivyakin, B., Susov, M., Morozov, L. and Sharkovski, M., 1984. Outline of metallogeny of Anarak area (Central Iran): v/o Technoexport. Report. 19, 143.
 - Sahraeyan, M., Bahrami, M. and Arzaghi, S., 2014. Facies analysis and depositional environments of the Oligocene-Miocene Asmari Formation, Zagros Basin, Iran. *Geoscience Frontiers*, 5, 103-112.
 - Scholle, P.A., Stemmerik, L. and Harpote, O., 1990. Origin of major karst-associated celestite mineralization in Karstryggen, Central East Greenland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60, 397-410.
 - Sepeher, M. and Cosgrove, J.W., 2004. Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 829-843.
 - Setudehnia, A. and Perry, J.T., 1966. Geological quadrangle map of the Gachsaran area. No: 25481E: 1:100000, Iranian oil operating companies, Tehran, Iran.
 - Setudehnia, A., and Perry, J.T., 1996. Geological quadrangle map of the Haft Kel area. No: 25476E: 1:100000, Iranian oil operating companies, Tehran, Iran.
 - Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie and Son, 239.
 - Souissi, F., Sassi, R., Dandurand, J.L., Bouhelel, S. and Hamda, S.B., 2007. Fluid inclusion microthermometry and rare earth element distribution in the celestites of the Jebel Doghra ore deposit (Dome Zone, northern Tunisia): towards a new genetic model. *Bulletin Society of Geology of France*, 6, 459-471.
 - Tekin, E., Varol, B., Ayan, Z. and Satir, M., 2002. Epigenetic origin of celestite deposits in the Tertiary Sivas Basin: new mineralogical and geochemical evidence. -N. *Jb. Miner. Mh*, 7, 289-318.
 - Tekin, E. and Fridemen, G.M., 2001. A preliminary study, celestite-bearing gypsum in the Tertiary Sivas Basin, central eastern Turkey. *Carbonates and Evaporites*, 16, 93-101.
 - Valenza, K., Moritz, R., Mouttaqi, A., Fontignie, D. and Sharp, Z., 2000. Vein and karst barite deposits in the western Jebilet of Morocco:

fluid inclusion and isotope (S, O, Sr) evidence for regional fluid mixing related to central Atlantic Rifting. *Economic Geology*, 95, 587-606.

- Van Den Kerkhof, A.M. and Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. In: Andersen, T., Frezzotti, M. L., Burke, E.A.J. (Eds.): *Fluid inclusions: phase relationships-methods applications (special issue)*. *Lithos*, 55, 1-4.

- Vinogradov, A.P., 1956. Strontium. In *Handbook of Geochemistry*. II, 4, ed. K. H. Wedpohl, 1159.

- Vlasov, K.H, 1960. Geochemistry and mineralogy of rare earth elements genetic of their deposits, 1, 688, Translated From Russia by: Lerman Israel Program for scientific translation, Jerusalem, 1966.

- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming miner-

als. *American Mineralogist*, 95, 185-187.

- Wiesheu, R. and Hein, U.F., 1998. The history of fluid inclusion studies. In: Fritscher, B., Henderson, F., (eds.) *Toward a history of mineralogy, petrology and geochemistry*. Heft 23, Munchen, Institut fur Geschichte der Naturwissenschaften, 309-326.

- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55, 229-272.

- Zarasvandi, A., Charchi, A., Carranza, E.J.M. and Alizadeh, B., 2008. Karst bauxite deposits in the Zagros Mountain Belt, Iran. *Ore Geology Reviews*, 34, 521-532.

- Zarasvandi, A., Liaght, S. and Zentilli, M., 2005. Porphyry Copper Deposits of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc, Iran, *Super Porphyry Copper and Gold deposits: A global perspective*. PGC publishing Adelaide, 2, 441-452.