



پژوهشکده علوم پایه کاربردی



سال ۱۵، شماره ۶۰، زمستان ۱۴۰۰

صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر کمال خدائی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

سردبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر محمدرضا رضایی، استاد دانشگاه کرتین استرالیا

دکتر عزت... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

دکتر عبد... سعیدی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر فریدون غضبان، استاد دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استاد دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قویدل، استاد انستیتو نفت دانشکده فنی دانشگاه تهران

دکتر فرید مر، استاد دانشگاه شیراز

دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر اصغر کهندل، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر داخلی: دکتر راحله هاتفی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر اجرایی: انسیه اسماعیلی

ویراستارها: دکتر حمیدرضا ناصری و ناعمه فائضی

صفحه‌آرا: آرزو انصاری

تاریخ انتشار: زمستان ۱۴۰۰

چاپ: طرح و نقش

نشانی: تهران، بلوار کشاورز، خیابان ۱۶ آذر، پلاک ۴۰

نشانی دفتر فصلنامه:

تهران، اوین، دانشگاه شهیدبهشتی، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی، صندوق پستی: ۱۹۶۱۵۱۱۷۱

تلفن: ۲۹۹۰۲۵۹۴، ۴-۲۲۴۳۱۹۳۳

پست الکترونیک: zaminshenasiiran@yahoo.com

وب سایت فصلنامه: Journal.rias.ac.ir

وب سایت پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی: www.rias.ac.ir

این فصلنامه دارای مجوز علمی - پژوهشی به شماره ۳/۳۰۹ مورخ ۸۷/۱/۲۸ از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری می‌باشد.

این نشریه در پایه استنادی علوم جهان اسلام و نیز ایران ژورنال (نظام نمایه‌سازی مرکز منطقه‌ای اطلاع‌رسانی علوم و فناوری) نمایه شده است و دارای ضریب تاثیر می‌باشد. همچنین این نشریه در پایگاه‌های اطلاع‌رسانی زیر قابل دسترس است:

<http://www.isc.gov.ir>; <http://www.srlst.com>; <http://www.sid.ir>; <http://www.magiran.com>

راهنمای نگارش مقالات

فصلنامه زمین‌شناسی ایران هر سه ماه یک بار منتشر می‌شود و در زمینه‌های تخصصی زمین‌شناسی مقاله می‌پذیرد. هر مقاله تحقیقی فارسی باید دارای عنوان، چکیده فارسی، واژه‌های کلیدی به فارسی، مقدمه، روش مطالعه، بحث و نتیجه‌گیری، منابع، چکیده انگلیسی و واژه‌های کلیدی به انگلیسی باشد و اصول زیر در آن رعایت شود.

- متن مقاله باید با فاصله سطر ۱ cm و با رعایت حاشیه ۳ سانتی‌متر از لبه‌ها و قلم فارسی B Nazanin ۱۳ و انگلیسی Times New Roman ۱۱، در نرم‌افزار Word تایپ و تصاویر در فولدر جداگانه با فرمت Jpeg یا Tiff به نشانی zaminshenasiiran@yahoo.com به دفتر مجله ارسال شود (حداکثر تعداد صفحات مقاله ۱۵ صفحه می‌باشد).

- مقاله باید دارای یک برگ مشخصات مقاله به‌طور جداگانه شامل نام و نام خانوادگی نویسنده (گان)، مرتبه علمی و آدرس به هر دو زبان فارسی و انگلیسی، شماره تلفن و فاکس و پست الکترونیکی باشد.

- چکیده باید محتوای مقاله را با تأکید بر روش‌ها، نتایج و اهمیت و کاربرد نتایج بازگو نماید و حداکثر در ۲۵۰ کلمه نوشته شود. چکیده انگلیسی باید کاملاً منطبق با چکیده فارسی باشد.

- واژه‌های کلیدی تا پنج مورد به‌ترتیب حروف الفبا بلافاصله بعد از چکیده‌های فارسی و انگلیسی آورده شود.

- در صورت نیاز "سپاسگزاری" قبل از فهرست منابع آورده شود.

- منابع فارسی و به دنبال آن منابع خارجی به‌ترتیب حروف الفبا آورده شود. به‌عنوان مثال:

بابایی، م. و حسنی، ی.، ۱۳۸۳. الگوی سیستم زهکشی در معادن. فصلنامه تحقیقات منابع آب، ۱۲، ۲۷-۱۴.

Bellon, H., and Braud, J., 2003. Carbonate Sedimentary Environment, John Wiley, 360.

Cliff, R.A., Droop, G.T., and Rex, D., 1985. Alpine metamorphic in the south-east Tauern Window. Journal of Metamorphic Geology, 3, 403-415.

- در صورتی که از مقاله‌های اینترنتی استفاده شده است در فهرست منابع آورده شود. چنانچه مقاله‌ای دارای شماره doc. است در ادامه منابع آورده شود.

- برای ارجاع به منابع در متن از نام نویسندگان و سال انتشار منبع استفاده گردد.

- در متن مقاله از آوردن کلمات انگلیسی (به استثنای اسامی جنس و گونه فسیل‌ها و اسامی نویسندگان) خودداری شود و واژه‌ها (با ذکر شماره) در پاورقی آورده شود.

- عناوین جدول‌ها در بالا و عناوین شکل‌ها در زیر آنها نوشته شود. فقط از واژه شکل برای کلیه نمودارها و تصاویر استفاده شود. کلیه تصاویر میکروسکوپی همراه با مقیاس در زیر عکس باشد.

ارسال نسخه اصل شکل‌ها در ابتدای ارسال مقاله ضروری است.

نوشتار و اعداد روی شکل‌ها کاملاً خوانا باشد.

- برگ تعهد را امضا نموده و تا دریافت پاسخ نهایی نشریه، از ارسال آن به سایر نشریات خودداری فرمایید.

- مجله در ویراستاری، رد یا پذیرش مقالات مختار است.

زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های کامپانین-ماستریشین (سازند گورپی) در تاقدیس چناره، (پهنه لرستان) و مقایسه آن با مناطق مجاور

ایرج مغفوری مقدم^{۱*} و ندا افروزه^۲

۱. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

۲. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۹/۰۹

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۲/۲۰

چکیده

در این پژوهش زیست‌چینه‌نگاری زیستی سازند گورپی در برش چناره (پهنه لرستان) مطالعه شده است. ضخامت سازند گورپی در برش مورد مطالعه ۱۴۰ متر است و شامل سنگ‌آهک، سنگ‌آهک مارنی و مارن می‌باشد. این سازند به‌طور هم‌شیب اما با تغییر شدید سنگ‌شناسی روی سنگ‌آهک‌های سفید سازند ایلام و در زیر ماسه‌سنگ‌های سازند امیران قرار دارد. برمبنای روزن‌داران شناور هفت زون زیستی تشخیص داده شد که عبارتند از: *Globotruncana ventricosa* Interval Zone (کامپانین پیشین)، *Globotruncanita elevata* Partial range Zone (کامپانین میانی تا پسین)، *Radotruncana calcarata* Total Range Zone (کامپانین پسین)، *Globotruncanella havanensis* Partial Range Zone (کامپانین پسین)، *Gansserina gansseri* Interval Zone (کامپانین پسین-ماستریشین)، *Contusotruncana contusa* Interval Zone (ماستریشین پسین). در برش مورد مطالعه برخلاف دیگر مناطق پهنه لرستان، بخش‌های سیمره و امام حسن گسترش ندارد. ضخامت سازند گورپی در تاقدیس چناره نسبت به دیگر برش‌ها بسیار کمتر می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: تاقدیس چناره، چینه‌نگاری زیستی، حوضه لرستان، سازند گورپی، ماستریشین.

مقدمه

بارکرکوک^۱ ادامه می‌یابد (مطیعی، ۱۳۷۴). مرز جنوبی آن با فروبار^۲ دزفول، در امتداد گسله پیش کوهستانی می‌باشد. (Falcon, 1961)

در کرتاسه پسین نهشته‌ها نابرجا و بیشتر بلوک‌هایی حاوی رادیولاریت در حاشیه شرقی تا شمالی این پهنه و مجاور پهنه زاگرس مرتفع انباشته می‌شدند درحالی‌که

فعالیت‌های کوهزایی اواخر کرتاسه در حاشیه شمال شرقی صفحه عربی (بخش غربی کمربند کوهزایی زاگرس) موجب تشکیل پهنه پیش بوم لرستان شد (شکل ۱) و در آن بین چهار تا پنج کیلومتر نهشته‌های دریایی تا غیر دریایی انباشته شدند (Homke et al., 2009). مرز شرقی و شمالی پهنه لرستان با گستره زاگرس رورانده منطبق با گسل زاگرس مرتفع است و مرز غربی آن تا داخل عراق و فرو

1. Kirkuk Embayment

2. Dezful Embaymen

* نویسنده مرتبط: maghfouri.i@lu.ac.ir



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه و سه برش دیگر که با آنها در این نوشته مقایسه شده است

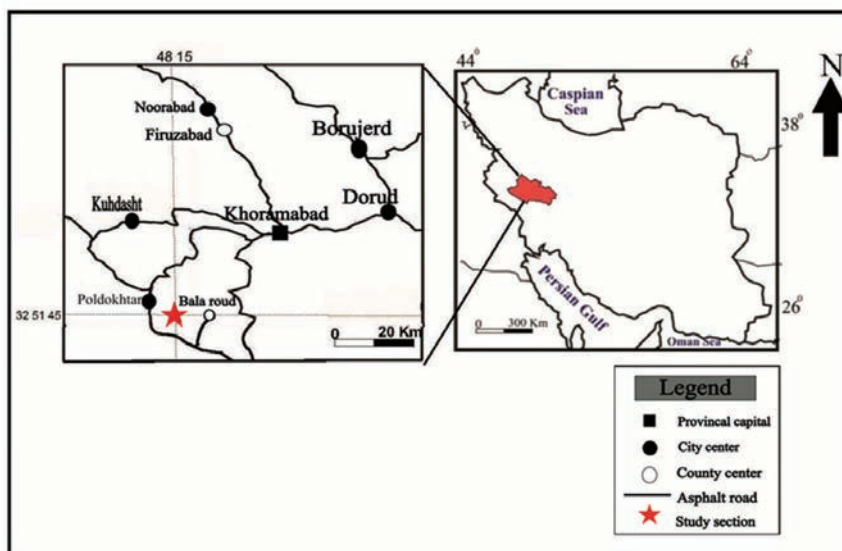
شد (Wynd, 1965). همتی نسب و همکاران (۱۳۸۷) در مطالعه زیست چینه نگاری و سکانس استراتیگرافی سازند گورپی در برش کاور در جنوب کبیرکوه ضمن معرفی ۳۳ زون زیستی، سن آن را کامپانین پسین تا سلانین معرفی کرد. مغفوری مقدم و همکاران (۱۳۹۶) سن سازند گورپی را بر اساس روزن‌داران شناور در تاقدیس زنگول در مرکز لرستان را سانتونین پسین تا ماستریشتین تعیین کردند. (Darabi et al., 2018) وزنداران شناور کامپانین پیشین تا ماستریشتین پسین را در سازند گورپی در تاقدیس‌های سلطان، امیران و پاسان شناسایی کردند.

راه‌های دسترسی

منطقه مورد مطالعه با مختصات $48^{\circ}15'$ طول شرقی و $32^{\circ}51'45''$ عرض شمالی، در جنوب پهنه لرستان قرار دارد. برای دسترسی به برش مورد مطالعه می‌بایست از طریق آزادراه خرم‌آباد-پل زال که از ۱۰ کیلومتری جنوب شهر خرم‌آباد آغاز می‌شود، به سمت شهر اندیمشک حرکت کرد و قبل از آخرین تونل آزاد و از طریق جاده خاکی که در شانه راست جاده قرار دارد، با طی حدود دو کیلومتر و گذر از محل اتراق عشایر، به برش مورد مطالعه رسید (شکل ۲). تعداد ۵۰ نمونه سخت و ۵۰ نمونه نرم (شامل مارن‌های نرم) از برش مورد مطالعه برداشت شد. از نمونه‌های سخت برش نازک تهیه گردید. نمونه‌های نرم پس از ۴۸ ساعت خیساندن در آب مقطر و

در همین زمان مرکز لرستان محل رسوب‌گذاری مارن‌ها و سنگ‌آهک‌های عمیق سازند گورپی می‌باشد. (Alavi, 2004) عواملی مانند موقعیت محیط‌های رسوبی در حوضه پیش بوم لرستان؛ نوسانات جهانی سطح آب دریاها و تغییرات آب و هوایی مهم‌ترین و بیشترین تأثیرات را در ترکیب و نوع رسوب‌گذاری در حوضه لرستان در این زمان داشته‌اند. به طوری که رسوب‌گذاری سازند گورپی در حاشیه شرقی حوضه لرستان تا اوایل ماستریشتین و در مرکز این حوضه تا اوایل پالئوسن ادامه یافته است (James and Wynd, 1965). تغییرات رخساره‌ای در میان نهشته‌های سازند گورپی موجب تشکیل بخش سیمره و امام حسن در پهنه لرستان شده است. در چاه‌های نفتی جنوب غربی فرو بار دزفول، یک بخش سنگ آهکی در سازند گورپی مشاهده می‌شود و بخش منصوری نامیده می‌شود.

این تغییرات رخساره‌ای می‌تواند محل مناسبی برای ایجاد تله‌های چینه‌ای برای ذخایر هیدروکربنی باشد و بنابراین مطالعه این سازند و روزنبران شناور آن اهمیت فراوانی در شناخت بهتر پیشینه زمین‌شناسی حوضه لرستان و توانایی‌های معدنی آن دارد. به این منظور برش کاملی از سازند گورپی در یال جنوب شرقی تاقدیس چناره انتخاب شد و محتویات روزنبران آن به همراه ویژگی‌های چینه نگاری آن بررسی و نتایج حاصل با مناطق مجاور مقایسه شد. برای اولین بار سه زون زیستی در سازند گورپی در لرستان معرفی

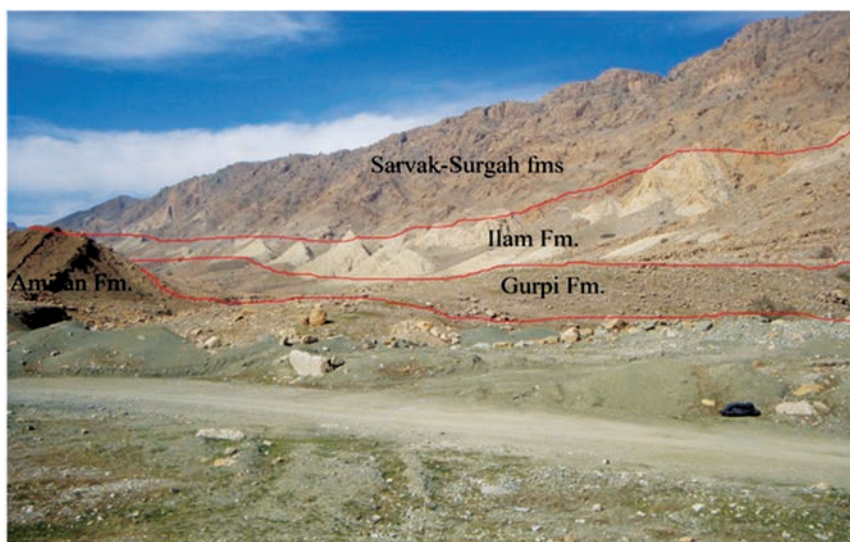


شکل ۲. راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه

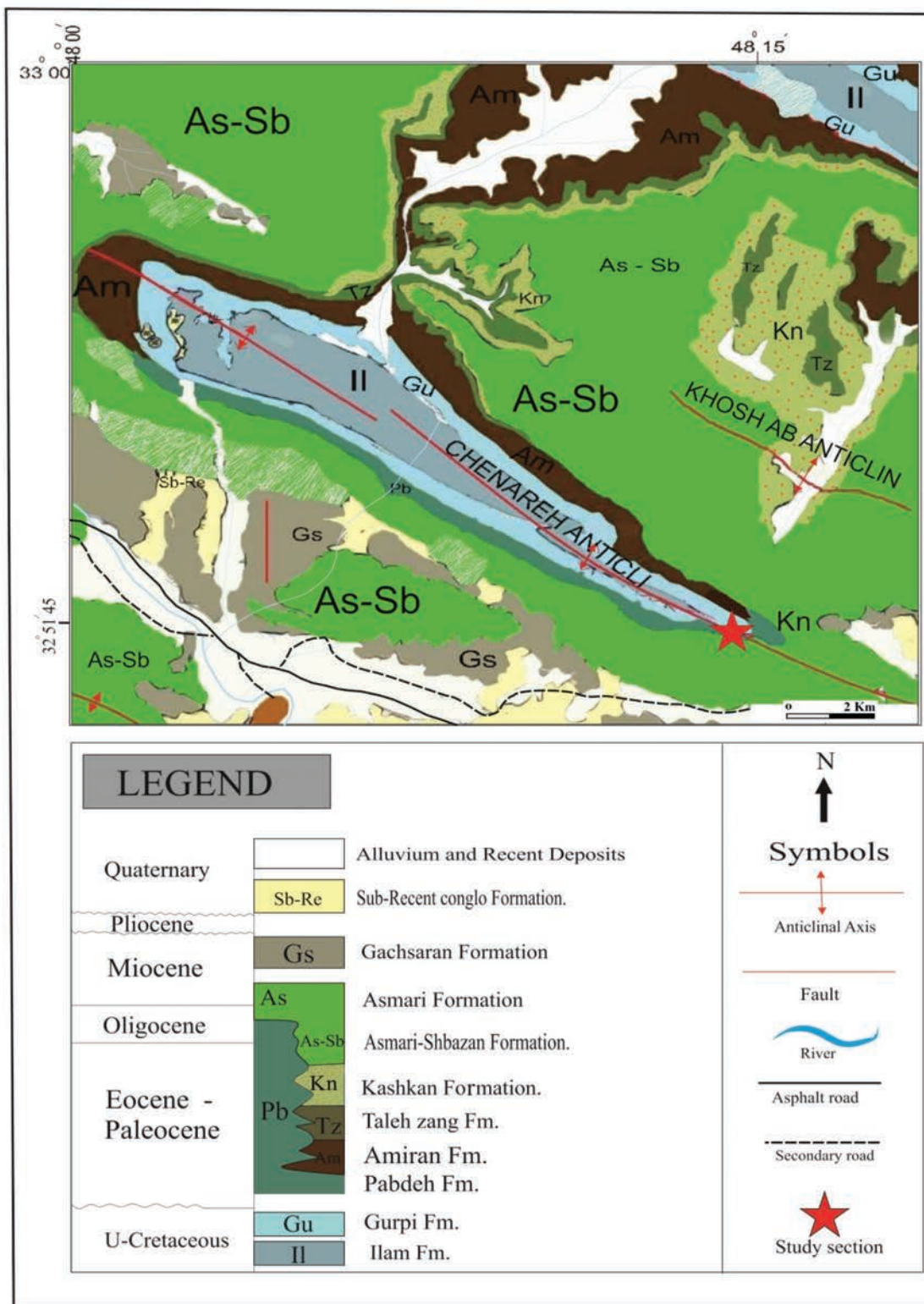
زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه

برش مورد مطالعه در یال جنوب شرقی تاقدیس چناره در جنوب خاور حوضه لرستان قرار دارد (شکل ۳). تاقدیس چناره با طول ۶۵ و پهنای ۸ کیلومتر یک تاقدیس منظم و متقارن در جنوب شرقی لرستان است. انتهای شمال غربی این تاقدیس کپالو نامیده می‌شود. در تاقدیس چناره به ترتیب سازندهای گورپی و امیران روی گروه بنگستان قرار دارد. ضخامت سازند گورپی در برش مورد مطالعه ۱۴۰ متر می‌باشد و به‌طور هم‌شیب اما با تغییر شدید سنگ‌شناسی بر روی سنگ‌آهک‌های سازند ایلام و زیر

۲۴ ساعت قرار گرفتن در آب‌اکسیژنه ۱۰ درصد از الک‌های ۲۵، ۴۵، ۶۰ و ۸۰ مش عبور داده شدند. نمونه‌ها در اتوکلاو خشک شده و ریز فسیل‌های آن در زیر استریو میکروسکوپ جدا و سپس با میکروسکوپ الکترونی مدل فیلد آمیژن در دانشگاه لرستان تصویربرداری و مورد بررسی قرار گرفتند. پس از شناسایی روزنبران و رسم محدوده حضور جنس و گونه‌ها، هفت زون زیستی با استفاده از روزنبران شناور طبق زون‌های زیستی (Premoli Silva and Verga, 2004) معرفی شد. سپس نتایج حاصل با برش‌های مناطق مجاور مورد مقایسه قرار گرفت.



شکل ۳. تصویری از نهشته‌های کرتاسه بالایی در برش تاقدیس چناره (دید رو به شمال غرب)



شکل ۴. نقشه زمین‌شناسی برش مورد مطالعه (Liewellyn, 1974)

ماسه‌سنگ‌های سازند امیران قرار دارد (شکل ۴). شناسایی و تفکیک سازند گورپی از سنگ‌آهک‌های سفید رنگ سازند ایلام و ماسه‌سنگ‌های تیره‌رنگ سازند امیران بسیار آسان می‌باشد. سازند گوری متشکل از سنگ‌آهک‌های نازک تا متوسط مارنی کرم رنگ و مارن‌های خاکستری است.

Globigerinelloides alvarezii, *Rugoglobigerina rugosa*,
Rudotruncana subspinosa, *Dentalina* sp.

3) *Radotruncana calcarata* Total range Zone

این زون زیستی با سن کامپانین پسین براساس ظهور و ناپدید شدن گونه *Radotruncana calcarata* تعریف شده است. این زون زیستی ۶۵ متر از ضخامت سازند گورپی را در برمی‌گیرد و مجموعه فسیلی همزیست زیر در آن شناسایی شده است:

Rudotruncana calcarata, *Archaeoglobigerina cretacea*, *Hedbergella monmuthensis*, *Hedbergella holmedelensis*, *Globotruncana aegyptica*, *Globotruncana orientalis*, *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncana hilli*, *Globotruncana mariei*, *Globotruncana falsostuarti*, *Globotruncana linneiana*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana* sp., *Globotruncanita pettersi*, *Globotruncanita stuarti*, *Globotruncanita stuartiformis*, *Globotruncanita conica*, *Globotruncanita angulata*, *Globotruncanita* sp., *Heterohelix striata*, *Heterohelix* sp., *Heterohelix glublosa*, *Heterohelix punctulata*, *Macroglobigerinelloides bolli*, *Macroglobigerinelloides messiei*, *Macroglobigerinelloides ultramicarus*, *Macroglobigerinelloides betonensis*, *Macroglobigerinelloides* sp., *Macroglobigerinelloides prehlensis*, *Globigerinelloides alvarezii*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Contusotruncana fornicata*, *Gublerina* sp., *Dentalina* sp.

4) *Globotruncanella havaensis* Partial range Zone

این زون زیستی از نوع گستره‌های بخشی با سن کامپانین پسین در بین دو افق انقراض *Radotruncana calcarata* در پایین و ظهور *Globotruncana aegyptiaca* در بالا تعریف شده است این زون زیستی دوازده متر از ضخامت سازند گورپی را در برمی‌گیرد و مجموعه فسیلی همزیست زیر در آن شناسایی شده است:

Heterohelix sp., *Heterohelix glublosa*, *Heterohelix punctulata*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana* sp., *Globotruncanita* sp., *Globotruncanita pettersi*, *Rudotruncana subspinosa*, *Hedbergella monmuthensis*, *Gublerina* sp.

زون‌های زیستی سازند گورپی در تاقدیس چناره

در برش مورد مطالعه در مجموع تعداد ۴۴ گونه متعلق به ۱۴ جنس از روزنبران شناور و ۲۱ گونه متعلق به ۱۸ جنس از روزنبران کف زی (شکل ۵) و هفت زون زیستی در سازند گورپی در برش مورد مطالعه شناسایی شد (شکل ۶). این زون‌های زیستی از پایین به بالا عبارتند از:

1) *Globotruncanita elevata* Partial Range Zone

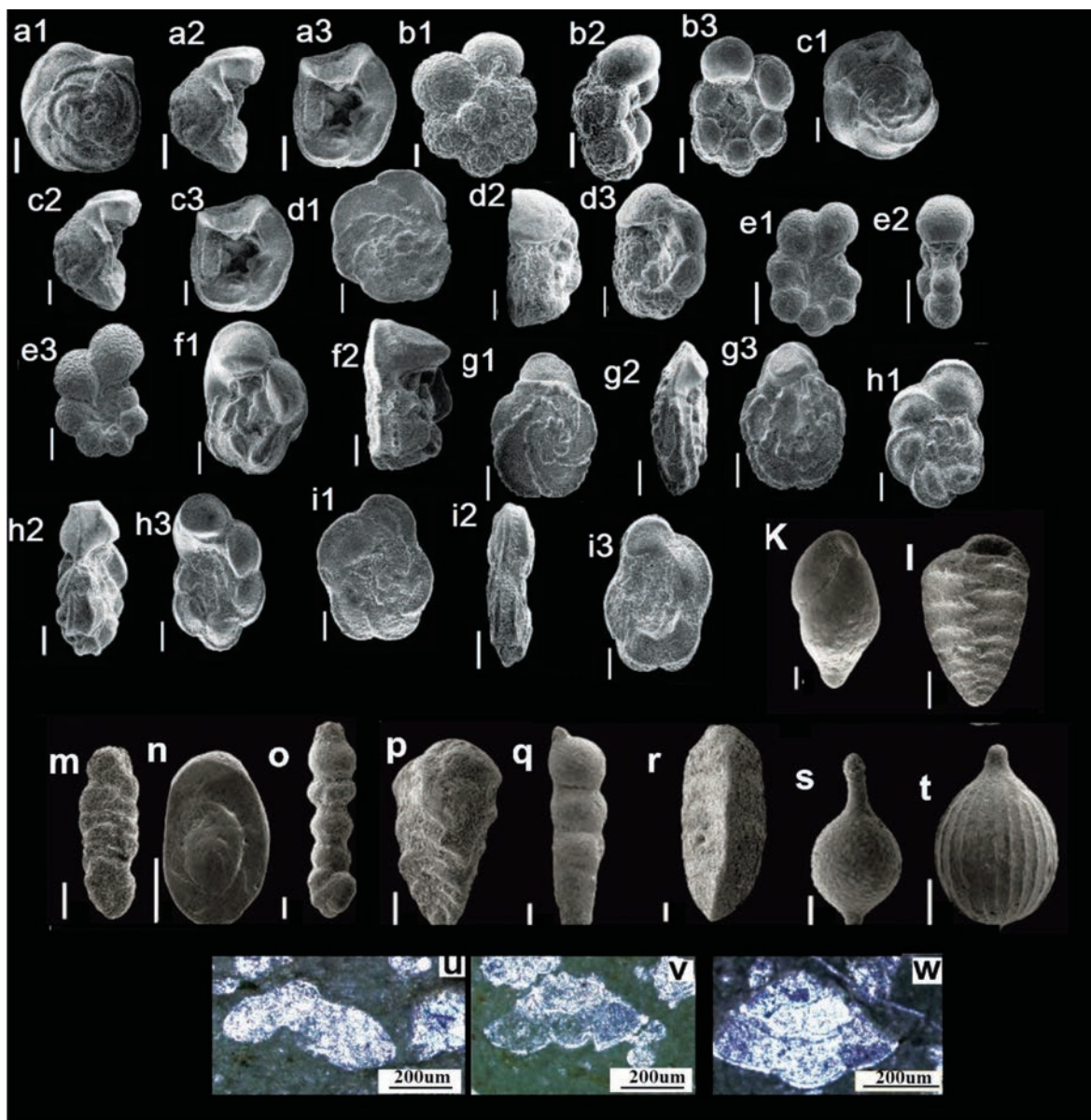
این زون زیستی براساس بخشی از حضور گونه *Globotruncanita elevata* در حدفاصل دو افق انقراض *Dicarinella asymetrica* در پایین و ظهور *Globotruncana ventricosa* در بالا تعریف شده است. سن این زون زیستی کامپانین پیشین است و ۱۲ متر از ضخامت سازند گورپی را در برمی‌گیرد. جامعه فسیلی همزیست زیر در آن شناسایی شده است:

Heterohelix striata, *Globotruncana orientalis*, *Macroglobigerinelloides bolli*, *Globotruncana linneiana*, *Dentalina* sp., *Textularia* sp., *Heterohelix* sp., *Heterohelix glublosa*, *Globotruncana arca*, *Heterohelix reussi*, *Macroglobigerinelloides* sp., *Heterohelix punctulata*, *Globotruncanita* sp., *Globotruncanita elevata*, *Globotruncana fornicata*, *Globotruncana* sp., *Hedbergella* sp., *Macroglobigerinelloides prehlensis*, *Gublerina* sp., *Hedbergella holmedelensis*.

2) *Globotruncana ventricosa* Interval Zone

این زون زیستی با سن کامپانین میانی تا پسین در حد فاصل دو افق ظهور *Globotruncana ventricosa* در پایین و ظهور *Radotruncana calcarata* در بالا تعریف شده است. ۲۱ متر از ضخامت سازند گورپی را در برمی‌گیرد و جامعه فسیلی همزیست زیر در آن شناسایی شده است:

Heterohelix striata, *Macroglobigerinelloides bolli*, *Macroglobigerinelloides messiei*, *Macroglobigerinelloides ultramicarus*, *Hedbergella holmedelensis*, *Globotruncanita stuartiformis*, *Globotruncanita stuarti*, *Globotruncanita conica*, *Globotruncanita angulata*, *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncana hilli*, *Globotruncana mariei*, *Globotruncana falsostuarti*, *Globotruncana linneiana*,

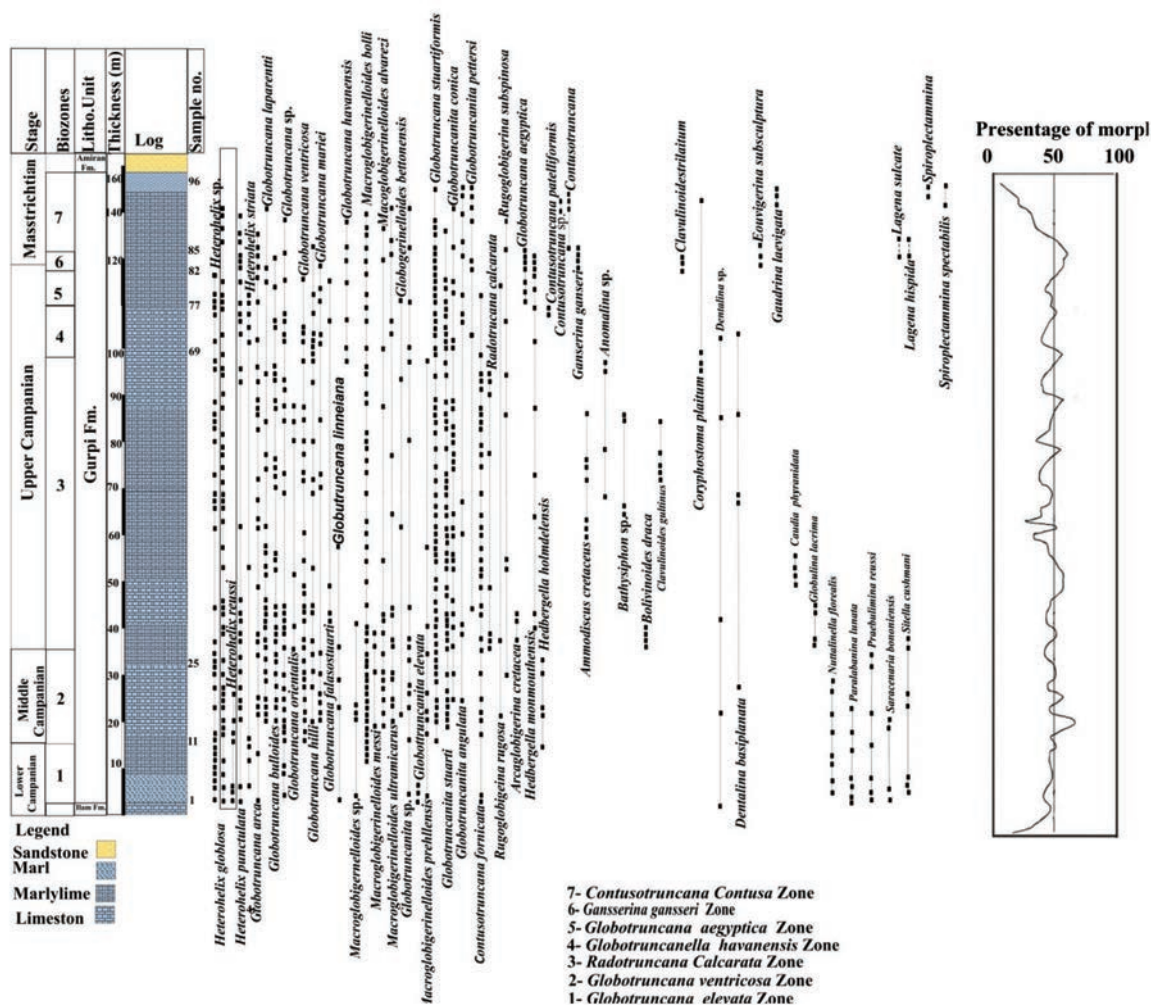


شکل ۵. ریز فسیل‌های منتخب سازند گورپی در تقادیس چناره (اندازه خطوط میزان ۲۰۰ میکرون می‌باشد)

a1-3) *Contusotruncana contusa*, sample no.93, b 1-3) *Archaeoglobigerina cretacea*, sample no. 2, c1-3) *Contusotruncana fornicata*, sample no. 3, d1-3) *Gansserina gansseri*, sample no. 82, e1-3) *Globigerinelloides alvarezii*, sample no. 17, f1-2) *Globotruncana aegyptica*, sample no.85, g1-3) *Globotruncana arca*, sample no. 25, h1-3) *Globotruncana bulloides*, sample no. 23, i1-3) *Globotruncana linneiana*, sample no.16, k) *Sitella cushmani*, sample no. 18, l) *Spiroplectammina laevis*, sample no.93, m) *Spiroplectammina spectabilis*, sample no.77, n) *Nuttalinella florealis*, sample no.18, o) *Globulina lacrima*, sample no. 38, p) *Gaudrina laevigata*, sample no.93, q) *Dentalina basiplanata*, sample no.19, r) *Clavulinoides trilateral*, sample no.82, s) *Lagena hispida*, sample no.82, t) *Lagena sulcate*, sample no.84, u) *Globotruncanella havanensis*, sample no.74, v) *Contusotruncana fornicata*, sample no. 54, w) *Globotruncanita conica*, sample no.61.

کامپانین پسین تعریف شده است. این زون زیستی ۸ هشت متر از ضخامت سازند گورپی را در برمی‌گیرد. مجموعه فسیلی هم‌زیست زیر در آن شناسایی شده است:
Heterohelix sp., *Heterohelix glublosa*, *Heterohelix*

5) *Globotruncana aegyptica* Interval Zone
 این بایوزون از نوع بینابینی و با سن انتهای کامپانین پسین در حد فاصل ظهور گونه *Globotruncana aegyptica* در پایین و ظهور گونه *Gansserina gansseri* در بالا به سن



شکل ۶. ستون زیست چینه نگاری و درصد مورفو تایپ‌های سازند گورپی در تاق‌دیس چناره

زیستی شش متر از ضخامت سازند گورپی را در برمی‌گیرد. مجموعه فسیلی هم‌زیست زیر در آن شناسایی شده است:

Heterohelix glublosa, *Heterohelix punctulata*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncana hilli*, *Globotruncana mariei*, *Globotruncana aegyptica*, *Globotruncana sp.*, *Globotruncanita stuartiformis*, *Globotruncanita stuarti*, *Globotruncanita conica*, *Globotruncanita angulata*, *Globotruncanita pettersi*, *Gansserina gansseri*, *Globigerinelloides alvarezii*, *Globotruncanella havanensis*, *Hedbergella monmuthensis*.

7) *Contusotruncana contusa* Interval Zone

این زون زیستی با سن مائستریشتین میانی در حد فاصل ظهور گونه *Contusotruncana contusa* در پایین و

striata, *Heterohelix punctulata*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana sp.*, *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncana hilli*, *Globotruncana mariei*, *Globotruncana falsostuarti*, *Globotruncanella havaensis*, *Globotruncana aegyptica*, *Globotruncanita pettersi*, *Globotruncanita patelliformis*, *Globotruncanita stuartiformis*, *Globotruncanita stuarti*, *Globotruncanita conica*, *Globotruncanita angulata*, *Macroglobigerinelloides bolli*, *Macroglobigerinelloides alvarezii*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Rudotruncana subspinoso*, *Hedbergella monmuthensis*, *Pseudotextularia elegans*, *Gublerina sp.*

این زون زیستی از نوع بینا بینی با ظهور گونه *Gansserina gansseri* در پایین و اولین ظهور گونه *Contusotruncana contusa* در بالا و به سن کامپانین پسین-مائستریشتین پیشین تعریف شده است. این زون

۱۰۰ متر): نمونه‌های مربوط به این عمق دارای صدف تروکواسپیرال با حجره‌های فشرده و کارن مانند *Globotruncana* هستند.

لازم به یادآوری است که تعیین عمق بر اساس فراوانی مورفو تایپ‌ها متکی به فراوانی نسبی شکل‌های مختلف روزن‌داران شناور می‌باشد. مورفو تایپ یک با درصد فراوانی بسیار کمتر در اعماق بیشتر از ۵۰ متر نیز یافت می‌شود. از سوی دیگر گونه‌های مربوط به مورفو تایپ دو بیشتر دارای محدوده زمانی بین آلبین پسین-تورونین می‌باشند که در محدوده زمانی برش مورد مطالعه (کامپانین پیشین تا ماستریشتین پسین) قرار نمی‌گیرند. بنابراین در برش مورد مطالعه به علت فراوانی زیاد مورفو تایپ سه از فراوانی این روزن‌داران برای تعیین عمق دیرینه استفاده شد (شکل ۶).

در بخش قاعده‌ای سازند گورپی در تاق‌دیس چناره (کامپانین پیشین) افزایش فراوانی مورفو تایپ سه نشان‌دهنده افزایش عمق می‌باشد. در میانه کامپانین پیشین، کاهش نسبی عمق آب با کاهش مورفو تایپ‌های سه و افزایش مورفو تایپ‌های یک مشخص می‌شود. در مرز تبدیل زیست زون یک به دو، فراوانی روزن‌بران کم عمق مانند *Heterohelix* و روزن‌بران مناطق عمیق مانند *Globotruncana* به نسبت مساوی می‌باشد. در قاعده زون زیستی دو سطح آب دریا به‌طور ناگهانی افزایش یافته و سپس کاهش می‌یابد. در شروع زون زیستی سه در ابتدای کامپانین پسین ابتدا عمق آب افزایش می‌یابد و سپس به تدریج کاهش می‌یابد. بعد از چندین پیشروی و پسروی سطح آب دریا، بیشترین عمق و پیشروی سطح دریا در زون زیستی شش و در مرز کامپانین-ماستریشین اتفاق افتاده است. در این محدوده مورفو تایپ سه مانند *Gansserina gansseri* بیشترین فراوانی را دارند. در نهایت با پسروی شدید آب دریا، رسوبات توریدایت سازند امیران ته‌نشین شدند.

بحث

به باور Alavi (2004) تشکیل پهنه پیش بوم لرستان حاصل جایگزینی افیولیت‌ها در بخش شرقی زاگرس است و در بخش عمیق ۱ آن سازند گورپی و در بخش‌های بر

تا انتهای سازند گورپی در تاق‌دیس چناره در بالا تعریف شده است و ۱۶ متر از ضخامت سازند گورپی را در برمی‌گیرد. به عبارت دیگر بخش بالایی این زون زیستی در برش مورد مطالعه به علت نبود رسوب‌گذاری سازند گورپی و یا به علت فرسایش بخش‌های فوقانی سازند گورپی قبل از ته‌نشینی سازند امیران وجود ندارد. مجموعه فسیلی زیر در این زون زیستی شناسایی شده است:

Heterohelix glublosa, *Heterohelix punctulata*, *Heterohelix striata*, *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana* sp., *Globigerinelloides alvarezii*, *Globotruncanella havanensis*, *Globotruncanita stuartiformis*, *Globotruncanita stuarti*, *Globotruncanita conica*, *Globotruncanita angulata*, *Globotruncanita* sp., *Macroglobigerinelloides bolli*, *Rudotruncana subspinoso*, *Globotruncanita pettersi*, *Contusotruncana contusa*, *Contusotruncana* sp., *Gansserina gansseri*.

تعیین عمق دیرینه سازند گورپی در تاق‌دیس چناره

توزیع و پراکندگی روزن‌داران شناور در ستون آب به عمق آب، دما، شوری، میزان مواد مغذی و جریان‌های سطحی آب بستگی دارد (Hart and Baily, 1979). بر این اساس روزن‌داران شناور به اعماق خاصی از آب سازش یافته‌اند. گونه‌هایی با پوسته ساده‌تر و سبک‌تر در اعماق کم و گونه‌هایی با پوسته سنگین‌تر در اعماق بیشتر ساکن می‌شوند. بر اساس خصوصیات مورفولوژیکی، تاکسونومی و عمق سه گروه مورفو تایپ از روزن بران شناور شناسایی شد (Martinez, 1989) که عبارتند از:

- مورفو تایپ یک یا فرم‌های آب‌های کم عمق (صفر تا ۵۰ متر): نمونه‌های مربوط به این عمق دارای صدف مستقیم مثل *Heterohelix* یا تروکواسپیرال با حجرات کروی، بدون کارن با تزئینات کم، مثل *Hedbergella* می‌باشد.
- مورفو تایپ دو یا فرم‌های آب‌های با عمق متوسط (۵۰ تا ۱۰۰ متر): نمونه‌های مربوط به این عمق دارای صدف تروکواسپیرال با حجرات فشرده و کارن‌های ابتدای مانند *Praeglobotruncana* می‌باشد.
- مورفو تایپ سه یا فرم‌های آب‌های عمیق (پایین تر از

دیگر محل این برش (تاقدیس چناره) در مقایسه با دیگر برش‌های مطالعه شده سازند گورپی در شرقی‌ترین نقطه از پهنه لرستان قرار دارد. به‌سوی غرب (برش‌های کبیر کوه و سورگاه) ضخامت سازند گورپی به‌شدت افزایش می‌یابد. این افزایش ضخامت با شدت کمتری به‌سوی شمال شرق یعنی برش‌های سلطان، امیران، زنگول و پاسان مشاهده می‌شود. در این مسیر بیشترین ضخامت سازند گورپی در تاقدیس امیران (۲۷۷ متر) می‌باشد، درحالی‌که ضخامت سازند گورپی در تاقدیس سورگاه ۶۱۲ متر گزارش شده است (Honarmand et al., 2020). این اختلاف ضخامت تفاوت اساسی با نقشه هم ضخامت نهشته‌های کرتاسه بالایی پهنه لرستان (شکل ۷) دارد. در این نقشه بیشینه رسوبات کرتاسه در تاقدیس امیران می‌باشد. این تفاوت را می‌توان با دو پدیده توضیح داد. اول آنکه در تاقدیس امیران چند صد متر از نهشته‌های سازند امیران بر روی سازند گورپی انباشته شده است اما در راس سازند گورپی در برش‌های کبیر کوه و سورگاه چند متر شیل‌های ارغوانی قرار می‌گیرد. دلیل دیگر آن است که با انباشته شدن سازند امیران، بخش عمیق پهنه پیش بوم لرستان به‌سوی غرب مهاجرت کرده است، به‌طوری‌که از تاقدیس کبیر کوه به‌سوی غرب رسوب‌گذاری سازند گورپی تا اواخر پالئوسن ادامه می‌یابد و بنابراین ضخامت زیادی از سازند گورپی متعلق به پالئوسن می‌باشد. در تاقدیس چناره مانند بسیاری از مناطق لرستان، سازند گورپی با زون زیستی *Globotruncanita elevata* Partial Range Zone به سن کامپانین پیشین شروع می‌شود. تنها در تاقدیس زنگول مانند بخش‌های شرقی و جنوب غربی فرو بار دزفول مانند میادین نفتی مارون (صادقی و دارابی، ۱۳۹۴) و برش سپید کوه در خاور رامهرمز (رحیمی و همکاران، ۱۳۹۷) و تاقدیس کوه سیاه در پهنه ایذه (فریدونپور و همکاران، ۱۳۹۳) و در سروستان در پهنه فارس داخلی (Vaziri Moghaddam, 2002) قاعده سازند گورپی با زون زیستی *Dicarinella asymetrica* Total Zone به سن سانتونین پسین گزارش شده است و

آمده^۲ نهشته‌های سازند ایلام انباشته شده‌اند. در برش مورد مطالعه و تمامی برش‌هایی که در این نوشته با آنها همخوانی انجام شده است، با تغییر واضح سنگ‌شناسی، مارن‌ها و سنگ‌آهک‌های مارنی سازند گورپی بر روی سنگ‌آهک‌های به‌طور کامل سفید سازند ایلام قرار دارند. در جدول یک ضخامت و زون‌های زیستی سازند گورپی در برش مورد مطالعه و نواحی مجاور در پهنه لرستان نشان داده شده است.

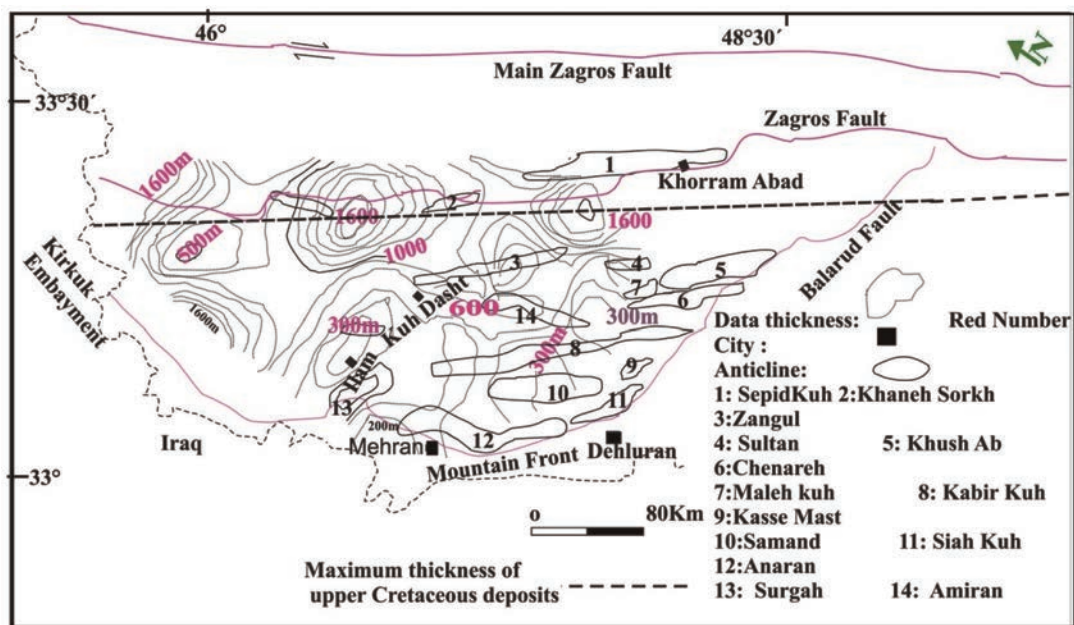
با توجه به نقشه هم ضخامت نهشته‌های کامپانین-مایستریستین پهنه لرستان (شکل ۷) به نظر می‌رسد که در دو بخش از این پهنه یکی در شمال شرقی و در امتداد جانبی کمر بند ایذه و دیگری در شمال پهنه لرستان، نهشته‌های کرتاسه بالایی بیشترین ضخامت را دارند. درحالی‌که به‌سوی فرو بار دزفول به‌شدت از ضخامت آنها کاسته می‌شود (Farzie pour-Saein et al., 2009). افزایش ضخامت نهشته‌های کرتاسه بالایی می‌تواند حاصل ته‌نشینی رسوبات توربیدایت سازند امیران باشد که به‌سوی مرکز و غرب پهنه لرستان از ضخامت آن کاسته می‌شود.

به باور James and Wynd (1965) تاقدیس امیران که محل بیشترین ضخامت بخش سنگ‌آهک‌های امام حسن مربوط به سازند گورپی می‌باشد، مرکز پهنه لرستان است. در این محل ضخامت نهشته‌های کرتاسه بالایی حدود ۶۰۰ متر می‌باشد، این در حالی است که به‌سوی شمال پهنه لرستان ضخامت این نهشته تا ۱۶۰۰ متر می‌رسد. از تاقدیس امیران به‌سوی تاقدیس کبیر کوه و مناطق مجاور آن از ضخامت سازند امیران کاسته می‌شود. این سازند در یال جنوبی تاقدیس چناره تنها حدود ۱۰ متر ضخامت دارد. ولی در یال جنوبی تاقدیس کبیر کوه، شیل‌های ارغوانی جای سازند امیران را می‌گیرد و یک بخش کم‌عمق (بخش سیمره) در سازند گورپی ظاهر می‌شود (رحیمی و همکاران، ۱۳۹۷). در امتداد تاقدیس چناره به سوی باختر، تغییرات رخسارهای سازند گورپی بسیار زیاد می‌باشد. به نظر می‌رسد این تغییرات متأثر از روند ساختارهای قدیمی به‌ویژه روند چین‌خوردگی‌ها است.

کمترین ضخامت گزارش شده سازند گورپی در پهنه لرستان مربوط به برش مورد مطالعه می‌باشد، از سوی

1. Foredeep

2. Bulge



شکل ۷. نقشه هم ضخامت نهشته‌های کرتاسه بالایی پهنه لرستان (Farzie pour-Saein et al., 2009)

در تاقدیس سلطان در میان مارن‌ها به‌طور پراکنده صدف‌های لופا مشاهده می‌شود ولی در این برش نیز بخش سیمره مشاهده نمی‌شود. گسترش بخش سیمره از کبیر به سوی شمال یعنی تاقدیس پازان از زون زیستی *Globotruncanella havaensis* Partial Range Zone به سن کامپانین پسین شروع می‌شود. در تاقدیس سورگاه بخش سیمره در زون زیستی *Globotruncana aegyptica* Interval Zone مشاهده می‌شود (اصغریان رستمی، ۱۳۹۱). به عبارت دیگر می‌توان پذیرفت بخش سیمره به سوی باختر به صورت پیشرونده در سازند گورپی دیده می‌شود. در برش مورد مطالعه و تاقدیس سلطان نیز بخش امام حسن مشاهده نمی‌شود. از تاقدیس امیران این بخش در زون زیستی *Globotruncana aegyptica* Interval Zone دیده می‌شود. در تاقدیس زنگول تمامی برش از نظر سنگ‌شناسی مشابه بخش امام حسن می‌باشد. در تاقدیس پازان در همان زون زیستی *Globotruncana aegyptica* Interval Zone ولی با ضخامت کمتر بخش امام حسن گسترش دارد. سن بخش امام حسن در تاقدیس سورگاه کامپانین پسین-ماستریشین پیشین و در زون زیستی *Gansserina gansseri* Interval Zone قرار دارد.

به‌وضوح نشان می‌دهد که عمیق‌ترین بخش پهنه لرستان در بازه زمانی سانتونین-کامپانین، تاقدیس زنگول می‌باشد. زون‌های زیستی *Globotruncanita elevata* Partial Range Zone *Globotruncana aegyptica* Interval Zone و *Gansserina gansseri* Interval Zone گسترش جهانی داشته و به علت داشتن روزنداران شناوری با صدف مستقیم مانند *Heterohelix* sp. نشان‌دهنده عمق کمتر از ۵۰ متر می‌باشند (Abramovich et al., 2003). دیگر زون‌های زیستی سازند گورپی بر اساس مورفو تایپ‌های روزنداران شناور بر مبنای عمق بیش از ۵۰ متر می‌باشند. از ابتدای کامپانین رسوب‌گذاری سازند گورپی به سوی غرب گسترش می‌یابد. بخش شمال غربی پهنه لرستان و در تاقدیس پاسان، قاعده سازند گورپی متعلق به زون زیستی *Globotruncana ventricosa* Interval Zone به سن اوایل تا اواخر کامپانین می‌باشد. در همین زمان و کمی بالاتر چندلایه دو و پنج متری در برش کبیر کوه گزارش شده است (همتی نسب و همکاران، ۱۳۸۷) که قسمتی از بخش سیمره می‌باشد. مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد که ضخامت این بخش به سوی جنوب یعنی تاقدیس‌های کاسه ماست و سیاه کوه افزایش می‌یابد. از سوی دیگر در برش مورد مطالعه بخش‌های سیمره و امام حسن گسترش ندارد.

جدول ۱. زون‌های زیستی و ضخامت سازند گورپی در برش مورد مطالعه و نواحی مجاور در حوضه لرستان

Stage	Biozone	Surgah Thickness: 612m Honarmand et al.(2020)	Kabir kuh Thickness: 261.4 m Ghourchayi (2009)	This study Thickness: 140 m	Sultan Thickness: 270m Darabi et al.(2018)	Amiran Thickness: 277m Darabi et al.(2018)	Zangul Thickness: 242 m Solki et al.(2015)	Pasan 160 m Darabi et al.(2018)
Thanetian		Purple Shale		Amiran Fm.				
Selandian		56 m Shale	100.8 m Shale					
Danian								
Late Maastrichtian	<i>Abathomphalus mayaroensis</i> Interval Zone	24 m shale 12m Shale 16m Shale 3om,Limeston	27.6 m Shale, limestone					
Middle- Late Maastrichtian	<i>Contusotruncan a contusa</i> partial range zone	80 m Limestone	11 m Shale, limestone <i>Gansserina gansseri</i> interval zone	16 m Marly limestone	40m Limy marl	27 m Limy marl	45 m Marl	22 m Limy marl
Late Campanian- Early Maastrichtian	<i>Gansserina gansseri</i> interval zone	212 m Emam Hassan M.(88 m) Shale, limestone		6 m marly limestone	54m Limy marl	54 m Limy marl	30 m Marl and marly limestone	28 m Limy marl
Late Campanian	<i>Globotruncana aegyptiaca</i> interval zone	74m Seymareh M.(45m) Limestone, Clayey limestone	10 m Shale, limestone	8 m Calyey limestone	71m, Emam Hassan M.(47m) Lime stone, marl	32 m, Emam Hassan M. Lime stone, Marl	5 m marly limestone	40 m, Emam Hassan M.(23 m) Lime stone, marl
Late Campanian	<i>Globotruncanella havanensis</i> partial range zone	174m Shale	11 m Shale, limestone	12 m Calyey limestone	26m Marl	50 m Marl	24 m marly limestone	30 m Seymareh M.(20m) Limestone, Clayey limestone
Late Campanian	<i>Radotruncana calcarata</i> total range zone	112 m Shale	11 m Shale, limestone	5 m Calyey limestone	19 m Clayey limestone	31 m Marl, Clayey limestone	21 m Marly limestone	20 m Clayey limestone
Early-Late Campanian	<i>Globotruncana ventricosa</i> interval range zone	<i>Contusotruncan a plummerae</i> Interval Zone 65 m Shale,limestone	86 m Shale	21 m Calyey limestone	33 m Clayey limestone	31 m Clayey limestone	15 m marly limestone	20 m Clayey limestone
Early Campanian	<i>Globotruncanita elevata</i> partial range zone	<i>Contusotruncan a plummerae</i> Interval Zone (Ilam Formation)	3 m Shale	12 m Calyey limestone	27 m Calyey limestone	26 m Clayey limestone	20 m marly limestone	Limestone (Ilam Fm.)
Santonian	<i>Diacarinella asymetrica</i> Total Range Zone		Limestone (Ilamn Fm)	Limestone (Ilamn Fm)	Limestone (Ilamn Fm)	Limestone (Ilam Fm.)	83 m marly limestone	Limestone (Ilam Fm.)

نتیجه‌گیری

در نهشته‌های سازند گورپی در برش چناره (در جنوب شرق پهنه لرستان هفت زون زستی به شرح زیر و از قدیم به جدید شناسایی شد:

1. *Globotruncanita elevata* Partial range Zone (کامپانین پیشین)
2. *Globotruncana ventricosa* Interval Zone (کامپانین میانی تا پسین)
3. *Radotruncana calcarata* Total Range Zone (کامپانین پسین)
4. *Globotruncanella havanensis* Partial Range Zone (کامپانین پسین)
5. *Globotruncana aegyptiaca* Interval Zone (کامپانین پسین)
6. *Gansserina gansseri* Interval Zone (کامپانین پسین-ماستریشین پیشین)
7. *Contusotruncana contusa* Interval Zone (ماستریشین پسین)

در برش مورد مطالعه بخش‌های سیمره و امام حسن گسترش ندارد. با توجه به برش‌های مناطق مجاور می‌توان پذیرفت که بخش سیمره در امتداد محوری به موازات تاقدیس پازان تا تاقدیس کبیر کوه ظاهر می‌شود و به سوی غرب دارای ضخامت بیشتر و سنی جوان‌تر می‌باشد. بخش امام حسن در بخش شرقی‌تر نسبت به بخش سیمره یعنی از تاقدیس امام حسن شرع می‌شود و به سوی غرب ادامه می‌یابد. به نظر می‌رسد عمیق‌ترین بخش پهنه لرستان در بازه زمانی سانتونین پسین-کامپانین پیشین در حوالی تاقدیس زنگول قرار دارد و در کامپانین پسین-ماستریشین این بخش در تاقدیس سورگاه قرار داشته است که بیشترین ضخامت سازند گورپی نیز تاکنون در این تاقدیس گزارش شده است.

منابع

- علوم زمین، ۲۲ (۸۵)، ۱۴۸-۱۳۵.
- رحیمی، س.، آشوری، ع.، ر.، صادقی، ع. و قادری، ع.، ۱۳۹۷. زیست‌چینه‌نگاری سازند گورپی بر مبنای روزن‌داران پلانکتون در برش گنداب و تطابق آن با برش نمونه، تاقدیس کبیر کوه، جنوب غرب ایران. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۳۴ (۳)، ۵۲-۳۷.
- صادقی، ع. و دارابی، ق.، ۱۳۹۴. بایوستراتیگرافی سازند گورپی در میدان نفتی مارون، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۳۱ (۶)، ۱۹-۳۶.
- فریدونپور، م.، وزیری مقدم، ح.، غبیشاوی، ع. و طاهری، ع.، ۱۳۹۴. چینه‌نگاری سازند گورپی در برش تاقدیس کوه سیاه و مقایسه آن با برش‌های تنگ بوالفارس و تاقدیس آغار. رخساره‌های رسوبی، ۷ (۱)، ۱۰۶-۸۳.
- مطیعی، همایون.، ۱۳۷۴. زمین‌شناسی نفت زاگرس، سازمان زمین‌شناسی کشور، جلد اول، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، ۱۰۰۹.
- مغفوری مقدم، ا.، دارابی، ق.، سولگی، ز.، ۱۳۹۶. زیست‌چینه‌نگاری سازند گورپی در تاقدیس زنگول و مقایسه آن با برش کوه سیاه، برش عسلویه و چاه ایوان، یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، ۱۱ (۲۲)، ۶۴-۴۹.
- همتی نسب، م.، قاسمی نژاد، ا. و درویش زاده، ب.، ۱۳۸۷. تعیین عمق دیرینه‌ی سازند گورپی بر مبنای فرامینیفراهای پلانکتونیک و بنتیک، مجله علوم دانشگاه تهران، ۳۷ (۱)، ۱۷۳-۱۵۷.
- Abramovich, S., Keller, G., Stuben, D. and Berner, Z., 2003, Characterization of late Campanian and Maastrichtian planktic foraminiferal depth habitats and vital activities based on stable isotopes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 202, 1-29.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros foldthrust belt of Iran and its profore-land evolution. *American Journal of Science*, 304, 1-20.
- Darabi, D., Maghfouri Moghaddam, I., Sadeghi A. and Yusefi, B., 2018. Planktonic foraminifera and sea-level changes in the upper Cretaceous of the Gurpi Formation, Lorestan basin, SW Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 138, 201-218.

- Falcon, N.L., 1961. Major earth-flexuring in the Zagros Mountains of south-west Iran, Quarterly Journal of the Geological Society of London, 117, 367-376.
- Farzeipour-Saein, A., Yassaghi, A., Sherkati, S. and Koyi, H., 2009. Basin evolution of the Lurestan Region in the Zagros Fold-and-Thrust belt, Iran. Journal of Petroleum Geology, 32, 5-20.
- Hart, B. M. and Baily, H. W., 1979. The distribution of the planktonic foraminifera in the mid-Cretaceous of new Europe. Aspekt, der kriede, IUGS. Series, 6, 527-542.
- Homke, S., Verges, J., Serra-Kiel, J., Bernaola, G., Sharp, I., Garces, M., Montero-Verdu, I., Karpuz, R. and Goodarzi, M.H., 2009. Late Cretaceous-Paleocene formation of the proto-Zagros foreland basin, Lurestan Province, SW Iran. Geological Society American Bulletin, 121(7-8):963-978.
- Honarmand, A., Vahidnia, M. and Mahmudy Gharaie, M. H., 2020. Biostratigraphy of the Gurpi Formation (Zagros Basin, Western Iran) based on planktonic foraminifera. Geologica Balcanica, 49(1), 53-66.
- James, G.A. and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area: The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 49, 2182-2245.
- Liewellyn, V. P. G., 1974. Geological map of Ilam-Kuh Dast, 1:250 000, N.I.O.C.
- Permoli Silva, I. and Verga, D., 2004. Practical Manual of Crataceous Planktonic foraminifera. International school on Planktonic foraminifera. University of Perugia, 283.
- Martinez, J.I., 1989. Foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironments of the Maastrichtian Colon mudstones of Northern South America. Micropaleontology, 35, 97-113.
- Vaziri-Moghaddam, H., 2002. Biostratigraphic study of the Ilam and Gurpi formations based on planktonic foraminifera in SE of Shiraz, Iran. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, 13(4), 339-356.
- Wynd, J.G., 1965. Biofacies of Iranian oil Consortium Agreement Area, (I.O.O.C) Report No.1082 (Unpublished paper), 88.

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

مدینه ساعد^۱، علیرضا زراسوندی^{۱،۲*} و اکبر حیدری^۳

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، کمر بند 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 رخدادهای به‌وفور 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 فاز مایع (L)، تک فاز بخار (V)، دو فاز غنی از مایع (LV)، دو فاز غنی از بخار (VL) و سیالات درگیر چند فاز (LVS). داده‌های ریزدماسنجی دمای همگن شدن ۱۳۴/۳-۲۹۱/۸ 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، کمر بند 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., 1994; MacMillan et al., 2007). 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 به‌وفور 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 به‌عنوان میزبان اصلی برای کانه‌زایی سلسیت در نظر می‌گیرند (Pourkaseb et al., 2017). از جمله رخدادهای سلسیت مورد بررسی در این مطالعه شامل: ذخایر ترتاب، تارک، لیکک و بابامحمد 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

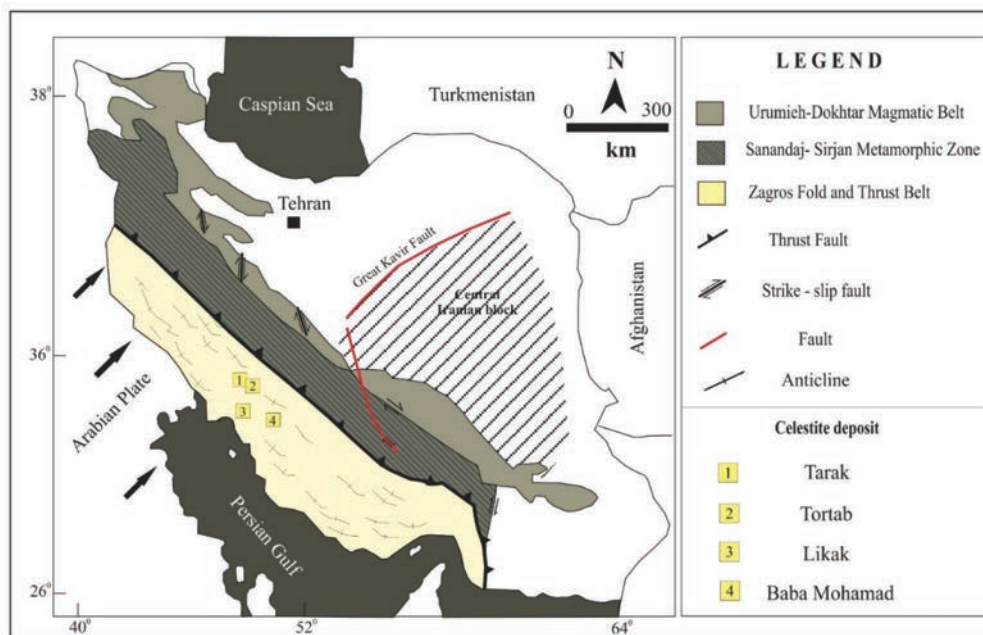
متنوعی از جمله آذرین، گرمایی و نهشته‌های رسوبی یافت می‌شود. براساس مطالعات صورت گرفته بیشتر ذخایر این عنصر در محیط‌های رسوبی گزارش شده‌اند (Hanor, 2004). همچنین با بررسی و مطالعه‌ی رسوبات سلسیت در سرتاسر جهان مشخص شد. بیشترین میزان استرانسیوم محیط‌های رسوبی، اغلب در سنگ‌های سولفاتی-تبخیری، سنگ‌های کربناتی 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 این‌که 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 کانه‌زایی 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 کنکرسیونی 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 (آقانباتی، 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, 1982, 1989). در ایران کمربند کوهزایی زاگرس که بخشی از سیستم کوهزایی آلپ-همیمالیا 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 سندرچ-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 پهناوری 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; Zarasvandi et al., 2005, 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 تیخیری 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 هفتنگل 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 به‌طور 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 سنوزوئیک 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 بابامحمد 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 ژپیسی 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

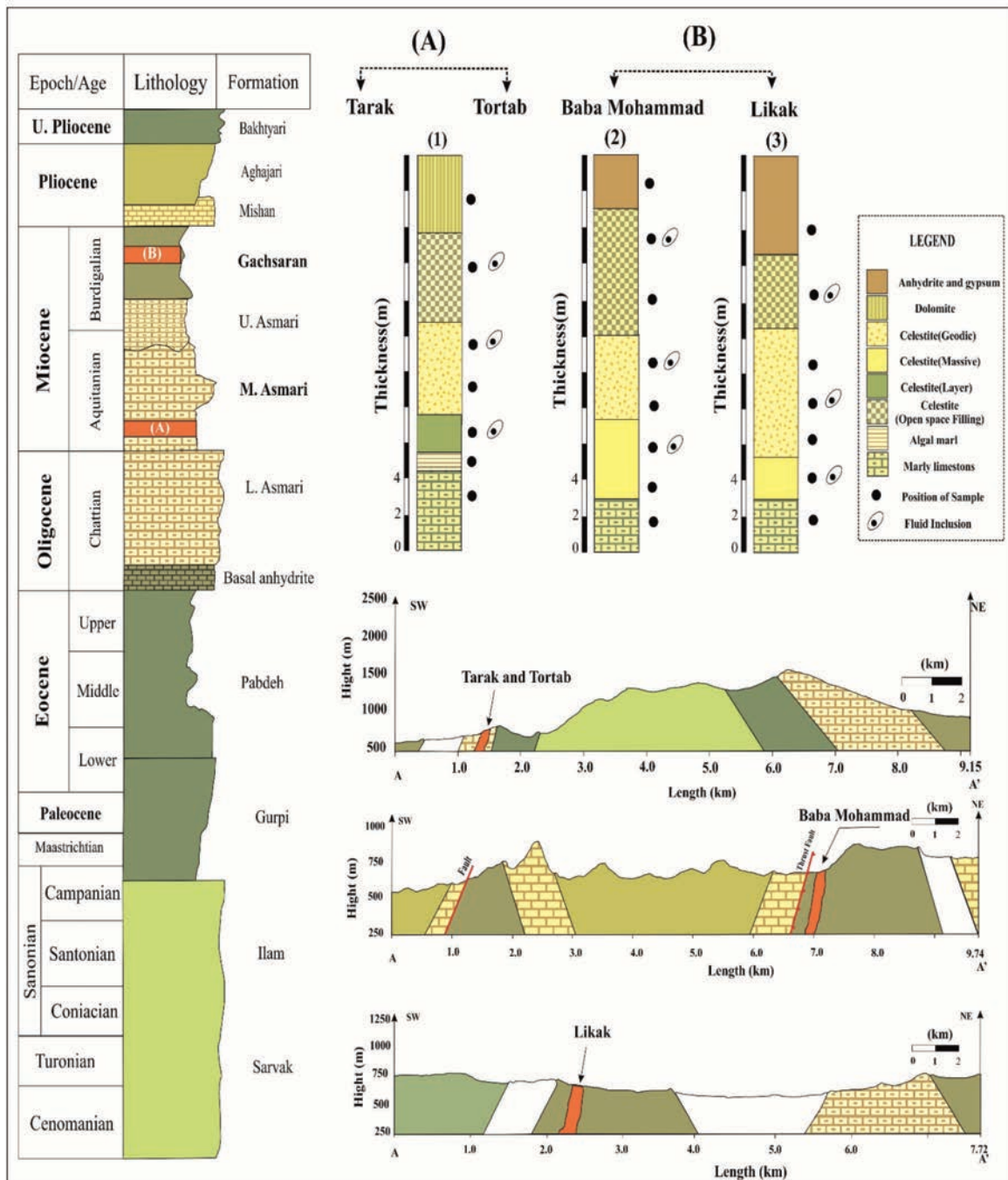
این سازند میزبان مخازن نفتی عظیم و مجموعه‌های مواد آلی مهمی می‌باشد مورد توجه بسیاری از پژوهشگران قرار دارد (Sahraeyan et al., 2014; Mossadegh et al., 2007; Amirshahkarami et al., 2009).

سلسیت بابامحمد

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

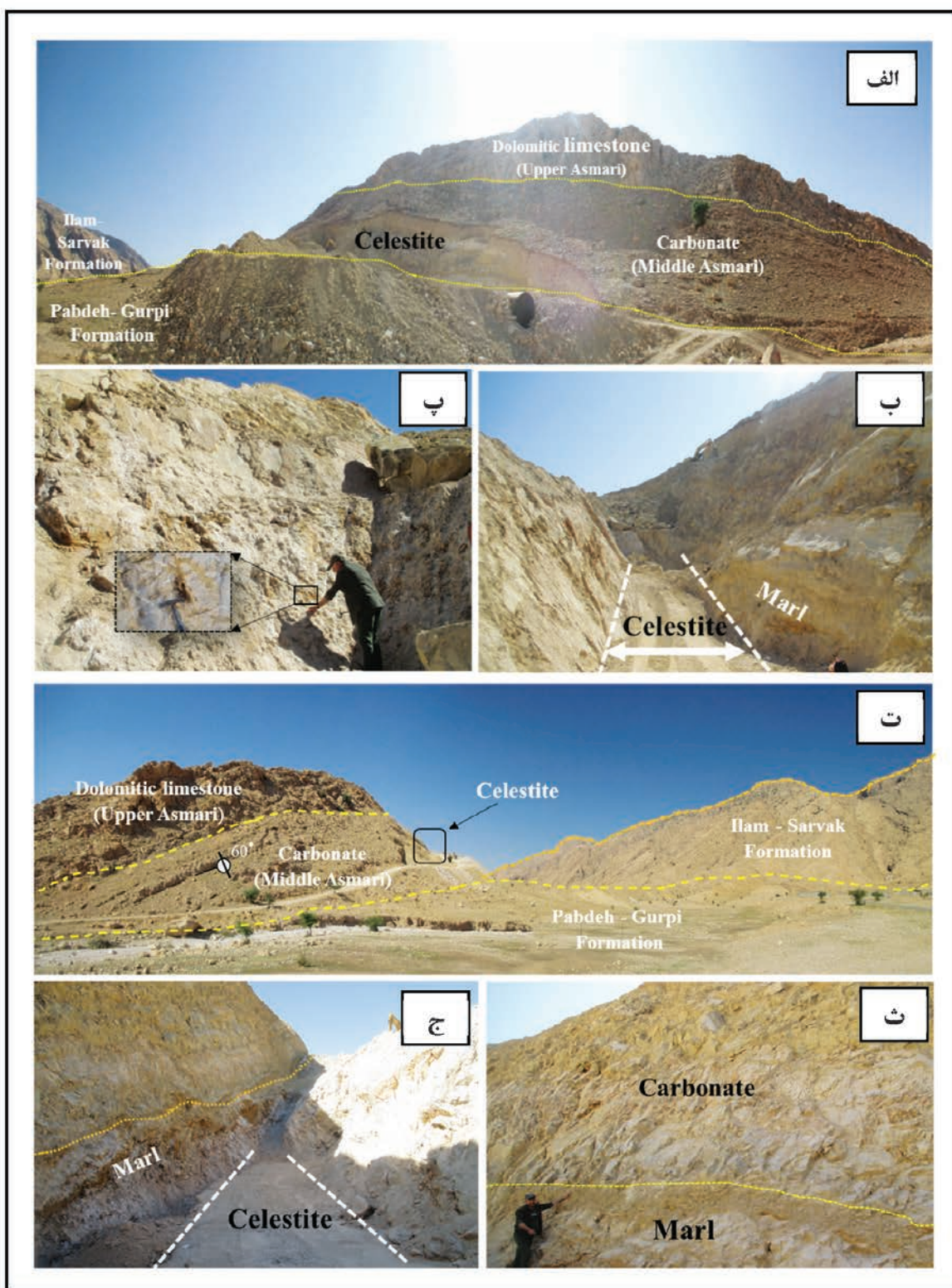


شکل ۲. نقشه‌های زمین‌شناسی مناطق مورد مطالعه در کمربند چین خورده-تراستی زاگرس، الف) سلسیت ترتاب و تارک (اقتباس از Pourkaseb et al., 2017)، ب) سلسیت بابا محمد (رستمی پایدار و همکاران، ۱۳۹۵)، پ) سلسیت لیکک (نقشه ساده شده از Ehya et al., 2013)



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.

فرآوان 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.

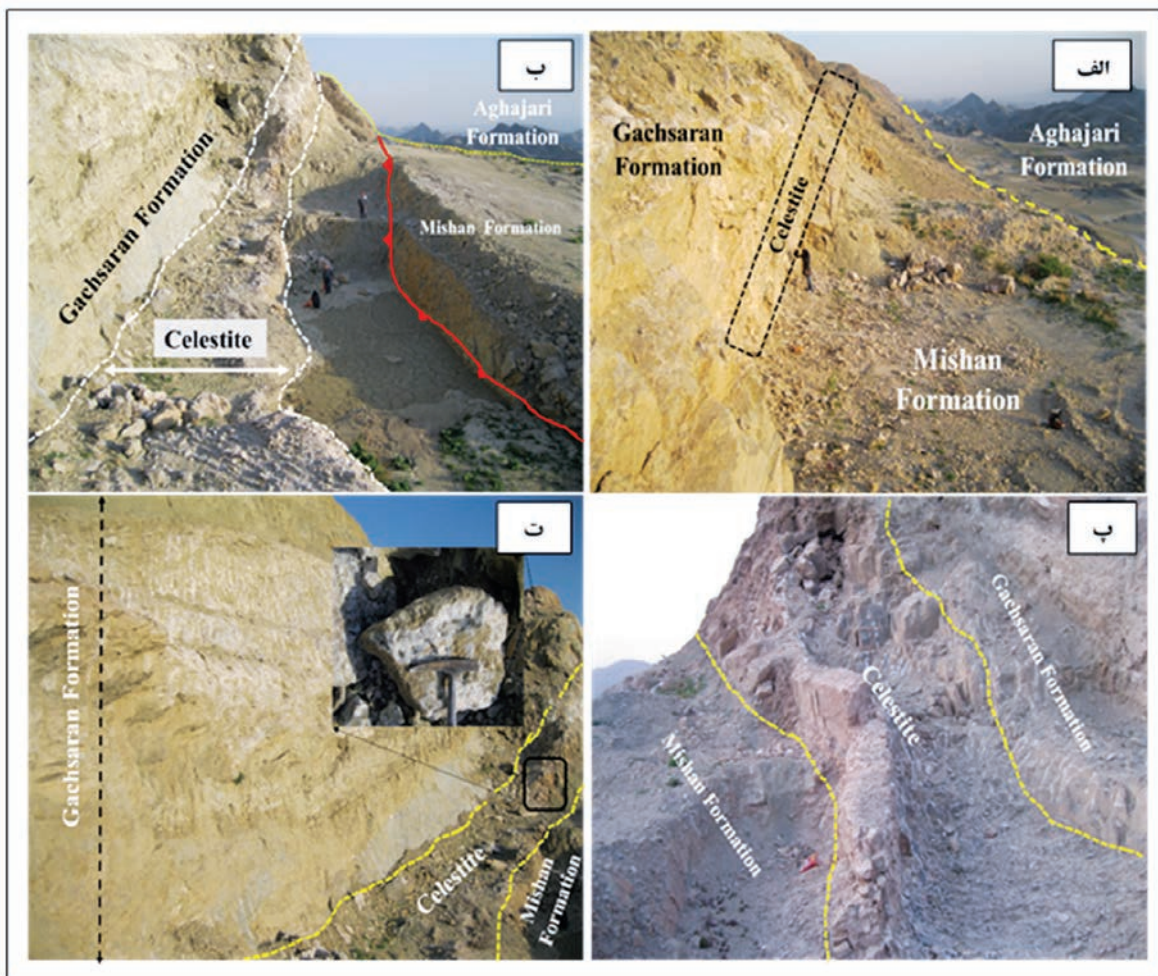


شکل ۴. تصاویر صحرایی، الف) نمایی دور و کلی از واحدها و سازندهای سلسلتیت تارک که با خطچین نشان داده شده (دید به سمت جنوب غرب)، ب و پ) نمایی از سینه کار همراه با افق سلسلتیت دار و محل نمونه برداری، ت) نمایی کلی از واحدها و سازندهای موجود در سلسلتیت ترتاب (دید به سمت شمال)، ث و ج) نمایی از سینه کار همراه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

سلسیت لیکک

سلسیت لیکک در طبقات چین‌خورده بخش‌های انتهایی سازند گچساران، درون لایه‌های ژئوپس 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 حالت دارد. این سازند بر روی سازند هیدروکربن‌دار 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

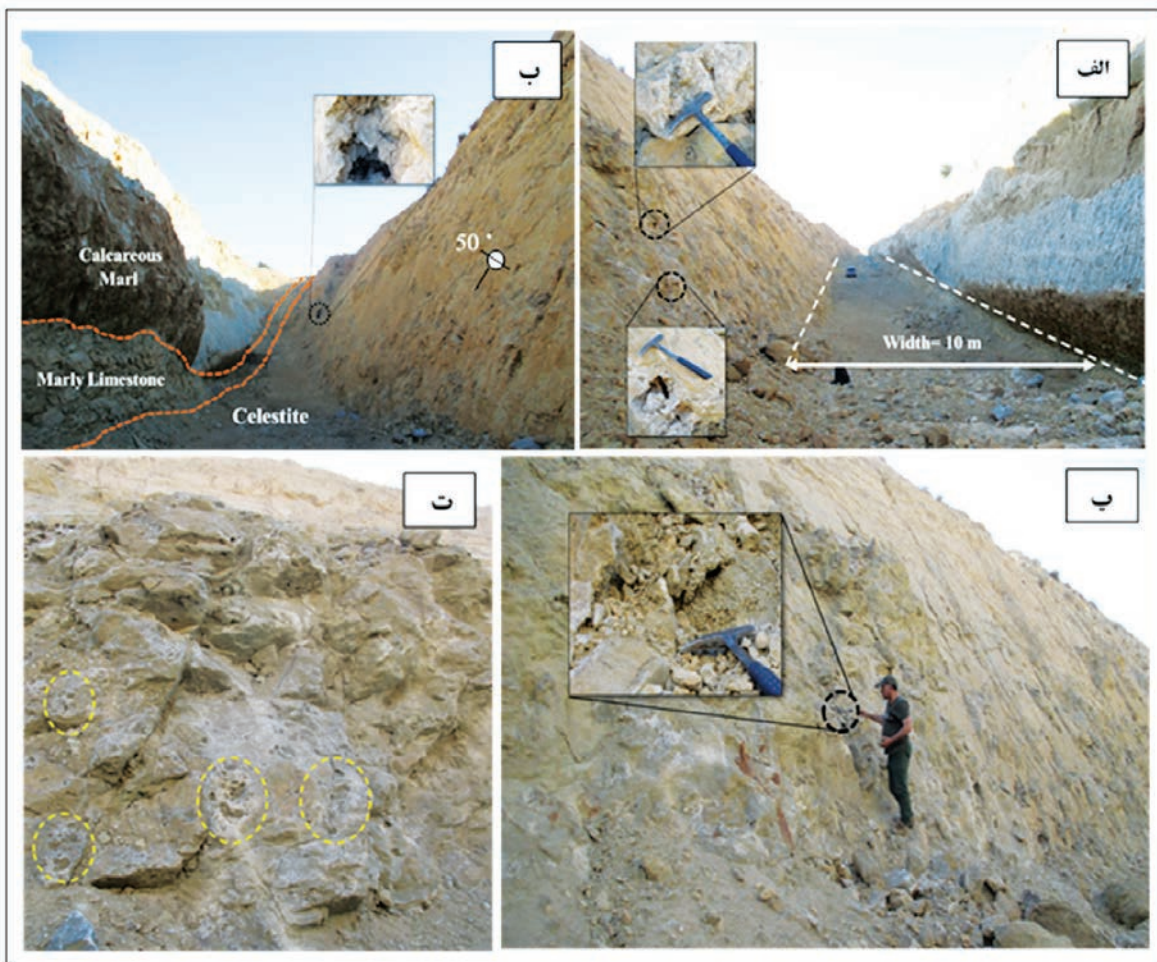
سلسیت لیکک در مجاورت روستای قبر قیصر از توابع شهرستان بهبهان استان خوزستان قرار دارد. گستره مورد مطالعه در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ بهبهان (Macleod and Akbari, 1970) و در لایه‌های چین‌خورده سازند گچساران به سن میوسن زیرین، در یک تاقدیس مایل رخنمون شده است (شکل ۲-پ). کانه‌زایی سلسیت به صورت افق‌هایی با روند شمال 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 اپی 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 بیرون زدگی 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 شمال غرب)، ب و پ) نمایی از سلسیت لیکک همراه بخش‌های تشکیل دهنده و محل نمونه‌برداری، ت) نمایی از تأثیر 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 تأثیر 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، کم‌وبیش 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 ژئودمانندی 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 وسیله‌ی سنگ درون‌گیر که اغلب ترکیب کربناتی دارد، محصور می‌باشد. فضای درونی ژئودها به‌وسیله بلورهای شکل‌دار با زاویه‌ی رشد متفاوت پر شده است. همچنین بر اساس 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، مدل Nikon 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^۱ 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 ۹۴/۳- 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 Flincor 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 ریزداماسنجی در ادامه ارائه شده است.

پetroگرافی 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

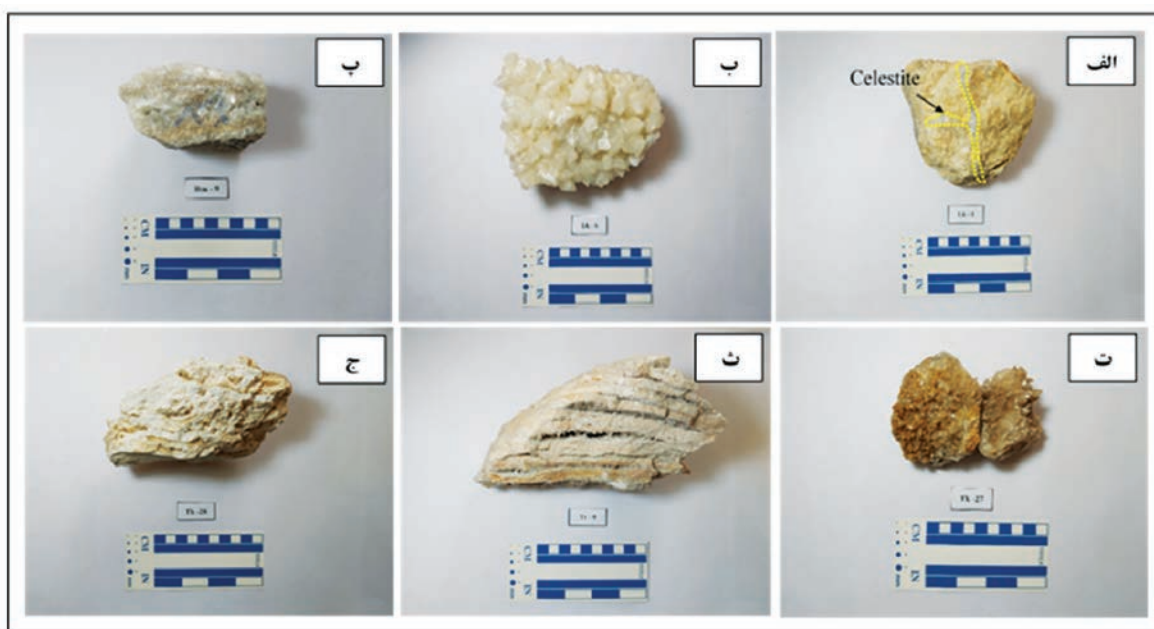
1. Cesium nitrate

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 نئوگون 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 (زبرا) 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 به‌طور 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 به‌صورت رگه‌ای در زمینه‌ی کربناتی، ب) نمونه دارای بلورهای درشت و خود شکل سلسیت، پ) تشکیل کانی سلسیت به‌صورت لایه‌ای، ت) بلورهای شکل‌دار سلسیت به رنگ قهوه‌ای، ث) تناوب سلسیت‌های درشت و ریز دانه (بافت زبرا)، 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 شکل‌گرفته 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 صحرايي و مطالعات پتروگرافی به‌وضوح 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 جانیشینی 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

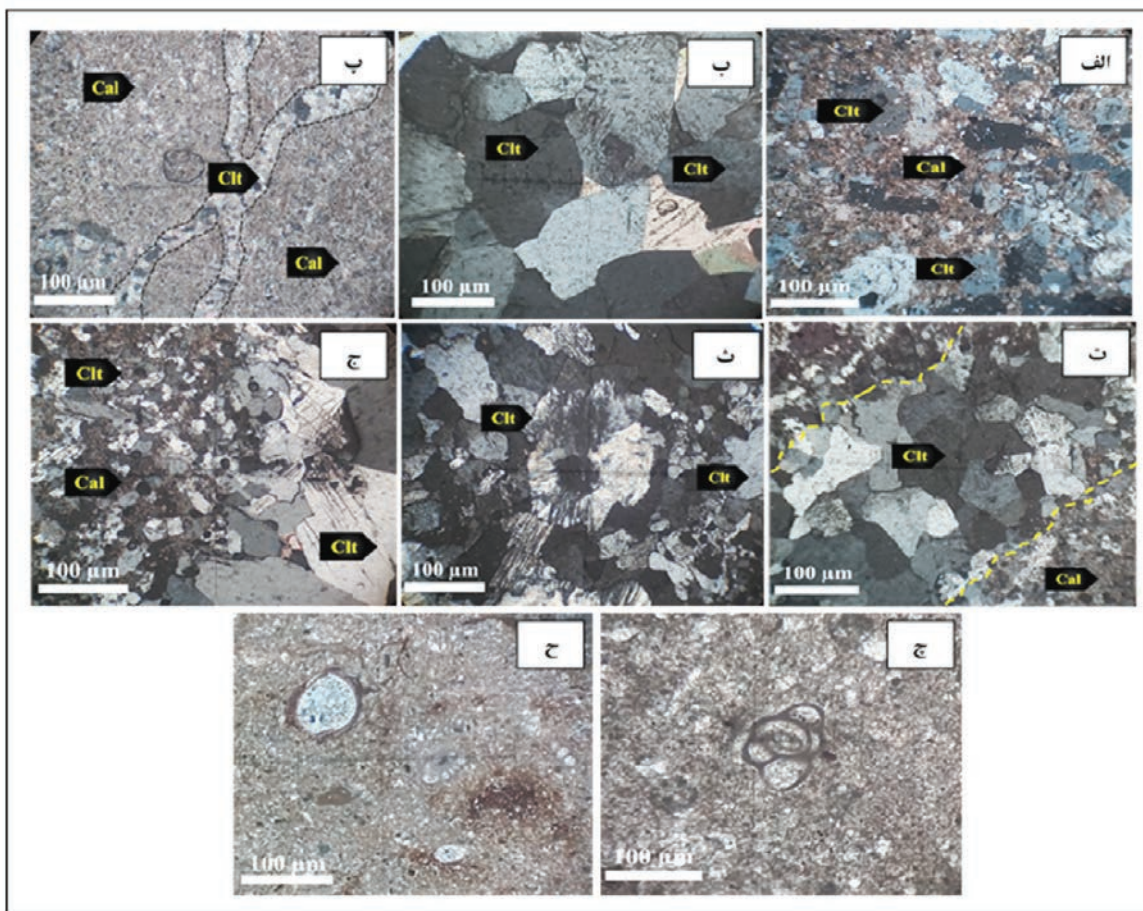
بلورهای سلسلتیت در این نوع بافت بسیار ریز و بی‌شکل و در زمینه‌ای از کلسیت میکریتی فاقد فسیل، به شکل پراکنده وجود دارند. دلیل مشخص و واضحی درباره منشأ این‌گونه از بافت‌ها وجود ندارد ولی می‌توان بیان کرد، این نوع از بافت در ارتباط با شکستگی، درز و شکاف‌ها و یا در اثر جانیشینی ثانویه نمی‌باشد.

چ: بافت شعاعی

یکی از بافت‌های مشاهده شده در مقاطع میکروسکوپی بخصوص در سلسلتیت بابامحمد 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 دیاژنزی 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 کمر بند 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 (Clc = سلسیت، Cal = کلسیت)

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

به‌صورت میکریتم و سازنده اجزاء جانوران، ته‌نشست یافته و در حین دیاژنز نیز در نقش سیمان به‌صورت پرکننده حجرات میکروفسیل‌ها و رگه‌ها عمل کرده است. حضور این کانی در سنگ‌آهک میکریتمی می‌تواند مبین محیط رسوبی آرام باشد و طی فرآیندهای دیاژنتیکی به‌صورت 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 به‌صورت 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 سلسستیت پر شده است (شکل ۸-ح). وجود لایه‌های آهکی حاوی فسیل

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

شکل ۹. توالی پاراژنتیکی کانی‌شناسی در ذخایر سلسستیت 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). براساس مطالعات انجام شده بر روی سلسستیت‌ها، 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 کم‌وبیش 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. براساس 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 هم پیوستگی و تراوش هستند. این قبیل سیالات درگیر ارزش مطالعاتی ندارند، از این‌رو، 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 CO_2 یا هیدروکربن مایع، نوع سیالات درگیر از نظر شناخت فرآیندهای تکامل زمانی،

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

همچنین در بعضی از نمونه‌ها و مقاطع، سیالات درگیر دچار پدیده باریک‌شدگی 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 بازگوکننده 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 کانی‌سلسلت 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 کانی‌سلسلت، از سیالات درگیر اولیه دو فازی غنی از

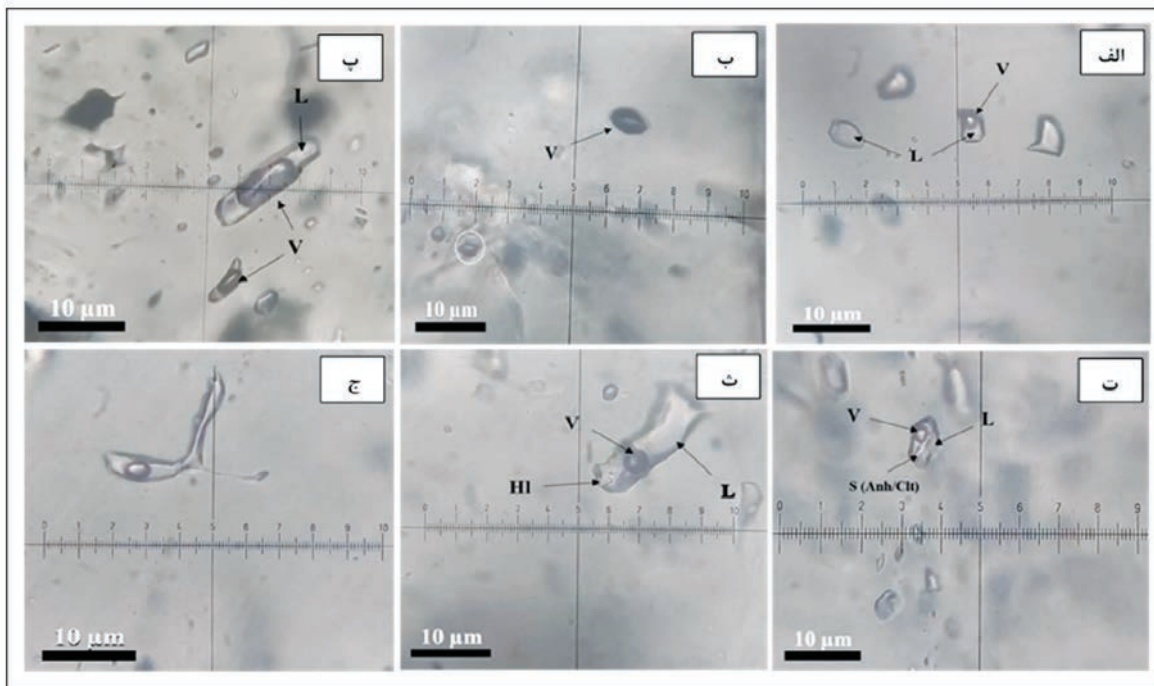
این گروه از سیالات درگیر در تمامی انواع سلسلت‌ها قابل مشاهده‌اند، اما مقدار فاز مایع آنها در ذخایر لیکک و بابا محمد که در ارتباط با سازند گچساران می‌باشند، بیشتر از ذخایر سازند آسماری است. از طرفی حباب‌های بخار موجود در این سیالات درگیر به لحاظ اندازه متغیرند و به لحاظ حجمی ۱۵ تا ۳۰ درصد سیالات درگیر 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 سلسلت‌ها 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/سلسلت/انیدریت) می‌باشند. درصد حجمی فاز مایع در این سیالات نسبت به دو فاز دیگر بیشتر می‌باشد. این گروه از سیالات درگیر در اغلب نمونه‌های سلسلت 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 پریدگی 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.

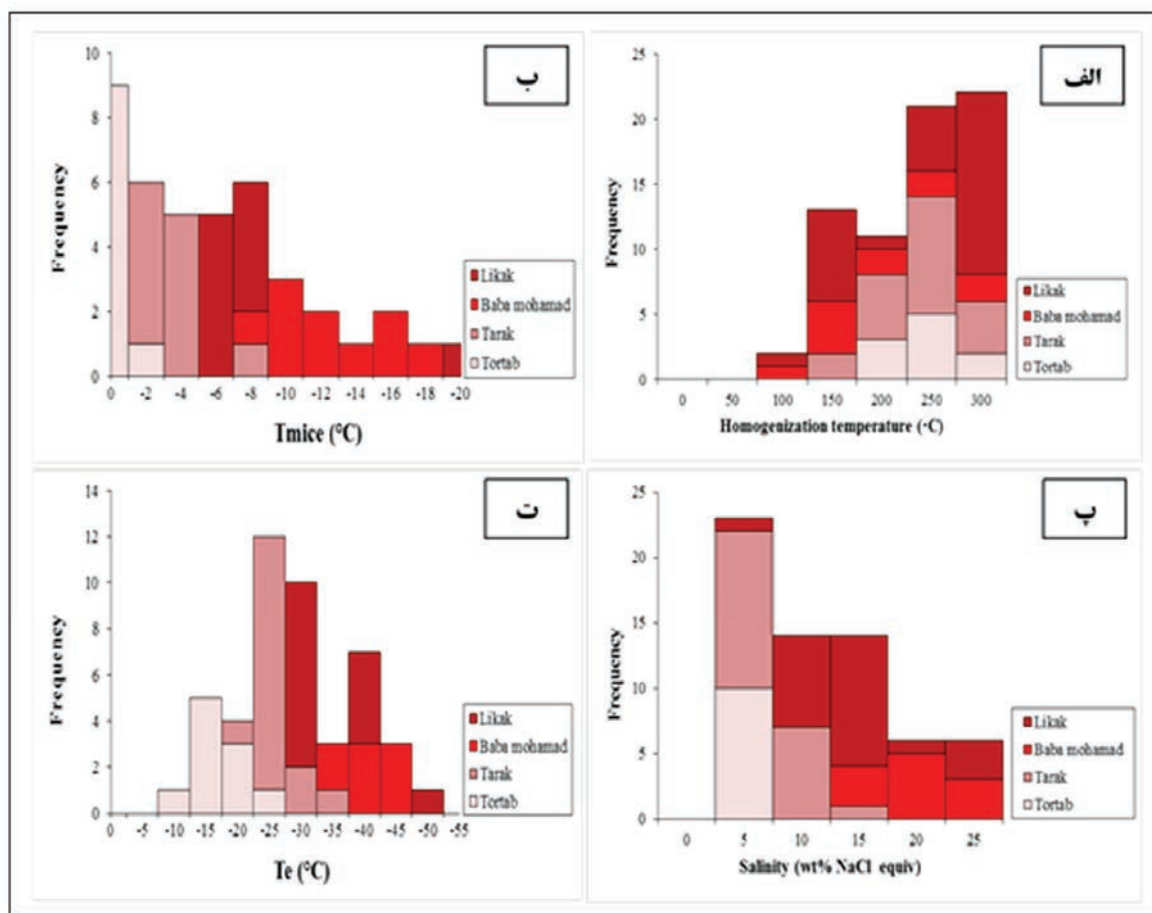
تخمین فشار و عمق کانه‌زایی

به‌منظور تعیین فشار، توجه به فاکتورهای 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 تراتاب 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 ۱/۱ تا ۲۱۸ 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

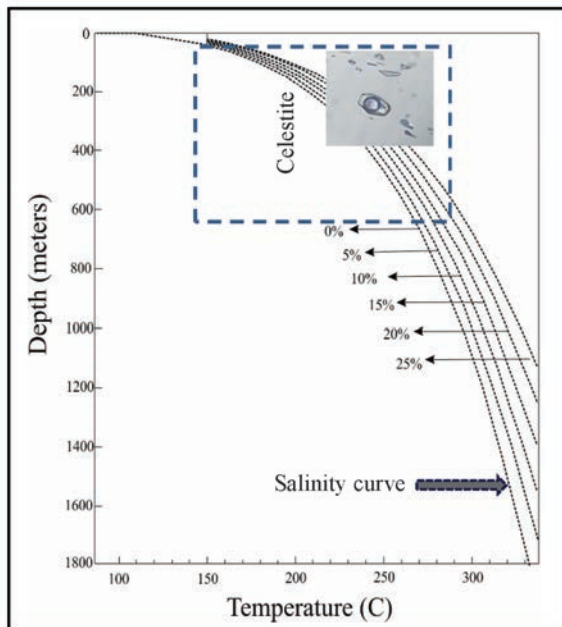
جدول ۲. اطلاعات ریزدماسنجی سیالات درگیر در ذخایر سلسیت کمر بند چین خورده-تراستی زاگرس (Tmice): دمای ذوب آخرین قطعه یخ، Te: دمای یونکتیک، Th: دمای همگن شدن (Tr: ترتاب، Tk: تارک، Lk: لیکک، Bm: بابا محمد)

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	۰/۷۵۰-۰/۸۵۰
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	۰/۸۳۰-۰/۹۰۲
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	۰/۹۰۰-۰/۹۹۰
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	۱/۰۵	-۲۸	-۱۲/۳	۰/۸۳۰



شکل ۱۱. نمودارهای ستونی، الف) فراوانی دمای همگن شدن (Th)، ب) فراوانی دمای ذوب آخرین بلورهای یخ (Tmice)، پ) فراوانی شوری سیالات درگیر، ت) فراوانی دمای یونکتیک (Te)

حدافل 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 کمر بند 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، حدافل 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)

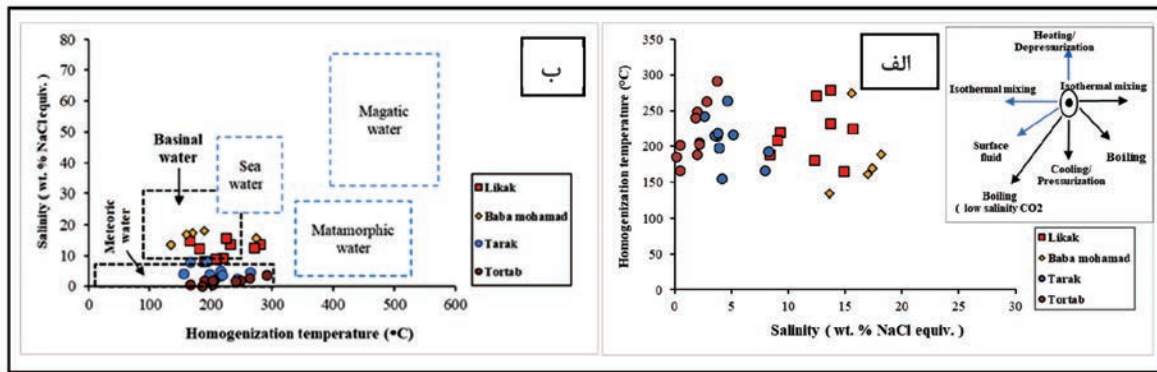
دیرینه، از منحنی‌های ایستابی هیدروستاتیک و لیتوستاتیک و با استفاده از نمودار دمای همگن شدن نسبت به عمق استفاده شده است (Haas, 1971). در این نمودار منحنی صفر ایستابی مبین آب خالص است و منحنی‌های رسم شده نسبت به فشار و با توجه به درصد شوری سیال (تا ۲۵ درصد وزنی نمک طعام) را نشان می‌دهد (شکل ۱۲). با استفاده 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، حدافل 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، حدافل 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، حدافل فشار ۲۰/۷ تخمین زده می‌شود. این تخمین با عمق کانه‌زایی ۲۰۱/۱ 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 مجرای 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 (Aqrabi 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 ته‌نشست 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 پهنه نقش 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 نشست 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 دیانز 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 فرایندهای 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 Jebel Doghra (Souissi et al., 2007)، Ain Allega (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 تشکیل‌دهنده‌ی 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	طباخ 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 کانه زایی 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 بی شکل، 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 فازی مایع (L)، تک فازی بخار (V)، سیال درگیر دو فازی غنی از مایع (LV)، سیال درگیر دو فازی غنی از بخار (VL)، سیال درگیر چند فازی (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 دیازتری 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 آراگوینت، انیدریت و ژپس موجود در سازندهای آسماری و گچساران منجر به آزاد شدن عنصر استرانسیوم در سیال مسئول کانه‌زایی و جانشینی آن به‌جای انیدریت که بیشتر به‌صورت ادخال‌های ریز در کانی سلسیتیت دیده می‌شود، در درجه حرارت به نسبت بالا (۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) در مراحل دیازتری 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.
- نهشت 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 ژنز ذخایر سلسیتیت بامحمد در مرز سازندهای گچساران و میشان، استان کهگیلویه و بویراحمد. یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، ۲۰، ۷۵-۶۲.
- سبزه‌ای، م.، ۱۳۶۹. پی‌جویی سلسیتیت در بخش شمال غرب تاقدیس بنگستان. وزارت معادن و فلزات، اداره کل معادن و فلزات استان کهگیلویه و بویر احمد، 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.
- Aqrawi, A.A.M., Keramati, M., Ehrenberg, S.N., Pickard, N., Moallemi, A., Svånå, 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-V-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., Aqrawi, 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 Sahanadi, 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.

بررسی عوامل ساختاری و غیرساختاری موثر بر فرونشست دشت گرگان-آق‌قلا-علی‌آباد با تلفیق نتایج روش تداخل‌سنجی تفاضلی راداری و اطلاعات زیرسطحی

رضوانه حمیدی^۱، حجت اله صفری^۲ و مهاسا روستایی^۳

۱. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان

۲. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان

۳. استادیار، گروه سنجش از دور، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۲/۲۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۵/۲۵

چکیده

دشت گرگان-آق‌قلا-علی‌آباد که در زیربخش جنوب‌باختری بخش باختری کپه‌داغ قرار دارد، طی چند دهه گذشته درگیر فرونشست شده است. یکی از موثرترین روش‌ها در ارزیابی فرونشست، روش تداخل‌سنجی راداری است. روشی موثر و سریع با پوشش وسیع در نشان دادن میزان تغییرات وارده در سطح زمین با قدرت تفکیک مکانی بالا است. در این پژوهش این دشت برای تعیین الگوی فرونشست و ارتباط آن با ساختارها و برداشت بی‌رویه آب از آبخوان‌ها انتخاب شد تا با استفاده از تلفیق تداخل‌سنجی راداری با اطلاعات زیرسطحی رابطه بین الگوی فرونشست با این مشخص شود. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد، بخش‌هایی از این دشت در حال برخاستگی (بیش از ۱۹+ میلی‌متر در سال) است. درحالی‌که فرونشست در این دشت بیشتر منحصر به دو نوار با امتدادهای N40-50 (به پهنای ۱۴ کیلومتر) و N-S (به پهنای ۹ کیلومتر) با نرخ حدود ۹- تا ۱۴/۷- میلی‌متر در سال می‌باشند. ارتباط‌سنجی الگوی فرونشست-برخاستگی با ساختارهای زیرسطحی شناسایی شده نشان می‌دهد، این دو نوار فرونشست بر دو ساختار اصلی زیرسطحی شناسایی شده منطبق می‌باشند. ارتباط‌سنجی الگوی فرونشست-برخاستگی با موقعیت چاه‌های بهره‌برداری نشان می‌دهد، الگوی فرونشست حتی در مناطقی که چاهی حفر نشده و برداشتی از آب‌های زیرزمینی صورت نمی‌پذیرد نیز ادامه پیدا کرده است. یا در جاهایی، علیرغم حفر چاه‌های پرشمار و برداشت بی‌رویه، بجای فرونشست، برخاستگی ثبت شده است. به این ترتیب، این نتایج نشان می‌دهد، الگوی فرونشست دشت گرگان-آق‌قلا-علی‌آباد بیشتر تابع ساختارهای زیرسطحی اصلی است و به مقدار کمتری تابع برداشت بی‌رویه از آبخوان‌ها می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: فرونشست، سنجش از دور، تداخل‌سنجی راداری، دشت گرگان-آق‌قلا-علی‌آباد، اطلاعات زیرسطحی.

مقدمه

این پدیده گاهی به علت برداشت بی‌رویه از آبخوان‌ها یا انحلال و فرسایش زیرسطحی رخ می‌دهد و می‌تواند منجر به حوادث جبران‌ناپذیری مانند آسیب به زیرساخت‌ها و حتی نابودی منابع آب‌های زیرزمینی در مناطق حساس از نظر ویژگی‌های

فرونشست سطح زمین می‌تواند یکی از خطرناک‌ترین پدیده‌های طبیعی باشد و به صورت حرکات قائم دیده می‌شود.

* نویسنده مرتبط: safari.ho@gmail.com

کیا، (۱۳۹۱) و دشت رفسنجان گزارش شده است. از روش‌های مورد استفاده در پایش فرونشست دشت‌ها، اندازه‌گیری‌های صحرایی، برداشت‌های GPS و تکنیک تداخل‌سنجی تفاضلی راداری^۱ است. که از بین این‌ها این تکنیک روشی ارزشمند در نشان دادن میزان تغییرات و در سطح با قدرت تفکیک مکانی بالا می‌باشد (Beradio et al., 2002). این روش قادر به انجام محاسبه دقیق تغییرات سطح زمین در بازه‌های زمانی متفاوت است. افرادی در ایران با استفاده از تداخل‌سنجی راداری اقدام به محاسبه نرخ فرونشست در دشت‌های ایران کرده‌اند. از جمله آنها می‌توان به این موارد اشاره کرد: جنت و همکاران (۱۳۸۸) با استفاده از تداخل‌سنجی راداری و شکاف‌سنج، فرونشست زمین در دشت گلپایگان را پایش کردند. حقیقت مهر و همکاران (۱۳۸۹)، از تکنیک تداخل‌سنجی راداری برای تعیین نرخ فرونشست دشت هشتگرد، با استفاده از چهار تصویر راداری ENVISAT ASAR مربوط به گذر ۱۴۹، در بازه زمانی چهار ماهه (۱۱ جولای ۲۰۰۸ تا اکتبر ۲۰۰۸)، بیشینه مقدار نرخ فرونشست را در این دشت ۳۵ میلی‌متر در ماه به دست آوردند. شریفی‌کیا (۱۳۹۱) به کمک تداخل‌سنجی راداری اقدام به تعیین میزان و دامنه فرونشست در دشت نوق-بهرمان کرد. صالحی و همکاران (۱۳۹۲) با استفاده از این روش فرونشست در دشت مهیار را بررسی کردند. میرشاهی و همکاران (۱۳۹۲) با استفاده از تداخل‌سنجی راداری بر روی تصاویر Terra SAR-X اقدام به اندازه‌گیری فرونشست کردند.

یکی از دشت‌های ایران که طی چند دهه گذشته درگیر فرونشست شده است، دشت گرگان-آق‌قلا-علی‌آباد می‌باشد. تورانی (۱۳۹۵) با انجام تداخل‌سنجی راداری در دشت گرگان-آق‌قلا به این نتیجه رسید، سیگنال فرونشست مشاهده شده در گرگان به صورت شرقی-غربی است. به نظر می‌آید فرونشست هم‌روند با گسل اصلی منطقه گسل خزر باشد و این احتمال وجود دارد فرونشست شهر گرگان در ارتباط با گسل خزر نیز است. همچنین تورانی و همکاران (۱۳۹۷) با بهره‌گیری از روش تداخل‌سنجی و استفاده از

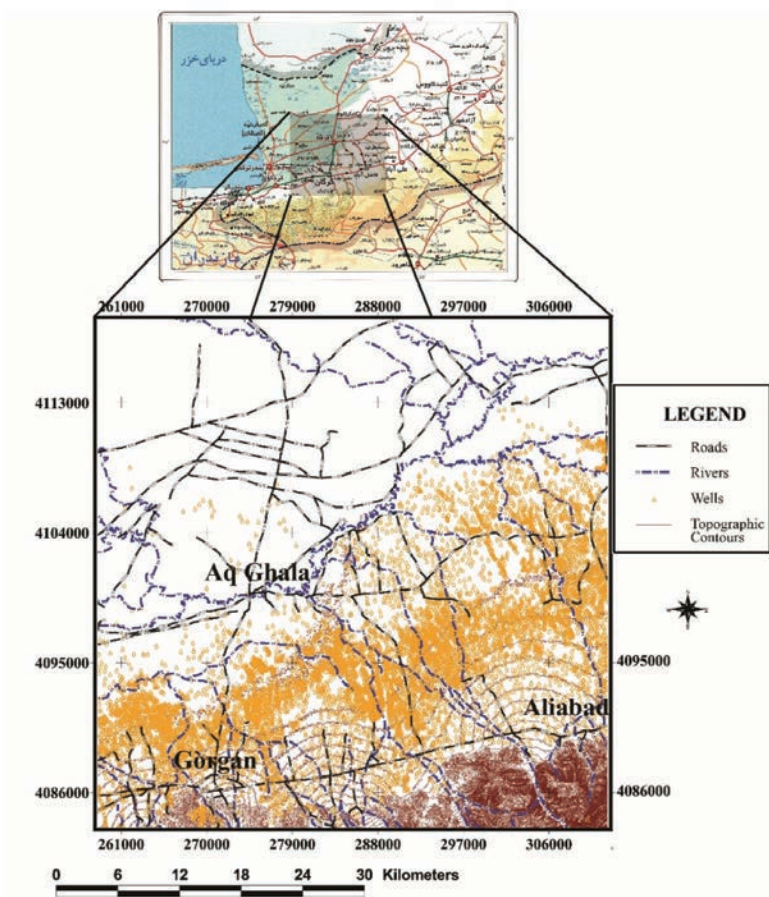
خاک و سنگ (Amelung et al., 2000; GSO, 2016) طبق تعریف سازمان زمین‌شناسی آمریکا، پدیده فرونشست زمین شامل فروریزش یا نشست رو به پایین سطح زمین است و می‌تواند دارای بردار جابجایی افقی کمی باشد (Amigh pe and Arabi, 2009). این حرکات از نظر شدت، وسعت و میزان مناطق درگیر محدود نمی‌باشد. فرونشست می‌تواند در اثر پدیده‌های طبیعی زمین‌شناختی مانند انحلال، آب شدن یخ‌ها، تراکم نهشته‌ها، حرکات آرام پوسته (خشکی‌زایی) و خروج گدازه از پوسته جامد زمین و یا فعالیت‌های انسانی نظیر معدنکاری، برداشت آب‌های زیرزمینی و یا استخراج نفت ایجاد شود (Amigh pe and Arabi, 2009). این پدیده ممکن است به صورت نشست تدریجی یا ناگهانی سطح زمین بر اثر تغییر شکل و جابجایی ذرات خاک ایجاد شود (Nasiri Khaneghah et al., 2014). بر همین اساس ارزیابی میزان فرونشست و کنترل تغییرات سطح زمین جهت صیانت از سازه‌ها در مناطق مسکونی و آبخوان‌ها در دشت‌های زیرکشت دارای اهمیت است.

متأسفانه شدت فرونشست در دشت‌های ایران دست کم ۹۰ برابر بیشتر از بحرانی‌ترین شرایط در کشورهای توسعه‌یافته جهان است. نرخ فرونشست سالانه چهار میلی‌متر در کشورهای پیشرفته بحرانی قلمداد می‌شود، این در حالی است که در سال ۸۵ نرخ فرونشست در کشور ما ۱۷ سانتی‌متر در سال بوده که در سال ۱۳۹۰ به ۳۶ سانتی‌متر در سال افزایش پیدا کرده است (روزنامه شرق، ۱۳۹۱). بیشترین گزارش‌ها از سراسر جهان در ارتباط با فرونشست زمین مربوط به نقاط خشک و کم باران است. این پدیده در گذشته در بسیاری از نقاط دنیا مانند ایالت آریزونا و کالیفرنای آمریکا، شهرهای اوزاکا و توکیو در ژاپن و نیز در ایتالیا، بانکوک تایلند، جاکارتا در اندونزی، کلکته در هندوستان و مکزیکوسیتی در مکزیک گزارش شده است (Larson et al., 2001). فرونشست در ایران در دشت‌هایی همچون دشت کاشمر در استان خراسان رضوی (لشکری پور و همکاران، ۱۳۸۵)، دشت مشهد (لشکری پور و همکاران، ۱۳۸۵)، دشت نیشابور (Dehghani et al., 2009) و دشت نوق و بهرمان (Motagh et al., 2006)، دشت نوق و بهرمان (شریفی

1. Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR)

به این ترتیب این فرضیه شکل می‌گیرد که علاوه بر بیلان منفی آبخوان دشت گرگان-آق‌قلا-علی‌آباد (به دلیل برداشت بی‌رویه)، عوامل زمین‌ساختی (ساختاری) نیز می‌تواند بر میزان و الگوی فرونشست دشت گرگان تاثیرگذار باشد. هدف این پژوهش، تعیین الگوی فرونشست (و برخاستگی) در دشت گرگان-آق‌قلا-علی‌آباد و بررسی اثر عوامل ساختاری و غیرساختاری بر این الگو با استفاده از تلفیق نتایج روش تداخل‌سنجی راداری با روزه ترکیبی^۱ با نتایج حاصل از بررسی‌های ساختاری سطحی و زیرسطحی می‌باشد. پهنه مورد مطالعه در دشت گرگان-آق‌قلا-علی‌آباد و در شرق حوضه خزر جنوبی با طول جغرافیایی $54^{\circ} 17' 04''$ تا $37^{\circ} 51' 44''$ درجه شرقی و عرض جغرافیایی $36^{\circ} 48' 44''$ تا $37^{\circ} 15' 05''$ درجه شمالی در بخش باختری-مرکزی استان گلستان واقع شده است (شکل ۱).

تصاویر Envisat، میزان فرونشست دشت گرگان-آق‌قلا را ۴۸ میلی‌متر در سال برآورد کرده و آن را به برداشت بی‌رویه از چاه‌های پرشمار این منطقه نسبت دادند. حمیدی و همکاران (۱۳۹۸) نیز با استفاده از تداخل‌سنجی تفاضلی راداری اقدام به شناسایی و برآورد فرونشست دشت گرگان در دو بازه زمانی ۲۰۰۵-۲۰۰۷ و ۲۰۰۵-۲۰۱۰ کردند. آنها حداکثر میزان فرونشست را ۵۶ میلی‌متر برای بازه زمانی ۲۰۰۷-۲۰۰۵ به دست آورده و آن را بیشتر به عملکرد ساختارها و برداشت بی‌رویه آب زیرزمینی از آبخوان‌های دشت نسبت دادند. این در حالی است که فرهودی و همکاران (۱۳۸۹) با استفاده از ترازبایی و اندازه‌گیری‌های GPS فرونشست دشت گرگان را برای بازه زمانی ۲۰۰۶-۲۰۰۸ به میزان ۱۳۵ میلی‌متر برآورد کرده‌اند. آنها علت عمده فرونشست را خشک‌سالی و همچنین حرکات زمین‌ساختی خزر جنوبی و بخش باختری کپه‌داغ مرتبط دانستند.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی، راه‌های دسترسی و موقعیت چاه‌های منطقه مورد مطالعه

زمین‌شناسی عمومی منطقه

چلکن است. این سازند شامل ۱۷۵ متر رسوبات رسی قهوه‌ای‌رنگ می‌باشد و در پلیوسن رسوب‌گذاری شده است (Khajeh, 2006). سازند آکچاگیل (پلیوسن) با ضخامت ۱۸۵ متر شامل رخساره‌های رسوبی دریایی، حاشیه قاره و آتشفشانی‌زاد می‌باشد. (Khajeh, 2006). سازند آپشرون به سن پلیستوسن و ضخامت ۴۳۰ متر شامل رس‌های خاکستری کم‌رنگ تا سبزرنگ با میان‌لایه‌هایی ماسه‌سنگ است (Torres, 2007). در بخش شمالی دشت گرگان سازندهای باکو، خزر، خاولینیسکین و نئوکاسپین (کوارترنری تا هولوسن) شامل رسوبات رس و سیلت و رسوبات بادی می‌باشند (Khajeh, 2006).

روش مطالعه

در این پژوهش از سه روش اصلی شامل روش سنجش از دور معمول برای استخراج عناصر ساختاری سطحی، روش تداخل‌سنجی تفاضلی راداری جهت محاسبه مقادیر فرونشست در بخش‌های مختلف گستره و همچنین تکنیک‌های GIS جهت استخراج عناصر ساختاری زیرسطحی و تلفیق اطلاعات در این محیط نرم‌افزاری استفاده شده است و به شرح زیر می‌باشند:

الف- روش‌های سنجش از دور معمول: اولین مرحله در سنجش از دور معمول، پیش‌پردازش است و شامل تصحیحات هندسی و اتمسفری بر روی تصویر ماهواره‌ای Landsat 8 ETM+ مربوط به سال ۲۰۱۰ می‌باشد و منجر به بهبود تصویر شده است. سپس برای استخراج شکستگی‌ها (و گسل‌ها) تصویر با ترکیب باند ۱-۴-۷ ساخته شده و با اعمال فیلترهای بارزکننده لبه‌ها و بالاگذر تصویر بارزسازی شد (Lillesand and Kiefer, 2000; Sobbins Floyed, 1996). همچنین برای بهبود و بالا بردن تفکیک مکانی از روش تلفیق تصاویر ترکیب ۷۴۱ (قدرت تفکیک ۲۸ متر) با باند ۸ پانکروماتیک (قدرت تفکیک ۱۴ متر) با استفاده از تکنیک PC Spectral Sharpening استفاده شد (شکل ۲).

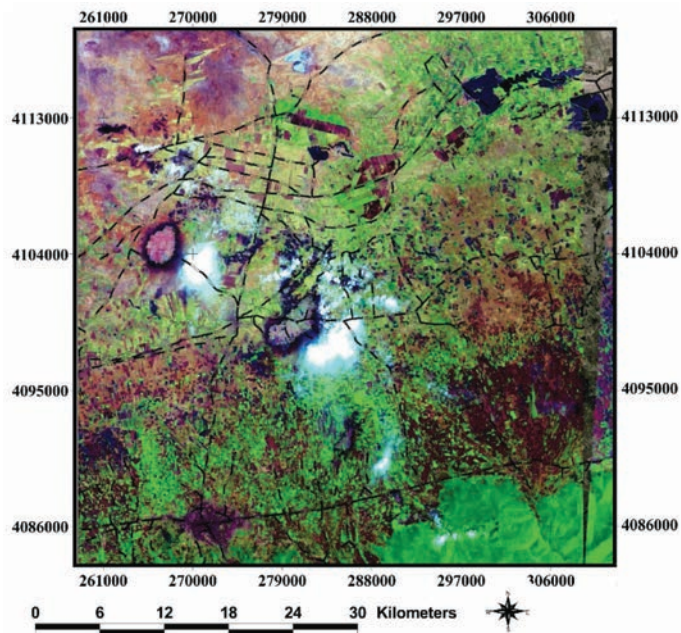
در ادامه با اعمال فیلترهای جهت‌دار^۱ در جهت‌های ۴۵، ۹۰، ۱۳۵ و ۱۸۰ درجه بر روی تصویر ماهواره‌ای منطقه

گستره مورد بررسی در بخش باختری پهنه ساختاری کپه‌داغ قرار دارد. شکل‌گیری سیمای امروزی این پهنه ساختاری-رسوبی حاصل فازهای آلپ پایانی می‌باشد. توپوگرافی این پهنه، رابطه‌ای مستقیم با ساختارهای زمین‌شناسی دارد. به‌گونه‌ای که تاقدیس‌ها ارتفاعات و ناودیس‌ها دشت‌های میان‌کوهی را می‌سازند و سازندهای کربناتی مزدوران (ژوراسیک بالایی) و تیرگان (کرتاسه پایینی) واحدهای سیمان‌ساز گستره می‌باشند (آق‌نابتی، ۱۳۸۳). از نظر ساختاری کپه‌داغ را می‌توان به سه بخش ساختاری باختری، مرکزی و خاوری با سه روند متفاوت تقسیم کرد. ساختارهای اصلی مانند روند چین‌ها، روند گسل‌های اصلی رانده و همچنین امتداد کوه‌ها و دره‌ها، در این سه بخش متفاوت می‌باشد. بخش باختری کپه‌داغ دارای روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری است و از باختر بجنورد تا دشت گرگان (گستره گنبدکاووس-گرگان-آق‌قلا) کشیده شده است (افشار حرب، ۱۳۷۳). بخش باختری خود به دو زیربخش تقسیم شده است، یکی زیربخش خاوری که در آن رخنمون‌های سنگی کپه‌داغ در سطح زمین قابل مشاهده است و از باختر بجنورد تا منطقه مراوه‌تپه-مینودشت کشیده شده است. درحالی‌که زیربخش باختری، از باختر مینودشت آغاز شده و تا شمال دشت گرگان (منطقه گرگان-آق‌قلا) امتداد یافته و به‌جز نهشته‌های کواترنری، هیچ‌گونه رخنمون سنگی در آن قابل مشاهده نمی‌باشد. مهم‌ترین روند گسلش در این بخش، گسل‌هایی با روند شمال‌خاور-جنوب‌باختری می‌باشند و کم‌وبیش به موازات گسل خزر (مرز کپه‌داغ-البرز) قرار دارند و دارای مکانیسم حرکتی امتداد لغز چپ‌بر با مقداری مولفه معکوس می‌باشند. همچنین در مرز باختری کپه‌داغ با حوضه خزر جنوبی، روندی لرزه‌زا با امتداد تقریبی شمال، شمال‌باختر-جنوب، جنوب‌خاوری دیده می‌شود و به نظر می‌رسد دارای مکانیسم امتداد لغز راست‌بر باشد (رضادوست، ۱۳۹۷).

دشت‌هایی نظیر گرگان و شیروان-بجنورد از نواحی فروافتاده کپه‌داغ محسوب می‌شوند. قدیمی‌ترین واحد گزارش شده در بخش شمالی دشت گرگان، سازند

1. Diffusion

2. Directional filter



شکل ۲. تصویر ماهواره‌ای بارزسازی شده با ترکیب ۷۴۱ از ماهواره Landsat 8 ETM+

شده و تصویری به نام تداخل‌سنج^۱ تولید می‌کنند (شکل ۵). تداخل‌سنج تصویری است حاصل اختلاف فاز دو تصویر اخذ شده در دو زمان مختلف که از نظر هندسی به طور دقیق بر روی هم منطبق شده‌اند (Daniel et al., 2003).

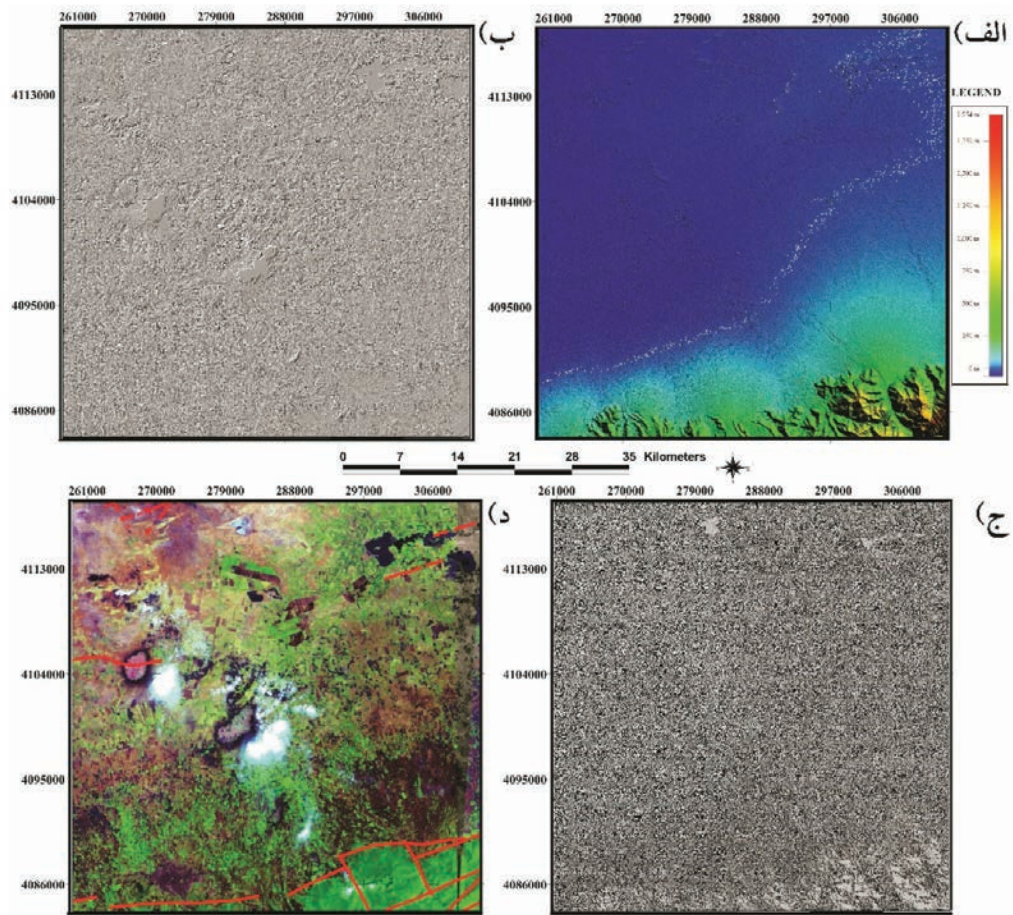
این توانایی، اساسی روش تداخل‌سنجی راداری است و در تفاوت دامنه‌های تغییرات خط اریب^۲ دو موقعیت آنتن، با دقت کسری از طول موج (به شرط اختلاف فاز) می‌تواند اندازه‌گیری شود. این اختلاف فاز به دامنه تغییرات وابسته است و برای استخراج اطلاعات ارتفاع، می‌تواند ضمن پردازش یک مدل ارتفاعی رقومی تولید کند (Gabriel and Goldstein, 1988). فاز تداخل‌سنج حاوی اطلاعات توپوگرافی، خطاهای مداری، جابجایی هدف و تاثیرات اتمسفر است. برای به دست آوردن جابجایی سطح زمین در یک بازه زمانی، می‌بایست خطاهای مداری، اثرات توپوگرافی و نوفه^۴ اتمسفر از تداخل‌سنج حذف شود.

در این تحقیق، از باند C ماهواره ENVISAT ASAR با طول موج ۵/۷ سانتی‌متر مربوط به دو زوج تصویر در بازه‌های زمانی ۲۰۰۵-۲۰۱۰ و ۲۰۰۵-۲۰۰۷ (به‌عنوان کنترل) استفاده

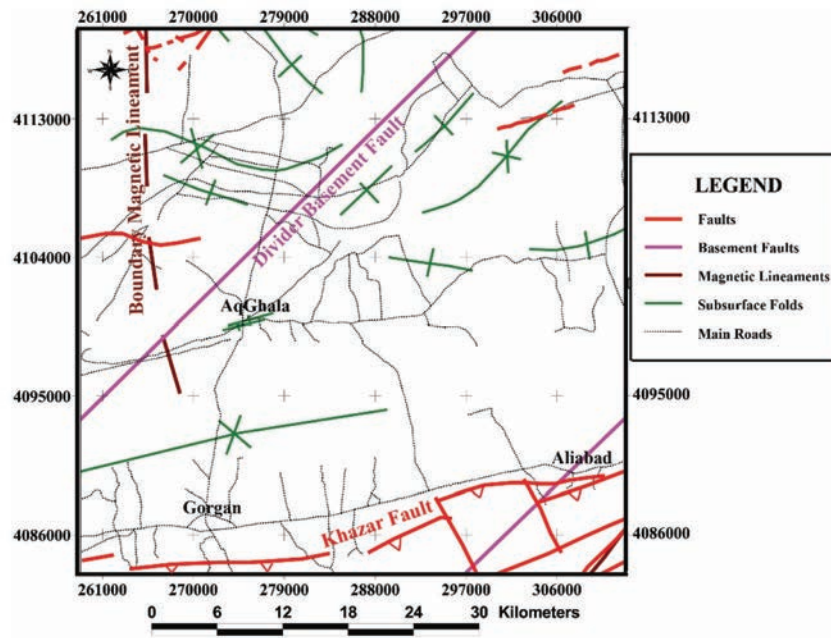
(شکل ۳-ب) شکستگی‌های موجود در منطقه شناسایی شدند (Safari et al., 2011). فیلترهای جهت‌دار نیز با مکانیسمی کم‌وبیش مشابه فیلترهای بارزکننده لبه‌ها، کلیه خط‌گونه‌ها نظیر جاده‌ها و راه‌آهن، رودخانه‌ها و آبراهه‌ها، لبه تراس‌های آبرفتی، صخره‌ها، شکستگی‌ها و سایر پدیده‌های ژئومورفولوژیکی که سیمای خطی دارند را آشکار می‌کند. در نهایت، با اعمال فیلترهای جهت تابش خورشید بر روی مدل رقومی ارتفاعی منطقه^۱ (DEM) (شکل‌های ۳-الف، ب و ج) با زاویه تابش‌ها و جهات مختلف، بارزسازی شکستگی‌ها انجام شد و بر اساس آنها و پیمایش‌های صحرائی، گسل‌ها تشخیص و به نقشه اضافه شد (شکل ۳-د). به این ترتیب نقشه ساختاری گستره شکل گرفت (شکل ۴).

ب- روش تداخل‌سنجی تفاضلی راداری: یکی از ابزارهای توانمند برای پایش پدیده فرونشست، روش تداخل‌سنجی راداری است. این روش با مقایسه فازهای دو تصویر راداری که از یک منطقه در دو زمان مختلف اخذ شده‌اند، قادر به تعیین میزان جابجایی قائم در سطح زمین در آن بازه زمانی می‌باشد. فاز اخذ شده از یک عارضه بر روی سطح زمین متناسب با فاصله آن تا سنجنده راداری است. در این تکنیک تصاویر مختلط راداری که حاوی مقادیر فاز و دامنه موج برگشتی از عارضه به سمت سنجنده هستند با یکدیگر ترکیب

1. Digital Elevation Model (DEM)
2. Interferogram
3. Slant range
4. Noise



شکل ۳. الف) مدل رقومی ارتفاعی (DEM) منطقه، ب) اعمال فیلتر جهت‌دار بر روی باند R ترکیب ۷۴۱، ج) اعمال فیلتر جهت تابش خورشید بر روی DEM منطقه و د) استخراج شکستگی‌های سطحی منطقه



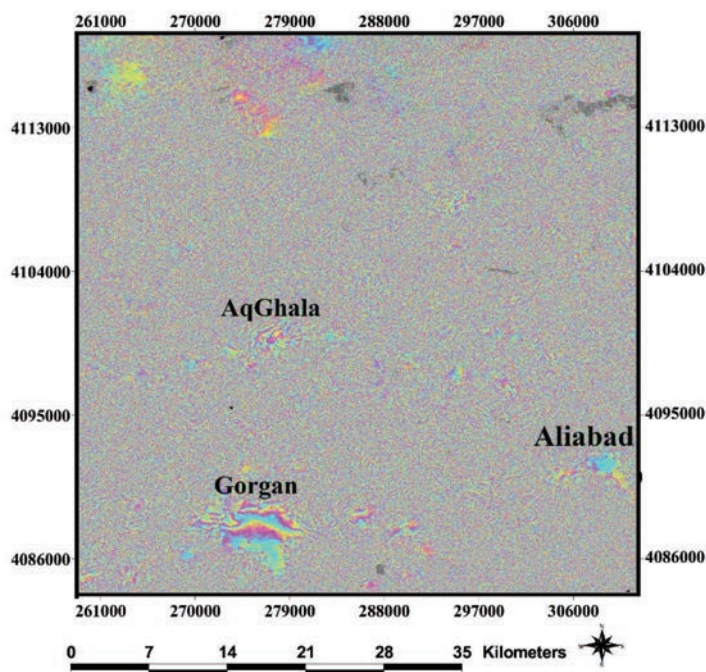
شکل ۴. نقشه ساختاری منطقه شامل ساختارهای سطحی و زیرسطحی

شد. تهیه تداخل سنج زوج تصاویر به کاررفته (جدول ۱) در فضای نرم افزاری Sarscape 5.3 انجام شده است. برای تهیه تداخل سنج با داشتن زوج تصویر SLC با همدوستی به نسبت بالا، پارامترهای مداری دقیق معلوم و طول خط مبنای مناسب، به همراه یک DEM برای مطالعه

فرونشست استفاده شد. ابتدا دو تصویر تصحیحات هندسی و زمینگان شده^۱ تا از نظر هندسی کامل بر هم منطبق شوند. در یک تداخل سنج تفاضلی، 2π تغییر فاز کامل معادل جابجایی ارتفاع نیمی از طول معادل جابجایی ارتفاع نیمی از طول سیگنال رادار در جهت دید ماهواره^۲ است.

جدول ۱. مشخصات تصاویر راداری مورد استفاده گستره مورد مطالعه

Data name	Platform	Master Date	Slave Date	Track Master-Orbit Number	Track Slave-Orbit Number	Orbit Direction
West-T	ENVISAT	۲۰۰۵/۰۲/۲۵	۲۰۰۷/۰۱/۲۶	۰۰۵۶-۱۵۶۴۱	۰۰۵۶-۲۵۶۶۱	Ascending
West-NN	ENVISAT	۲۰۰۵/۰۲/۲۵	۲۰۱۰/۰۱/۱۵	۰۰۵۶-۱۵۶۴۱	۰۰۵۶-۴۱۱۹۲	Ascending



شکل ۵. تهیه تداخل سنج که در آن اختلاف فاز دو تصویر به دست آمده در دو زمان مختلف از نظر هندسی بر هم منطبق شده‌اند

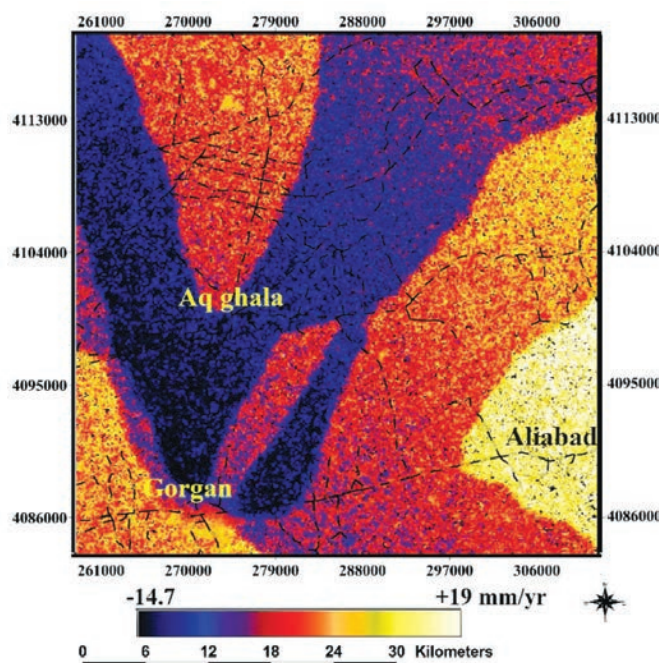
خطاهای مداری با استفاده از اطلاعات دقیق به دست آمده توسط آژانس فضایی اروپا اصلاح شد. اثر اتمسفر به طور عمده ناشی از نوسانات بخار آب در اتمسفر، در مسیر پرتو رادار بین ماهواره و زمین است. تاخیر جوی با توجه به اینکه ساختار فرینچ آن در عرض چند تداخل سنج مستقل است می‌تواند شناسایی شود. به منظور حذف نوفه از فیلتر تطابقی^۳ استفاده شد. در مرحله بعدی فاز آشکارسازی^۴ نیز انجام شد تا فازها به مقداری که نشان دهنده جابجایی

پوسته زمین است، تبدیل شوند. این تغییرات هم در جهت دید ماهواره و هم در جهت افقی و عمودی محاسبه شد. اساس تداخل سنجی راداری برای اندازه‌گیری اختلاف فاصله بین سنجنده و زمین، تفسیر اختلاف فاز است. با این حال، تنها مقادیر قابل اندازه‌گیری، یک بخش از این اختلاف فاز

1. Registered
2. Line of Sight (LOS)
3. Adaptive
4. Unwrapping

مسطح‌سازی تداخل‌سنج‌ها به منظور حذف مولفه فازی ناشی از اثرات توپوگرافیک می‌باشد. برای این کار یک مدل رقومی ارتفاعی با قدرت تفکیک ۱۲ متر (برگرفته از سایت سازمان زمین‌شناسی آمریکا) تهیه شده است. در مرحله پایانی تصویر جابجایی حاصل از تلفیق اطلاعات مراحل قبلی توسط نرم‌افزار 4.8 Envi حاصل شد (شکل ۶). در پایان برای کنترل مقادیر جابجایی ابتدا اقدام به ترسیم پروفیل‌هایی از میزان جابجایی شد (شکل ۷) و سپس در طی پیمایش‌های صحرائی، میزان جابجایی‌های قائم سطح زمین در قالب برخاستگی (شکل ۸) و فرونشست (شکل ۹) کنترل شدند.

است، یعنی مقدار اصلی، که فاصله $(-\pi)$ و (π) یا (2π) نهفته است باعث ایجاد فرینج‌های اینترفرومتریک می‌شود. فاز اندازه‌گیری‌شده را می‌توان به‌عنوان یک مقدار در فاصله $(\pi-\pi)$ که روش آشکارسازی هایس^۱ نامیده می‌شود (Goldstein et al., 1988) در نظر گرفت. در حالت ایده‌آل یک الگوی فرینج مشخصه این روش است. در این مرحله ناپیوستگی‌های موجود در فاز در مناطق با وابستگی بالا^۲ از بین رفته و به‌عنوان فاز تداخل‌سنجی که به‌صورت دوره‌ای می‌باشد به‌صورت پیوسته (...-۳۶۰-۰-۱۸۰-۳۶۰-۰) در می‌آید. مرحله بعد، مرحله (...-۷۲۰-۵۴۰-۳۶۰-۱۸۰-۰) در می‌آید.

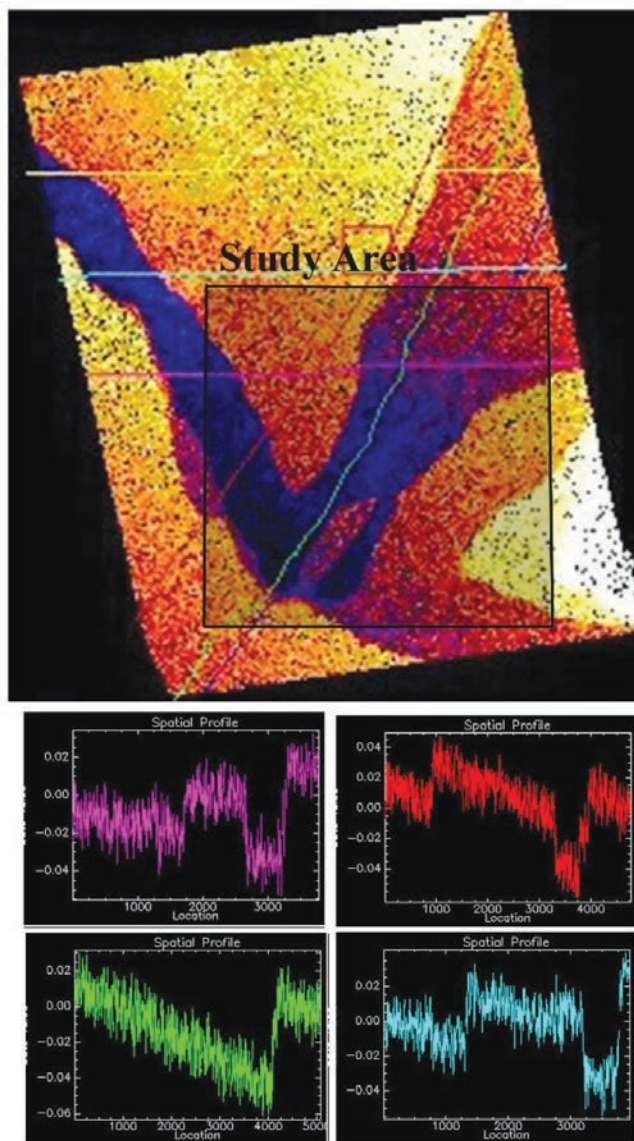


شکل ۶. تهیه نقشه میزان جابجایی قائم با استفاده از تداخل‌سنجی و اعمال فیلترها

ج- تکنیک‌های GIS: تکنیک‌های به‌کاررفته عبارتند از: استخراج اطلاعات ساختاری سطحی: پس از اعمال فیلترهای مختلف بر روی تصویر ماهواره‌ای، با استفاده از روش‌های نیمه‌خودکار چشمی ساختارها شناسایی و سپس در محیط GIS رقومی شده و به‌صورت لایه‌های اطلاعاتی با فرمت شیپ فایل^۳ (.shape*) ذخیره شدند. در نهایت با روی هم‌انداختن لایه‌های مختلف نقشه ساختاری به دست آمد (شکل ۴).

استخراج اطلاعات زیرسطحی: اطلاعات زیرسطحی استفاده شده در این پژوهش شامل نقشه‌های ژئوفیزیک هوایی، نقشه خطواره‌های مغناطیسی و نقشه موقعیت چین‌های زیرسطحی (برگرفته از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، ۱۳۸۵؛ Nogol-Delvin, 1999; e-sadat and Almasian, 1993; NIOC, 1977) می‌باشند که برای شناسایی گسل‌های پی‌سنگی و

1. Hase unwrapping
2. High coherence
3. Shape file

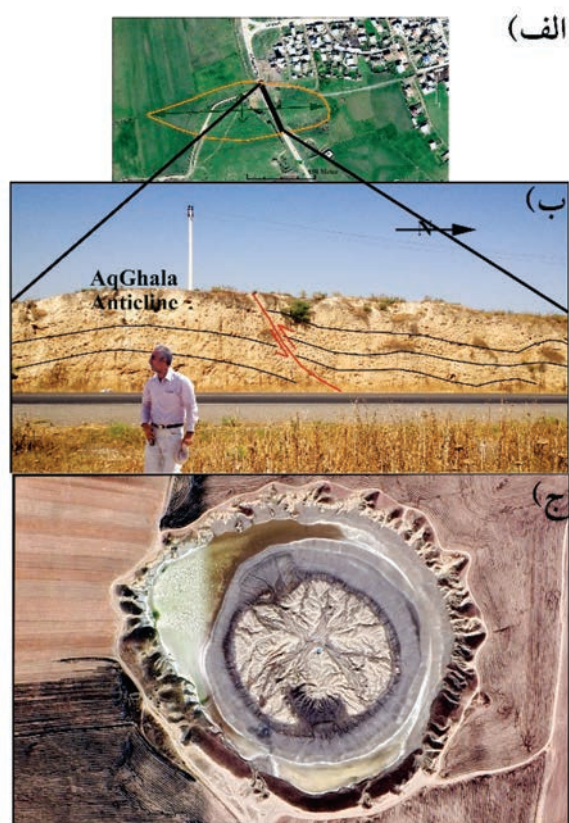


شکل ۷. تهیه چهار پروفیل از میزان جابجایی‌ها در بخش‌های مختلف

شد و سپس به‌عنوان یک لایه اطلاعاتی (شیپ فایل) ذخیره شد. در نهایت با استفاده از توابع محیط GIS این اطلاعات بر روی لایه‌های اطلاعاتی ساختاری (سطحی و زیرسطحی) انداخته شده و یک نقشه جامع جهت ارتباط سنجی الگوهای فرورانشست-برخاستگی با وضعیت ساختارها به دست آمد (شکل ۱۰). همچنین در ادامه لایه اطلاعاتی فرورانشست-برخاستگی بر روی محل چاه‌های بهره‌برداری انداخته شده و ارتباط الگوهای فرورانشست-برخاستگی با تراکم چاه‌ها بررسی شد (شکل ۱۱).

چین‌های زیرسطحی از آنها استفاده شد. برای این کار نقشه‌های فوق ابتدا در محیط GIS زمینگان شده و سپس با استفاده از توابع این محیط رقومی شدند. در نهایت این ساختارها استخراج شده بر روی سایر ساختارهای سطحی انداخته شده و نقشه ساختاری گستره تهیه شد (شکل ۴).

ارتباط سنجی الگوهای فرورانشست-برخاستگی با ساختارها و تراکم چاه‌های بهره‌برداری: تصویر جابجایی حاصل از تلفیق اطلاعات در محیط GIS رقومی شده و سپس اقدام به شناسایی پهنه‌ها و دسته‌بندی آنها برای پی‌بردن به الگوهای فرورانشست و برخاستگی



شکل ۸. الف وب) برخاستگی در طول چین‌های در حال رشد، ج) برخاستگی مخروط گل‌فشان قارنیارق



شکل ۹. الف و ب) پدیده لوله‌زایی ناشی از ۲۵ سانتی‌متر فرونشست دشت

بحث

- **بررسی‌های ساختاری:** در بررسی ساختارهای سطحی، گسل اصلی خزر با امتداد تقریبی 70-60N شناسایی و به نقشه درآمد. اطلاعات صحرایی به دست آمده، نشان می‌دهد این گسل، گسلی معکوس با مقداری مولفه امتدادلغز چپ‌بر می‌باشد و عملکرد آن سبب راندگی شیست‌های منتسب به باقیمانده پالئوتتیس بر روی دشت آبرفتی جنوب گرگان شده است. در بررسی‌های ساختارهای زیرسطحی استخراج شده از نقشه‌های موجود، خطواره‌های مغناطیسی با روندی کم‌وبیش مشابه گسل خزر در یال شمالی البرز قرار گرفتند (شکل ۴). همچنین یک گسل پی‌سنگی با روندی کم‌وبیش 50-40N نیز از وسط دشت (شمال آق‌قلا) به صورت اریب عبور کرده است. در شمال این گسل زیرسطحی روندهای ساختاری (چین‌های مدفون) دچار خمشی آشکار شده‌اند (شکل ۴). از دیگر ساختارهای شناسایی شده، چین‌های زیرسطحی می‌باشند و دارای دو روند به طور کامل متمایز می‌باشند، به گونه‌ای که در مرکز و شمال خاور دشت دارای روند شمال‌خاور- جنوب‌باختری (مشابه روند بخش باختری کپه‌داغ و حتی یال شمال البرز) هستند. در حالی که این چین‌ها با رسیدن به یک گسل پی‌سنگی مدفون (در شمال آق‌قلا) دچار خمشی آشکار شده و ۹۰ درجه خمیده شده و دارای روند شمال‌باختر- جنوب‌خاوری در بخش شمال‌باختری دشت شده‌اند. همچنین در باختر شهرستان آق‌قلا، یک خطواره مغناطیسی با روند کم‌وبیش شمالی- جنوبی شناسایی شد که به نظر رضادوست (۱۳۹۷) مرز باختری کپه‌داغ و حوضه خزر جنوبی را تشکیل داده است.

- **بررسی الگوهای فرورانشست و برخاستگی:** پس از تهیه نقشه حرکات قائم در دشت گرگان- آق‌قلا- علی‌آباد و مشاهده الگوهای فرورانشست و برخاستگی در این گستره مشخص شد که علیرغم انتظار ما بخش‌هایی از این دشت به عنوان ادامه باختری کپه‌داغ، در حال برخاستگی است و حتی در برخی مناطق بیش از ۱۹+ میلی‌متر در سال می‌باشد (شکل ۶).

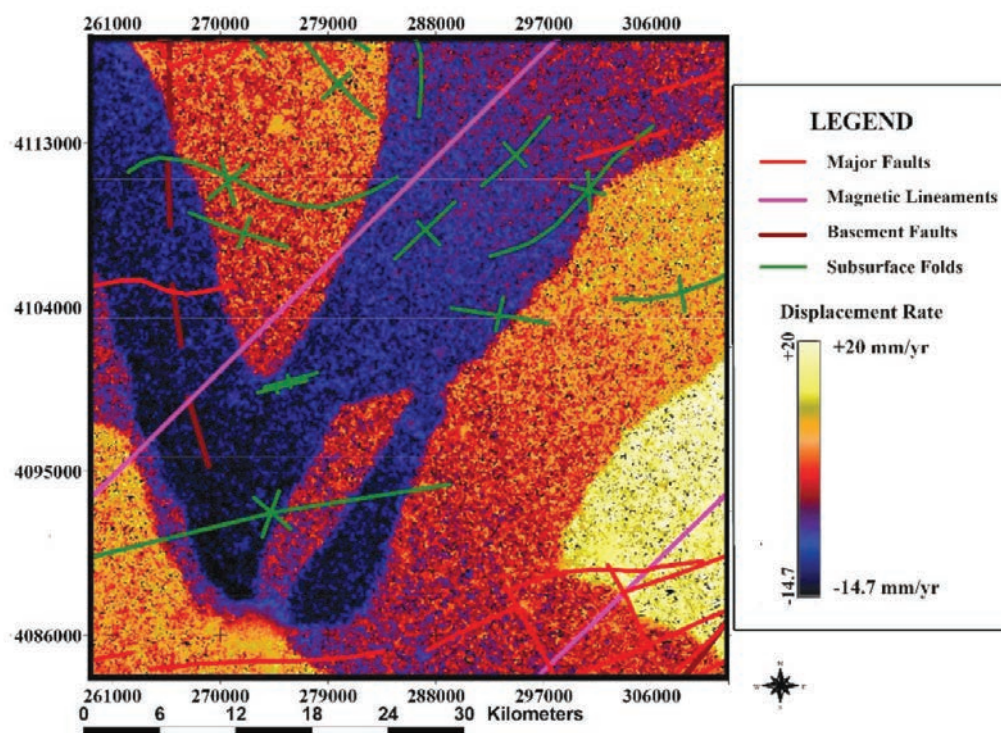
رضوانه حمیدی و همکاران

شواهد صحرایی این برخاستگی‌ها را می‌توان در قالب بروز چین‌های در حال رشد (شکل‌های ۸-الف و ب) و همچنین برخاستگی مخروط‌های مربوط به گلفشان‌های منطقه (شکل ۸-ج) مشاهده کرد. این در حالی است که فرورانشست در این دشت بیشتر منحصر به دو نوار با امتدادهای 50-40N (به پهنای ۱۴ کیلومتر) و S-N (به پهنای ۹ کیلومتر) با نرخ حدود ۹- تا ۱۴/۷- میلی‌متر در سال می‌باشند. این دو نوار فرورانشست در حدفاصل گرگان- آق‌قلا به همدیگر برخورد می‌کنند. شواهد صحرایی این فرورانشست‌ها در این دو نوار را می‌توان در قالب پدیده لوله‌زایی چاه‌های در حال بهره‌برداری مشاهده کرد (شکل‌های ۹-الف و ب).

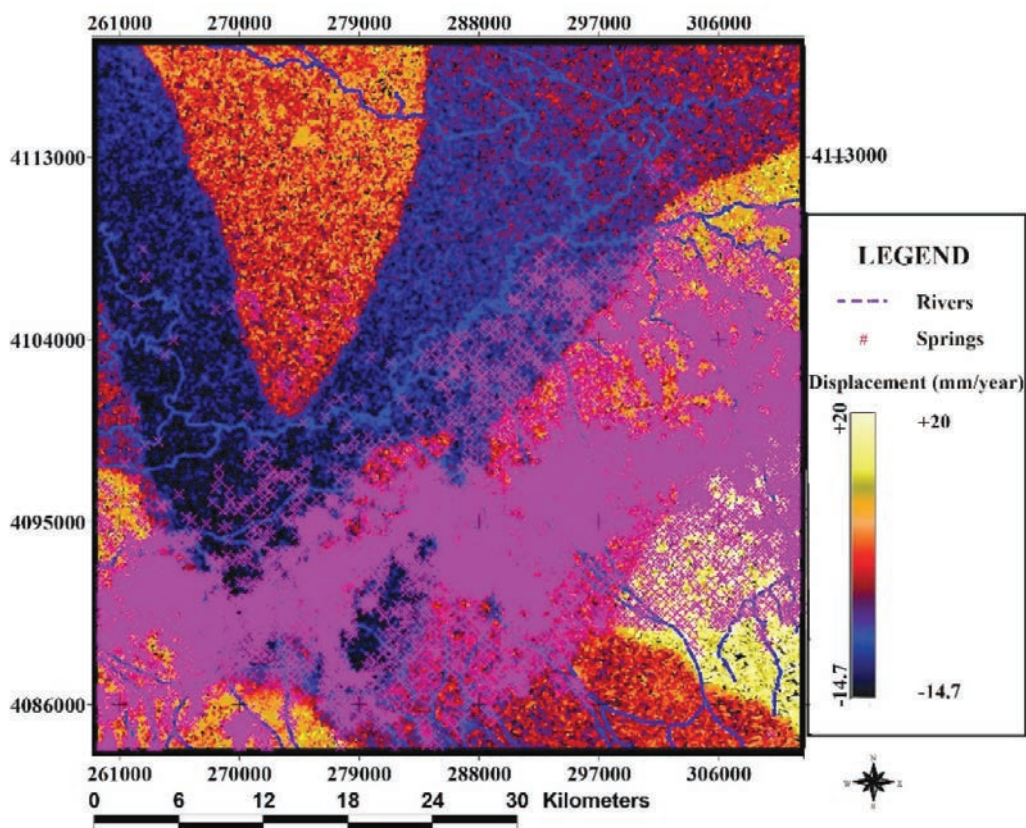
بحث پیرامون نتایج و ارتباط سنجی بین الگوی فرورانشست- برخاستگی و ساختارها

یکی از دشت‌های ایران که طی چند دهه گذشته درگیر فرورانشست شده است، دشت گرگان- آق‌قلا- علی‌آباد می‌باشد و در زیربخش جنوب‌باختری بخش باختری کپه‌داغ قرار دارد. به جز نهشته‌های کواترنری، هیچ‌گونه رخنمون سنگی در این زیربخش قابل مشاهده نمی‌باشد. افشارحرب (۱۳۷۳) و رادفر (۱۳۹۷) نیز بدین مسئله اشاره کرده‌اند. در این بخش هیچ‌گونه رخنمون سنگی وجود ندارد و فقط در چاه‌های عمیق حفر شده برخی از سازندهای کرتاسه قابل مشاهده است. قاسمی و همکاران (۱۳۸۶) به بحث فرورانشست بخش باختری کپه‌داغ پرداخته و این نبود رخنمون واحدهای سنگی را به این مسئله ارتباط دادند.

تورانی (۱۳۹۵) با انجام تداخل سنجی راداری در دشت گرگان- آق‌قلا به این نتیجه رسید، سیگنال فرورانشست مشاهده شده در دشت گرگان به صورت شرقی- غربی است. به نظر می‌آید فرورانشست هم‌روند با گسل اصلی گستره یعنی گسل خزر است و این احتمال وجود دارد که فرورانشست شهر گرگان در ارتباط با گسل خزر نیز باشد. ساختارهای سطحی استخراج و پیمایش شده در این پژوهش نیز نشان می‌دهد، مهم‌ترین گسلس سطحی در مرز کوه-دشت، گسل خزر می‌باشد و دارای مکانیسم حرکتی امتدادلغز چپ‌بر با



شکل ۱۰. ارتباطسنجی الگوی فرونشست-برخاستگی با ساختارهای زیرسطحی



شکل ۱۱. ارتباطسنجی الگوی فرونشست-برخاستگی با موقعیت چاه‌های بهره‌برداری

زیرسطحی شناسایی شده منطبق می‌باشند. به این ترتیب، به نظر می‌رسد که این روندهای فرونشست از روندهای ساختارها پیروی می‌نمایند.

ارتباطسنجی الگوی فرونشست-برخاستگی با موقعیت چاه‌های بهره‌برداری (شکل ۱۱) نشان می‌دهد، الگوی فرونشست حتی در مناطقی که چاهی حفر نشده (مناطق شمال‌باختری و شمال‌خاوری) و برداشتی از آب‌های زیرزمینی صورت نمی‌پذیرد نیز ادامه پیدا کرده است. یا حتی در جاهایی مانند جنوب‌خاوری دشت مذکور (منطقه علی‌آباد)، علیرغم حفر چاه‌های پرشمار و برداشت بی‌رویه، بجای فرونشست، برخاستگی ثبت شده است.

به این ترتیب، این نتایج نشان می‌دهد الگوی فرونشست دشت گرگان-آق‌قلا-علی‌آباد بیشتر تابع ساختارهای زیرسطحی اصلی است و به مقدار کمتری تابع برداشت بی‌رویه از چاه‌ها می‌باشند. به این ترتیب این فرضیه شکل می‌گیرد، علاوه بر بیلان منفی آبخوان دشت گرگان-آق‌قلا-علی‌آباد (به دلیل برداشت بی‌رویه)، عوامل زمین‌ساختی (ساختاری) نیز می‌تواند بر میزان و الگوی فرونشست دشت گرگان تاثیرگذار باشد. این در حالی است که فرهودی و همکاران (۱۳۸۹) با استفاده از ترازبایی و اندازه‌گیری‌های GPS میزان فرونشست دشت گرگان را برای بازه زمانی ۲۰۰۸-۲۰۰۶ میزان ۱۳۵ میلی‌متر برآورد کرده و بیشترین علت را علاوه بر خشکسالی، با حرکات زمین‌ساختی خزر جنوبی و بخش باختری کپه‌داغ مرتبط دانستند.

نتیجه‌گیری

ارتباطسنجی الگوی فرونشست-برخاستگی با ساختارهای زیرسطحی شناسایی شده نشان می‌دهد که دو نوار فرونشست بر دو ساختار اصلی زیرسطحی منطبق می‌باشند. با توجه به این ارتباطسنجی، می‌توان نتیجه گرفت که الگوی فرونشست دشت گرگان-آق‌قلا-علی‌آباد بیشتر تابع ساختارهای زیرسطحی اصلی است همچنین، ارتباطسنجی الگوی فرونشست-برخاستگی با موقعیت چاه‌های بهره‌برداری نشان می‌دهد، که حتی در جاهایی که برداشت بی‌رویه توسط حفر چاه‌های پرشمار صورت پذیرفته

مقداری مولفه معکوس می‌باشد.

به اعتقاد رضادوست (۱۳۹۷) روندی لرزه‌زا نیز با امتداد کم‌وبیش شمالی-جنوبی، مرز باختری کپه‌داغ با حوضه خزر جنوبی را رقم زده است و دارای مکانیسم امتدادلغز راست‌بر است و تعداد زیادی گلفشان در طول آن تظاهر کرده‌اند. تحلیل اطلاعات زیرسطحی در این پژوهش نیز این گسل پی‌سنگی را به اثبات می‌رساند. همچنین این اطلاعات یک گسل پی‌سنگی دیگر با روندی کم‌وبیش 50-40 N نشان می‌دهند که از وسط دشت (شمال آق‌قلا) به صورت اریب عبور کرده است. در شمال این گسل زیرسطحی، روندهای ساختاری (چین‌های مدفون) دچار خمشی آشکار شده‌اند. تورانی و همکاران (۱۳۹۷) میزان فرونشست دشت گرگان-آق‌قلا را ۴۸ میلی‌متر در سال برآورد کرده و آن را به برداشت بی‌رویه از چاه‌های پرشمار این منطقه نسبت دادند. همچنین حمیدی و همکاران (۱۳۹۸) حداکثر میزان فرونشست را ۵۶ میلی‌متر برای بازه زمانی ۲۰۰۷-۲۰۰۵ به دست آورده و آن را بیشتر به عملکرد ساختارها و برداشت بی‌رویه آب زیرزمینی از آبخوان‌های گستره نسبت دادند.

نتایج حاصل از برآورد میزان و الگوی فرونشست-برخاستگی در این پژوهش نشان می‌دهد، علیرغم نتایج پژوهش‌های قبلی که تنها به بحث فرونشست این دشت پرداخته‌اند؛ بخش‌هایی از این دشت (به‌عنوان ادامه باختری کپه‌داغ)، در حال برخاستگی است و حتی در برخی مناطق دارای میزان بیش از ۱۹+ میلی‌متر در سال می‌باشد. شواهد صحرائی این برخاستگی‌ها نیز در قالب رشد چین‌ها و مخروط‌های گلفشان‌های منطقه قابل مشاهده می‌باشد. این در حالی است که فرونشست در این دشت بیشتر منحصر به دو نوار با امتدادهای 50-40 N (به پهنای ۱۴ کیلومتر) و N-S (به پهنای ۹ کیلومتر) با نرخ حدود ۹- تا ۱۴/۷- میلی‌متر در سال می‌باشند. این دو نوار فرونشست در حدفاصل گرگان-آق‌قلا به همدیگر برخورد می‌کنند. شواهد صحرائی این فرونشست‌ها در قالب پدیده لوله‌زایی چاه‌ها دیده می‌شود.

ارتباطسنجی الگوی فرونشست-برخاستگی با ساختارهای زیرسطحی شناسایی شده (شکل ۱۰)، نشان می‌دهد که این دو نوار فرونشست بر دو ساختار اصلی

- است؛ بجای فرونشست، بعضاً برخاستگی ثبت شده است. به این ترتیب، می‌توان به این نتیجه رسید که علاوه بر تاثیر برداشت بی‌رویه از چاه‌ها که سبب بیلان منفی آبخوان این دشت شده، عوامل ساختاری (زمین‌ساختی) نیز توانسته بر میزان و الگوی فرونشست دشت گرگان تاثیرگذار باشد.
- منابع**
- افشار حرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین‌شناسی ایران: زمین‌شناسی کپه‌داغ، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، ۱۱، ۲۷۵.
- آقاناتی، س. ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- تورانی، م.، ۱۳۹۵. ارزیابی زمین‌ساخت فعال در شرق استان گلستان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه گلستان، ۹۰.
- تورانی، م.، آق‌آتابای، م. و روستایی، م.، ۱۳۹۷. مطالعه فرونشست در غرب استان گلستان با استفاده از تداخل‌سنجی راداری، مجله آمایش جغرافیایی فضا، ۸، ۲۷، ۱۲۸-۱۱۷.
- حمیدی، ر.، صفری، ح.، روستایی، م. و امینی، آ.، ۱۳۹۸. تعیین میزان فرونشست زمین با استفاده از روش تداخل‌سنجی تفاضلی راداری در دشت گرگان، نخستین همایش دوسالانه کوهزاد البرز و دریای خزر، دانشگاه گلستان، ۴۱۸-۴۱۲.
- حقیقت‌مهر، پ.، ولدان‌زوج، م.، تاجیک، ر. و جباری، س.، ۱۳۸۹. تحلیل سری زمانی فرونشست هشتگرد با استفاده از روش تداخل‌سنجی راداری و سامانه موقعیت‌یابی جهانی، فصلنامه علوم زمین، ۲۲، ۸۵، ۱۰۵-۱۱۴.
- جنت، ک.، قاضی‌فرد، ا. و روستایی، م.، ۱۳۸۸. پایش فرونشست زمین در دشت گلپایگان با استفاده از روش تداخل‌سنجی راداری و شکاف‌سنج، ششمین کنفرانس زمین‌شناسی مهندسی و محیط‌زیست، دانشگاه تربیت مدرس.
- خواجه، م.، ۱۳۸۴. گزارش نهایی اکتشاف ید در شمال آق‌قلا-استان گلستان، وزارت صنایع و معادن، ۸۴.
- رادفر، ع.، ۱۳۹۷. تکامل ساختاری حاشیه جنوب شرقی حوضه هیدروکربنی خزر جنوبی رساله دکتری، دانشگاه گلستان، ۱۴۹.
- رضادوست، م.، ۱۳۹۷. جایگاه تکتونیکی گلفشانهای غرب استان گلستان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه گلستان، ۱۵۰.
- روزنامه شرق، ۱۳۹۱. فرونشست خاک در ایران ۹۰ برابر بحرانی‌تر از دیگر کشورها، شماره ۱۳۸۶، ص ۱۱.
- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۵. نقشه خطواره‌های تکتونیکی بر پایه داده‌های TM, DEM, RADARSAT، مقیاس: ۱/۵۰۰۰۰۰۰.
- شریفی‌کیا، م.، ۱۳۹۱. تعیین میزان و دامنه فرونشست به کمک روش تداخل‌سنجی راداری (D-In-SAR) در دشت نوق-بهرمان، مجله برنامه‌ریزی و آمایش فضا، ۱۶، ۷۷-۵۵.
- صالحی، ر.، غفوری، م.، لشکری‌پور، غ.، دهقان، م.، ۱۳۹۲. بررسی فرونشست دشت مهیار جنوبی با استفاده از تداخل‌سنجی راداری، فصلنامه علمی پژوهشی آبیاری و آب، ۱۱، ۵۷-۴۷.
- فرهودی، ق. و محبی، م.، ۱۳۸۹. بررسی برخی از وقایع تکتونیکی حاکم بر جنوب‌شرقی دریای خزر و بلوک خزر جنوبی، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، ۶، ۱، ۴۱-۲۷.
- قاسمی، م.ر.، محمدخانی، ح. و عبداللهی، ع.، ۱۳۸۶. گذر از برپایی در کپه‌داغ به فرونشینی در کاسپین جنوبی، معرفی گسل‌های نوشناخته گنبدکاووس و یساقی، بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، ۶.
- لشکری‌پور، غ.، باقریان، ع.، غفوری، م. و پژمان، ح.، ۱۳۸۵. بررسی نشست زمین و ایجاد شکاف در دشت سبزوار، هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی مهندسی و محیط‌زیست ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
- میرشاهی، ف.، ولدان‌زوج، م.ج.، دهقانی، م. و هاشمی‌امین‌آبادی، س.م.، ۱۳۹۲. اندازه‌گیری فرونشست سطح زمین به کمک تکنیک تداخل‌سنجی راداری با استفاده از تصاویر Terra SAR-X، بیستمین همایش ملی ژئوماتیک.
- Amelung, F., Jonsson, S., Zebker, H. and Segall, P., 2000. Widespread uplift and trapdoor faulting on Galapagos Volcanoes observed with Radar Interferometry, Nature, 407, 993-996

- Amig Pe, M. and Arabi, S., 2009. Report of Research Project of Yazd Subsidence Survey Using Radar Interference And Precision Alignment Technique, National Mapping Agency, 46.
- Beradio, p., Fornaro, G., Lanari, R., and Sansosti, E., 2002. A New Algorithm for Surface Deformation Monitoring Based on Small Baseline Differential SAR Interferograms. *IEEE Trans. On Geoscience and Remote Sensing*, 40, 2375-2383.
- Daniel, R., C., Maisons, C., Carnec, S., Le Mouelic, C., and King S. H., 2003. Monitoring of slow ground deformation by ERS radar interferometry on the Vauvert salt mine (France) Comparison with ground-based measurement, *Remote Sensing of Environment*, 88, 468-478.
- Dehghani, M., Valadan Zoej, M.J., Entezam, I., Mansourian, A., Saatchi, S., 2009. In-SAR monitoring of progressive land subsidence in Neyshabour, northeast Iran. *Geophysical Journal International*, 178(1) 47-56.
- Gabriel, A. K. and Goldstein, R. M., 1988. Crossed Orbit Interferometry: Theory and experimental results from SIR-B, *Int. J. Remote Sensing*, 9, 5, 857-872.
- Goldstein, R., Zebker, H., and Werner, C., 1988. Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping, *Radio Science*, 23, 4, 713-720.
- United States Geological Survey of America, <http://usgs.gov>.
- Gsof, 2016, What Is Suppressingg?, *Geological Survey of Iran*, 7.
- Larson, K. J., Başağaoğlu, H., Marino, M. A., 2001. Prediction of optimal safe ground water yield and land subsidence in the Los Banos-Kettleman City area, California, using a calibrated numerical simulation model, *Journal of hydrology*, 242, 1-2, 79-102.
- Lillesand, T.M. and Kiefer, R.W., 2000. Remote sensing and image interpretation. 4th ed. John Wiley and Sons, New York, NY, USA, 20-180.
- Motagh, M., Djamour, Y., Walter, T. R., Wetzel, H. U., Zschau, J. and Arabi, S., 2006. Land subsidence in Mashhad Vally, northeast Iran: results from InSAR, level in and GPS, *International Journal of Geophysics*, 168, 518-526
- Nasiri Khaneghah, A., Khosrawi, Q., Ghafourian, H. and Islami, R., 2014, Comparison of Behavioral Conduct of the Rosshest Isfahan with GPS Network and Radar Interference Testing: Early National Conference on Water, Human, Earth.
- National Iranian Oil Company (NIOC), 1977. Geological Map of North East of Iran, Scale: 1/1000000.
- Sabins Floyd, F., 1996. Oil exploration in Central Arabian Arch using Landsat images. *AAPG Bulletin*, 5(CONF-960527-).
- Safari, H., Pirasteh, S., and Shattri, B.M., 2011. Role of Kazerun Fault for Localizing Oil Application of GiT, *International Journal of Remote Sensing*, 32, 1, 1-16.
- Torres, M. A., 2007. The petroleum geology of western Turkmenistan: The Gograndag-Okarem Province, in P. O.

زمین‌شناسی، کانه‌زایی و ژنز کانسار سلسستین مادآباد، جنوب زنجان

مهسا نوری^۱، حسین کوهستانی^{۲*}، قاسم نباتیان^۲، میرعلی اصغر مختاری^۲ و افشین زهدی^۳

۱. کارشناس ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

۲. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

۳. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۱۲/۱۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۳/۳۰

چکیده

واحدهای سنگی در کانسار سلسستین مادآباد شامل سنگ‌های آهکی متوسط تا ضخیم‌لایه و توده‌ای با میان‌لایه‌های سنگ آهک مارنی و مارن سازند قم به سن میوسن پیشین می‌باشند. کانه‌زایی در کانسار مادآباد به صورت عدسی‌شکل درون واحدهای کربناته عضو f سازند قم رخ داده و لایه‌بندی آنها را قطع کرده است. کانه‌زایی در کانسار مادآباد شامل سه مرحله است. مرحله اول با تشکیل کلسیت طی فرایندهای هم‌زمان با رسوب‌گذاری تا هم‌زمان با دیاژنز مشخص می‌شود. مرحله دوم مربوط به فعالیت‌های گرمایی است که به ترتیب با تشکیل سلسستین‌های توده‌ای ریزبلور و دانه‌شکری نسل اول، رگه و رگچه‌های سلسستین درشت‌بلور نسل دوم همراه با اندکی استرانسیانیت و باریت، سلسستین‌های درشت‌بلور شکل دار نسل سوم با بافت پُرکننده فضاهای خالی و در نهایت تشکیل رگه و رگچه‌های تأخیری کوارتز-کلسیتی همراه می‌باشد. مرحله سوم مربوط به فرایندهای برون‌زاد است. دگرسانی‌ها شامل دولومیتی، کلسیتی و سیلیسی می‌باشند. سلسستین همراه با اندکی استرانسیانیت و باریت، کانه‌های معدنی و کلسیت، دولومیت، کوارتز و اکسیدها-هیدروکسیدهای آهن، کانی‌های باطله در مادآباد هستند. بافت ماده معدنی از نوع رگه-رگچه‌ای، پُرکننده فضاهای خالی، دروزی، برشی و کاتاکلاستیک است. براساس نتایج مطالعات ریزدماسنجی، درجه شوری میانبارهای سیال دو فاز غنی از مایع در سلسستین‌های نسل دوم بین شش تا ۱۶ (میانگین ۱۰/۶) درصد وزنی معادل نمک طعام و دمای همگن شدن آنها از ۲۴۸ تا ۳۶۵ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۲۷۸) متغیر است. این مطالعات بیانگر حداقل عمق تشکیل حدود ۵۱۰ متر برای کانسار مادآباد است. استرانسیم از واحدهای تبخیری موجود در بخش‌های مارنی سازند قم و واحدهای آتشفشانی سازند کرج منشاء گرفته است. ویژگی‌های کانسار مادآباد با کانسارهای سلسستین جانشینی اپی‌ژنتیک شباهت دارد.

واژه‌های کلیدی: اپی‌ژنتیک، زنجان، سازند قم، کانه‌زایی سلسستین، مادآباد.

مقدمه

(2009; Markhand et al., 2020). این کانه‌زایی‌ها اغلب

کوچک است و کانسارهای بزرگ با ذخیره میلیون تنی بیشتر همراه با توالی‌های کربناتی-تبخیری در محیط‌های ساحلی دریایی تشکیل می‌شوند (Hanor, 2004; Warren, 2006; Forjanes et al., 2020a, b).

کانه‌زایی‌های سلسستین همگی با سنگ‌های رسوبی آهکی و مارنی و گاه در ارتباط با ژئیس و دیگر رسوبات تبخیری تشکیل می‌شوند (González-Sánchez et al., ۲۰۰۶).

* نویسنده مرتبط: kouhestani@znu.ac.ir

در آزمایشگاه میانبارهای سیال مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران در کرج مطالعه شد. مطالعات ریزدماسنجی با استفاده از دستگاه Linkam THMS600 متصل به میکروسکوپ ZEISS و مجهز به کنترل‌کننده حرارتی TM94 و سردکننده LNP با دامنه حرارتی ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد انجام شد. کالیبراسیون دستگاه در مرحله گرمایش با دقت $\pm 0/6$ درجه با نیترات سزیم با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه سانتی‌گراد و در مرحله سرمایش با دقت $\pm 0/2$ درجه سانتی‌گراد با ماده استاندارد ان‌هگزان با نقطه ذوب ۹۴/۳- درجه سانتی‌گراد انجام شد. میزان شوری میانبارها به صورت معادل درصد وزنی نمک طعام و از طریق دمای ذوب آخرین قطعه یخ با استفاده از فرمول ارائه شده توسط بودنار (Bodnar 1993) محاسبه شده است.

زمین‌شناسی منطقه مادآباد

در تقسیمات پهنه‌های رسوبی-ساختاری ایران (Alavi, 1991)، کانسار مادآباد در پهنه ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱-الف). در مقیاس ناحیه‌ای و براساس نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ خدابنده-سلطانیه (علوی نائینی، ۱۳۷۲) و حلب (شهیدی و بهارفیروزی، ۱۳۸۰)، واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در منطقه مادآباد به ترتیب از قدیم به جدید شامل واحدهای شیلی و آهکی کرتاسه، واحدهای توفی و گدازه‌ای ائوسن (معادل سازند کرج)، واحدهای آواری سازند قرمز زیرین، سنگ آهک‌های فسیل‌دار سازند قم و واحدهای ماسه‌سنگی و مارنی سازند قرمز بالایی است. در مقیاس محلی، واحدهای سنگی موجود در گستره کانسار مادآباد به بخش f سازند قم (Furrer and Soder, 1955) به سن میوسن پیشین تعلق داشته و از قدیم به جدید شامل واحدهای OM^{lm} ، OM^m و OM^l می‌باشد (شکل‌های ۱-ب و ۲-الف تا ث). روند عمومی لایه‌بندی در این واحدها، شمال تا شمال‌غرب-جنوب تا جنوب‌شرق با شیب به سمت غرب-جنوب‌غرب است و به صورت هم‌شیب یکدیگر را می‌پوشانند (شکل ۱-ب). واحد OM^m شامل مارن‌های ژیبس‌دار به رنگ قرمز تا قهوه‌ای است که اغلب در بخش‌های مرکزی، جنوب و جنوب‌غربی

ایران همراه با توالی‌های تبخیری سازند کند با سن ائوسن در البرز مرکزی (بازرگانی گیلانی و ربانی، ۱۳۸۴)، سازند قم با سن الیگومیوسن در ایران مرکزی (کریمی و راستاد، ۱۳۷۸؛ Bazargani-Guilani and Nekouvaght Tak, 2008) و سازند آسماری به سن الیگومیوسن در زاگرس چین‌خورده (رستمی پایدار و همکاران، ۱۳۹۵؛ Ehya et al., 2017؛ Pourkaseb et al., 2013) تشکیل شده‌اند. سلسنتین در این کانسارها از مرحله هم‌زمان با رسوب‌گذاری تا دیاژنز تشکیل شده و تیپ آن از نوع رسوبی دیاژنتیک معرفی شده است.

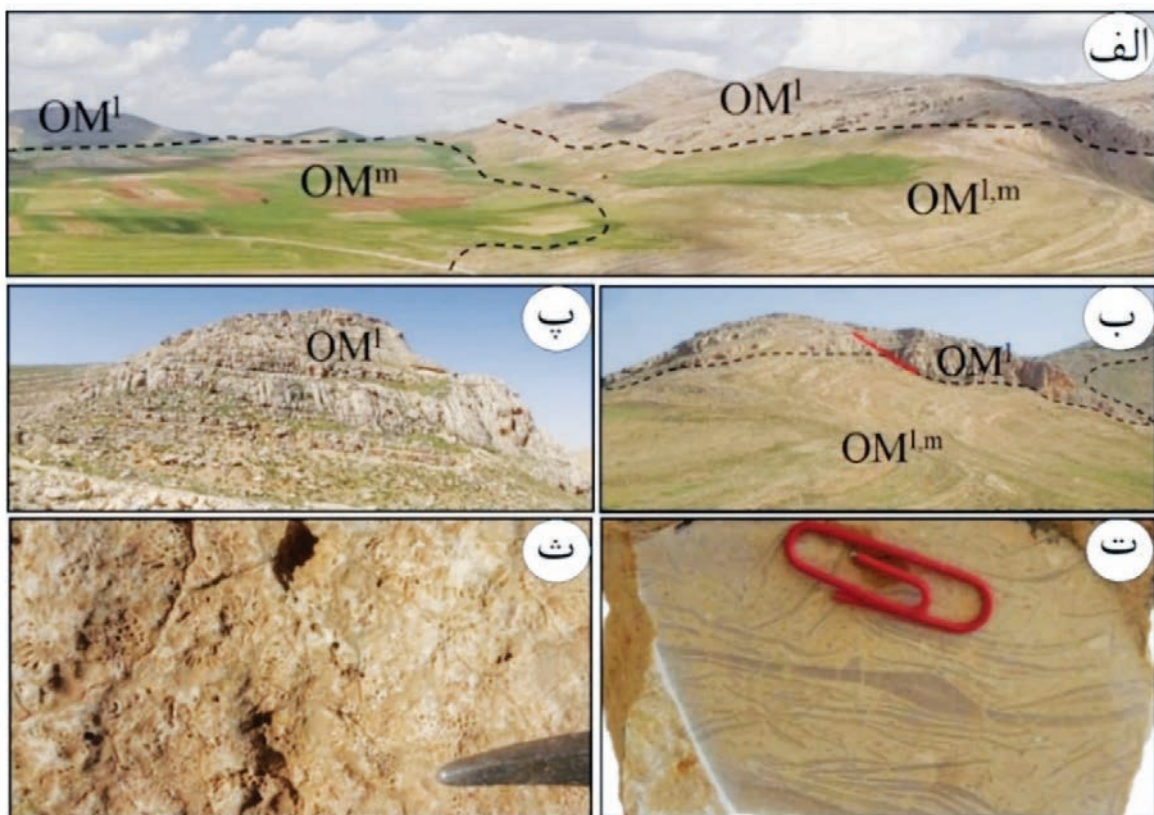
کانسار سلسنتین مادآباد اولین گزارش از وجود ذخایر سلسنتین در استان زنجان با سنگ میزبان کربناته (سازند قم) است که در فاصله حدود ۱۰۰ کیلومتری جنوب زنجان قرار دارد. علی‌رغم فعالیت‌های اکتشافی و استخراجی در این کانسار (شرکت فارس جم ستون، ۱۳۹۲)، تاکنون مطالعه علمی دقیقی بر روی آن انجام نشده است. در این پژوهش، ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی در کانسار مادآباد بررسی شده و تیپ و خاستگاه آن با توجه به داده‌های فعلی تعیین شده است. با توجه به گسترش زیاد واحدهای آهکی سازند قم در کشور، نتایج حاصل از این پژوهش می‌تواند اطلاعات سودمندی برای درک منشاء و شناخت عوامل کنترل‌کننده این نوع از کانه‌زایی‌های سلسنتین ارائه داده و برای اکتشاف ذخایر جدید سودمند باشد.

روش مطالعه

ابتدا طی مطالعات صحرایی، نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۵۰۰۰ از منطقه تهیه شد. طی این مطالعات، امتداد، شیب، ضخامت، رنگ، سنگ‌شناسی، مرز بین لایه‌ها و اندازه ذرات لایه‌های کربناته، اندازه‌گیری و وجود و یا نبود کانه‌زایی سلسنتین در آنها بررسی شد. سپس، تعداد ۳۰ مقطع نازک و ۲۰ مقطع نازک-صیقلی برای مطالعات سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری تهیه شد. در ادامه، برای تعیین ویژگی‌های دما، فشار و شوری سیالات مسئول کانه‌زایی و دگرسانی، تعداد سه مقطع دوبرصیقل به ضخامت ۱۵۰ میکرون از سلسنتین‌های شفاف نسل‌های اول و دوم تهیه و

رنگ دارای قطعات فسیلی فراوان مرجان (شکل ۲-ث) با میان‌لایه‌های آهک مارنی تشکیل شده است (شکل ۲-الف تا پ). واحد OM^I بیشتر در بخش‌های شمال شرق و شمال غرب تا غرب منطقه گسترش دارد و میزبان کانه‌زایی سلسنتین منطقه است. به دلیل پوشش بخش زیاد منطقه مادآباد توسط زمین‌های کشاورزی، شناسایی ساختارهای گسلی در این گستره مشکل است. با این وجود، تعدادی گسل نرمال با راستای شمال شرق-جنوب غرب، توالی رسوبی سازند قم را قطع کرده‌اند (شکل ۱-ب). شاخص‌ترین گسل در این منطقه، گسل نرمال موجود در منطقه کانه‌زایی سلسنتین با روند $N40E$ و شیب حدود 35° درجه به سمت شمال غرب می‌باشد. کانه‌زایی سلسنتین مادآباد در امتداد این گسل متمرکز شده است. دگرسانی دولومیتی همراه با آغشتگی به هیدروکسیدهای آهن در سنگ‌های آهکی اطراف کانه‌زایی و مسیر این گسل قابل مشاهده است.

گستره گسترش دارند (شکل‌های ۱-ب و ۲-الف). مارن‌ها، نازک تا متوسط‌لایه است و در میان‌لایه‌های آن، ژئیس به صورت محلی مشاهده می‌شود. این واحد در منطقه مادآباد توسط مزارع و کشت‌زارها پوشیده شده است. واحد $OM^{I,m}$ به طور عمده در بخش‌های شرقی منطقه گسترش دارد. این واحد از آهک‌های نازک تا متوسط‌لایه کرم‌رنگ با میان‌لایه‌های مارنی تشکیل شده است (شکل ۲-الف و ب). سنگ آهک‌ها بیشتر متوسط لایه می‌باشند و لایه‌های مارنی از نظر طبقه‌بندی نازک‌لایه هستند. فرامینفرهای بنتیک درشت مانند لپیدوسیکلینده‌های کشیده (یولپیدینا) در بخش‌های آهکی این واحد به وفور یافت می‌شود. اندازه این فسیل‌ها گاه تا هشت سانتی‌متر نیز رسیده و با چشم غیرمسلح نیز قابل رؤیت می‌باشند (شکل ۲-ت). واحد OM^I بالاترین بخش توالی سنگی موجود در کانسار مادآباد است. این واحد از آهک‌های ضخیم‌لایه تا توده‌ای خاکستری



شکل ۲. الف) نمایی کلی از تناوب لایه‌های سنگ آهک، آهک مارنی و مارن سازند قم در منطقه مادآباد (دید به سمت شمال غرب)، ب) نمایی از سنگ آهک‌های نازک تا متوسط‌لایه کرم‌رنگ با میان‌لایه‌های مارنی واحد $OM^{I,m}$ که به صورت هم‌شیب توسط سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه تا توده‌ای واحد OM^I پوشیده شده‌اند (دید به سمت شمال)، پ) نمایی از سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه تا توده‌ای واحد OM^I (دید به سمت شمال)، ت) نمایی نزدیک از فسیل‌های لپیدوسیکلینده‌های کشیده (یولپیدینا) در سنگ آهک‌های متوسط‌لایه واحد $OM^{I,m}$ ، ث) نمایی نزدیک از قطعات فسیلی مرجان در آهک‌های ضخیم‌لایه تا توده‌ای واحد OM^I

کانه‌زایی و دگرسانی

کرده است (شکل ۳). با توجه به پیمایش‌های عرضی عمود بر روند توالی کربناته سازند قم، کانه‌زایی سلسنتین در کانسار مادآباد از نوع چینه‌کران است و از نظر چینه‌شناسی به سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه واحد OMI محدود می‌شود. ذخیره کانسار مادآباد حدود ۸۵۰۰۰ تن با عیار متوسط ۸۸ درصد SrO تعیین شده است (شرکت پارس جم ستون، ۱۳۹۲).

کانه‌زایی سلسنتین در کانسار مادآباد به صورت عدسی‌شکل درون واحدهای کربناته سازند قم رخ داده است (شکل ۳). عدسی سلسنتین حدود ۳۶۰ متر درازا و ۶۰ متر پهنا دارد و روند عمومی آن N۴۰E با شیب حدود ۲۵ درجه به سمت شمال غرب است. این عدسی، روند عمومی لایه‌بندی (شمال غرب-جنوب شرق) واحدهای کربناته میزبان را قطع



شکل ۳. نمایی از رخنمون کانه‌زایی سلسنتین به صورت عدسی‌شکل درون واحدهای سنگ آهکی سازند قم (دید به سمت شمال غرب)

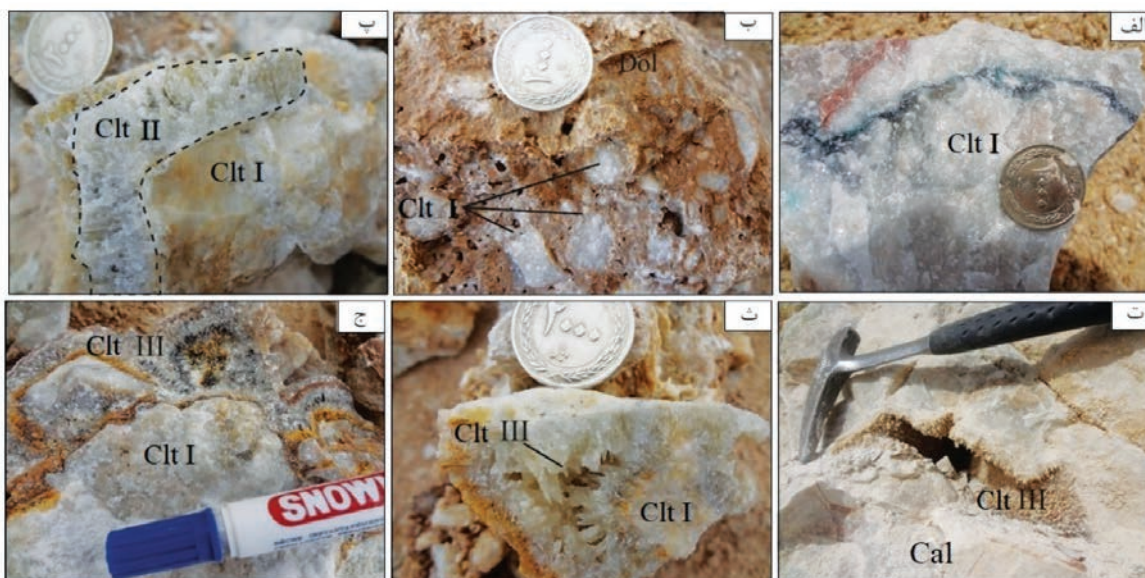
کانه‌زایی گرمابی با فراوانی سلسنتین‌های درشت‌بلور (تا چند میلی‌متر) نسل دوم همراه با مقادیر کمی استرانسیانیت و باریت با بافت‌های رگه-رگچه‌ای، کاتاکلاستیک و بادبزی مشخص می‌شود که فاز اول کانه‌زایی گرمابی را قطع کرده است (شکل ۵-ب). ستبرای رگه-رگچه‌های سلسنتین این فاز از یک تا ۱۰ سانتی‌متر متغیر است. باریت همواره به صورت ادخال‌های ریز درون سلسنتین دیده می‌شود. فاز سوم کانه‌زایی گرمابی با تشکیل سلسنتین‌های درشت و شکل‌دار نسل سوم با بافت‌های پُرکننده فضاهای خالی، شعاعی یا دروزی و کاکلی در حفرات ژئودمانند و درون شکستگی‌های فازهای قبلی کانه‌زایی گرمابی مشخص می‌شود (شکل ۵-ت تا ج). ژئودها اندازه‌ای از چند میلی‌متر تا چندین سانتی‌متر داشته و همواره توسط بلورهای سلسنتین بی‌رنگ تا سفید شیری و گاهی آبی خاکستری پُر شده‌اند. رشد شعاعی بلورهای درشت سلسنتین در این ژئودها منجر به تشکیل ساختارهای دروزی (تجمعات بلوری ستاره‌ای یا گل‌برگی) شده است (شکل ۵-ث). در بخش‌های دارای بافت کاکلی و دروزی، برخی بلورهای درشت سلسنتین نسل سوم، دارای هسته‌ای از بلورهای سلسنتین نسل اول و یا دوم هستند که گاهی دارای بقایایی از سنگ کربناته میزبان نیز می‌باشند

براساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی انجام‌شده، سه مرحله کانه‌زایی در کانسار مادآباد قابل تفکیک است (شکل ۴). مرحله اول با تشکیل کلسیت طی فرایندهای هم‌زمان با رسوب‌گذاری تا هم‌زمان با دیاژنز مشخص می‌شود. هیچگونه شاهد صحرایی و میکروسکوپی دال بر تشکیل ماده معدنی در این مرحله وجود ندارد. مرحله دوم (مرحله گرمابی) اصلی‌ترین مرحله کانه‌زایی در کانسار مادآباد است. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی، ساخت و بافت و ارتباط قطع‌کنندگی، کانه‌زایی گرمابی را می‌توان به چهار فاز تقسیم‌بندی کرد. فاز اول کانه‌زایی گرمابی شامل بلورهای ریز (تا چند ده میکرون) و دانه شکری سلسنتین بی‌رنگ تا سفید نسل اول با بافت توده‌ای و پرشی است (شکل ۵-الف). تشکیل سلسنتین‌های دانه‌ریز این فاز می‌تواند نتیجه تبلور از سیالات فوق اشباع (دارای صدها میلی‌گرم در لیتر) استرانسیم باشد (Kushnir, 1986). در بخش‌های دارای بافت پرشی، قطعاتی از سنگ‌های کربناته میزبان درون سلسنتین‌های توده‌ای این فاز قابل مشاهده است. این قطعات پرشی همواره به موازات عدسی سلسنتین دیده شده و در آنها، قطعات پرشی شده آهک دولومیتی با بلورهای سلسنتین جانشین شده‌اند (شکل ۵-ب). فاز دوم

(شکل ۵-ث و ج). فاز چهارم کانه‌زایی گرمایی با تشکیل رگه و رگچه‌های تأخیری کوارتز و کلسیت همراه می‌باشد. مرحله سوم کانه‌زایی در کانسار مادآباد مربوط به فرایندهای برونزاد است که با تشکیل رگه و رگچه‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن ثانویه مشخص می‌شود که منجر به تشکیل بافت شبه ریتمیک در ماده معدنی شده است.

		Syn-deposition— Syn-diagenesis Stage	Hydrothermal Stage				Supergene Stage
			Phase 1	Phase 2	Phase 3	Phase 4	
Ore	Celestite		Clt I	Clt II	Clt III		
	Strontianite						
	Barite						
Gangue	Calcite						
	Dolomite						
	Quartz						
	Fe oxide-hydroxide						
Textures	Massive						
	Vein-veinlet						
	Open space filling						
	Brecciated						
	Cataclastic						
	Cockade						
	Semi-zebra						

شکل ۴. توالی پاراژنتیک کانی‌ها در کانسار مادآباد

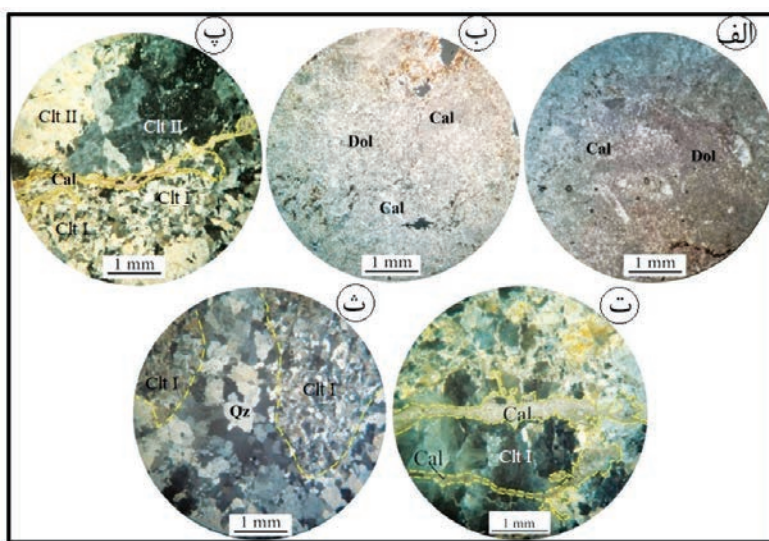


شکل ۵. شکل‌های صحرایی و نمونه دستی از انواع سلسنتین در کانسار مادآباد، الف) سلسنتین‌های ریزبلور و دانه شکر نسل اول با بافت توده‌ای، ب) سلسنتین نسل اول با بافت پرشی، پ) سلسنتین‌های درشت نسل دوم با بافت رگه‌ای که سلسنتین‌های توده‌ای نسل اول را قطع کرده‌اند، ت و ث) رشد سلسنتین‌های درشت با بافت شعاعی در حفرات سنگ میزبان و سلسنتین‌های نسل اول، ج) رشد سلسنتین‌های درشت نسل سوم با بافت کاکلی بر روی سلسنتین‌های ریزبلور نسل اول. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans (2010 اقتباس شده است (Cal: کلسیت، Clt: سلسنتین، Dol: دولومیت)

براساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، دگرسانی‌های گرمایی در کانسار مادآباد شامل دگرسانی‌های دولومیتی، کلسیتی و سیلیسی می‌باشند. دولومیتی‌شدن، اصلی‌ترین دگرسانی در کانسار مادآباد است که ارتباط مستقیمی با کانه‌زایی سلسنتین دارد. این دگرسانی سبب گسترش فضای خالی و افزایش تخلخل شده و در نتیجه بستر مناسبی را

رگچه‌های کلسیتی تأخیری با سترهای مختلف از میلی‌متر تا چندین سانتی‌متر دیده می‌شوند (شکل ۶-پ و ت). در مقاطع میکروسکوپی، بلورهای کلسیت به صورت خودشکل تا بی‌شکل و در ابعاد یک میلی‌متر تا حدود سه میلی‌متر دیده می‌شوند. دگرسانی سیلیسی به صورت محدود و با تشکیل رگه-رگچه‌های سیلیسی تأخیری و یا سیلیسی شدن بخش‌هایی از سنگ دیواره (میزبان کانه‌زایی) قابل مشاهده است (شکل ۶-ث). در مقاطع میکروسکوپی، کوارتزها به صورت بلورهای بی‌شکل و ریزبلور قابل مشاهده می‌باشند.

برای ورود و جانشینی سیال‌های گرمایی کانه‌دار بعدی فراهم می‌کند (Hitzman et al., 2002; Wilkinson et al., 2005). گسترش این دگرسانی در کانسار مادآباد محدود به بخش‌های کانه‌دار است و با دور شدن از عدسی سلسستین، از شدت دگرسانی دولومیتی کاسته می‌شود. دگرسانی دولومیتی به صورت تشکیل بلورهای ریز، نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار دولومیت مشخص شده و با رنگ هوازده قرمز تا قهوه‌ای و رنگ سطح تازه خاکستری روشن قابل شناسایی است (شکل ۶-الف و ب). دگرسانی کلسیتی به صورت



شکل ۶. شکل‌های میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از انواع دگرسانی گرمایی در کانسار مادآباد، الف و ب) دگرسانی دولومیتی که در نتیجه آن بخشی از بافت اولیه سنگ از بین رفته است، پ و ت) دگرسانی کلسیتی به صورت رگچه‌های کلسیتی تأخیری قطع‌کننده کانه‌زایی سلسستین، ث) دگرسانی سیلیسی به صورت رگچه‌های کوارتزی تأخیری قطع‌کننده کانه‌زایی سلسستین. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) اقتباس شده است (Cal: کلسیت، Clt: سلسستین، Dol: دولومیت، Qz: کوارتز)

بحث

کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانسنگ

براساس مطالعات ساختی و بافتی، سلسستین‌های

موجود در بخش‌های کانه‌دار را می‌توان به سه نسل تفکیک کرد. سلسستین‌های نسل اول به صورت بلورهای ریز و دانه شکری بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار با اندازه یک تا چند میلی‌متر دیده می‌شوند. سلسستین‌های این نسل در زیر میکروسکوپ به صورت مجموعه‌هایی از بلورهای دانه‌ای و موزاییکی در هم قفل شده دیده می‌شوند (شکل ۷-الف). مرزهای بین بلوری سلسستین، بیشتر صاف تا کمی انحنا دار و بدون جهت‌یافتگی ترجیحی در متن کانسنگ است. این دانه‌ها اغلب به صورت مجموعه‌ای از بلورهای هم‌اندازه و مترکم در کنار یکدیگر می‌باشند. در برخی از مقاطع، حالت جریان ناشی از فشارهای

براساس مطالعات میکروسکوپی انجام شده، سلسستین کانی اصلی ماده معدنی در کانسار مادآباد است که با اندکی استرانسیانیت و باریت همراهی می‌شود. کلسیت، دولومیت، کوارتز و اکسیدها-هیدروکسیدهای آهن، کانی‌های باطله در این کانسار هستند. براساس این مطالعات، ساخت و بافت کانسنگ در کانسار مادآباد متنوع بوده و شامل توده‌ای، عدسی، رگه-رگچه‌ای، پُرکننده فضاهای خالی، دانه شکری، بادبزنی، کاکلی، شعاعی یا دروزی، شبه ریتیمیک، برشی و کاتاکلاستیک می‌باشند.

موضوع احتمال جانشینی کلسیت توسط سلسستین را تأیید می‌کند. دولومیت اغلب به صورت بلورهای ریز تا متوسط، نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار دیده می‌شود و در اثر دگرسانی دولومیتی شدن جانشین کلسیت شده است (شکل ۶-الف و ب). این کانی‌ها با رنگ هوازده قرمز تا قهوه‌ای قابل مشاهده می‌باشند. کوارتز با گسترش محدود و به صورت رگچه‌ای در کانسار مادآباد حضور دارد (شکل ۶-ث). در مقاطع نازک، کوارتز به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با اندازه‌های مختلف دیده می‌شود. اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن به صورت رگچه‌ای دیده شده و همواره ماده معدنی را قطع کرده‌اند. در بخش شمال‌غربی عدسی کانه‌زایی، حضور رگچه‌های فراوان اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن سبب تشکیل ساخت شبه ریتمیک در ماده معدنی شده است (شکل ۷-ذ و ر).

مطالعات میانبارهای سیال

پتروگرافی

براساس مطالعات میکروسکوپی، میانبارهای سیال در کانسار مادآباد از نوع اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب هستند. میانبارهای سیال اولیه موازی با خطوط رشد بلوری و همچنین پراکنده در متن سلسستین‌های نسل اول و دوم دیده می‌شوند. این میانبارها براساس تعداد فاز به انواع دو فاز غنی از مایع (LV)، تک‌فازی غنی از مایع (L) و تک‌فازی غنی از گاز (V) قابل تفکیک می‌باشند (شکل ۸). در این بین، میانبارهای نوع LV، فراوان‌ترین میانبارهای سیال می‌باشند. پدیده باریک‌شدگی در برخی از میانبارهای سیال دیده می‌شود. مطالعات ریزدماسنجی بر روی میانبارهایی انجام شد که شواهد باریک‌شدگی نداشته و دارای معیارهای لازم به‌عنوان میانبار اولیه (Roedder, 1984) بودند. این میانبارها اغلب اندازه‌ای بین شش تا ۱۸ میکرون داشته و به شکل‌های چندوجهی نامنظم، کشیده و گاهی کروی مشاهده می‌شوند.

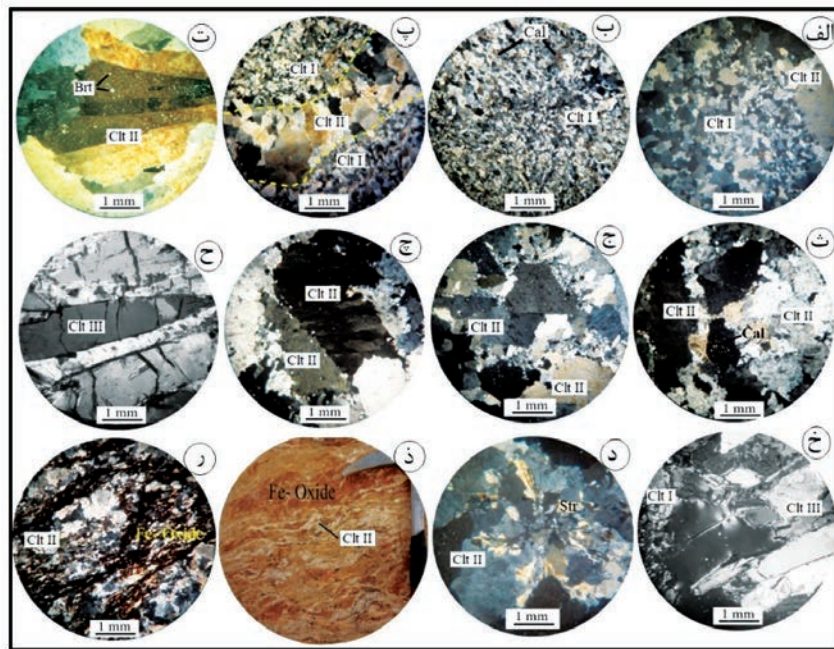
داده‌های ریزدماسنجی

در این پژوهش، تعداد ۲۲ میانبار سیال اولیه نوع LV مورد مطالعه ریزدماسنجی قرار گرفت (جدول ۱). با توجه

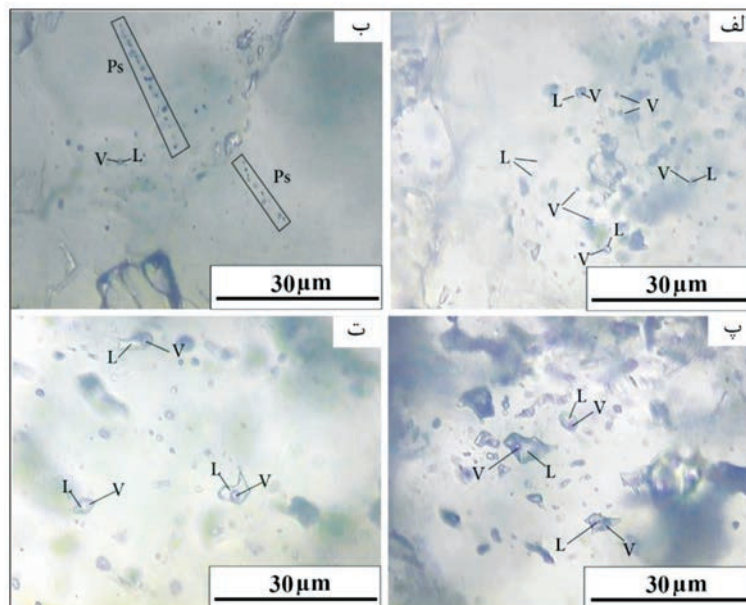
تکتونیکی در بلورهای سلسستین نسل اول قابل مشاهده است (شکل ۷-ب). سلسستین‌های نسل دوم به صورت بلورهای درشت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و گاه شکل‌دار با اندازه تا یک سانتی‌متر در رگه‌ها و رگچه‌های سلسستین حضور دارند (شکل ۷-پ). بلورهای شکل‌دار سلسستین به صورت سوزنی همراه با بلورهای کلسیت یا دولومیت، تجمعات شعاعی را به نمایش می‌گذارند. در زیر میکروسکوپ، تجمع بلورهای شعاعی منجر به تشکیل سلسستین دسته‌جاری شده است و دارای ادخال‌های فراوانی از باریت می‌باشند (شکل ۷-ت). برخی از بلورهای درشت سلسستین نسل دوم دارای بقایایی از بلورهای کلسیت به صورت ادخال هستند (شکل ۷-ث). در برخی از نمونه‌ها، در اثر فشارهای تکتونیکی، بلورهای درشت سلسستین نسل دوم از حاشیه‌ها خرد شده و بافت کاتاکلاستیک نشان می‌دهند (شکل ۷-ج). خاموشی موجی مشاهده‌شده در برخی از بلورهای سلسستین این نسل نیز می‌تواند حاکی از این تنش تکتونیکی باشد (شکل ۷-چ). سلسستین‌های نسل سوم به صورت بلورهای درشت شکل‌دار، تخت و منشوری هم‌بعد در ابعاد تا چند سانتی‌متر در حفرات ژئودمانند دیده می‌شوند (شکل ۷-ح و خ).

استرانسیانیت بیشتر به صورت بلورهای ریز شعاعی‌شکل در ارتباط با سلسستین‌های درشت نسل دوم دیده می‌شود. این کانی به صورت پراکنده با رنگ و بی‌رفرنزانس متفاوت و برجستگی بالاتر نسبت به سلسستین قابل تشخیص است (شکل ۷-د). استرانسیانیت بیشتر در حواشی عدسی کانه‌زایی و در تماس با سنگ‌های کربناتی حضور دارد. باریت بیشتر به صورت ادخال‌های ریز درون سلسستین‌های درشت نسل دوم قابل مشاهده است (شکل ۷-ت). ادخال‌های باریت بیشتر توزیع پراکنده و نامنظم داشته و گاهی به صورت شعاعی یا جهت‌یافته دیده می‌شوند.

کلسیت باطله اصلی در کانسار مادآباد می‌باشد. براساس مطالعات میکروسکوپی، کلسیت به صورت ادخال درون سلسستین و یا رگچه‌های کلسیتی تأخیری قطع‌کننده کانه‌زایی در کانسار مادآباد حضور دارد (شکل‌های ۶-ت و ۷-ب). همچنین، کلسیت به صورت باقیمانده‌هایی در اطراف برخی از بلورهای درشت سلسستین دیده می‌شود و این



شکل ۷. کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانه‌ها در کانسار مادآباد، الف) بلورهای ریز سلسنتین نسل اول، ب) بلورهای ریز سلسنتین نسل اول با حالت جریان. کلسیت‌های باقیمانده از سنگ اولیه در بین سلسنتین‌ها قابل مشاهده است، پ) بلورهای درشت سلسنتین نسل دوم با یافت رگچه‌ای که بلورهای ریز سلسنتین نسل اول را قطع کرده است، ت) بلورهای درشت سلسنتین نسل دوم با بافت شعاعی حاوی ادخال‌های فراوان باریت، ث) سلسنتین‌های درشت‌بلور و بی‌شکل نسل دوم با ادخال‌هایی از کلسیت، ج) بلورهای درشت سلسنتین نسل دوم با بافت کاتاکلاستیک، چ) بلورهای درشت سلسنتین نسل دوم دارای خاموشی موجی، ح و خ) بلورهای درشت و سوزنی سلسنتین نسل سوم، د) استرانسیانیت در کنار سلسنتین‌های درشت‌بلور نسل دوم، ذ و ر) به‌ترتیب تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی از رگچه‌های اکسیدی-هیدروکسیدی آهن و تشکیل ساخت شبه ریتمیک ماده معدنی. تصاویر میکروسکوپی در نور عبوری پلاریزه متقاطع (XPL) تهیه شده‌اند. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans (2010) اقتباس شده است: Brt: باریت، Cal: کلسیت، Clt: سلسنتین، Dol: دولومیت، Qz: کوارتز، Str: استرانسیانیت)



شکل ۸. شکل‌های میکروسکوپی (در دمای اتاق و نور عبوری پلاریزه، PPL) از انواع میانبارهای سیال در کانسار مادآباد، الف) اجتماع میانبارهای سیال دو فاز از مایع (LV) و تک‌فازی غنی از مایع (L) و غنی از گاز (V) در کنار یکدیگر در سلسنتین نسل دوم، ب) میانبارهای سیال ثانویه کاذب در سلسنتین نسل اول، پ و ت) میانبارهای سیال اولیه دو فاز از مایع در سلسنتین نسل دوم (L: مایع، V: گاز، PS: ثانویه کاذب)

تغییرات حرارتی دمای همگن شدن میانبارهای سیال از ۲۴۸ تا ۳۶۵ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۲۷۸ درجه سانتی‌گراد) به دست آمد (جدول ۱). بیشترین فراوانی همگن‌شدگی دمایی مربوط به گستره دمایی ۲۶۰ تا ۲۷۰ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۹-ب). چگالی محاسبه‌شده برای میانبارهای سیال در گستره بین ۰/۸ تا ۰/۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب می‌باشد. به علت مشخص نبودن عمق تشکیل عدسی کانه‌دار، تصحیح دمایی بر روی مقادیر دمای همگن‌شدن میانبارهای سیال اعمال نشد. با توجه به میانگین دمای همگن‌شدن (۲۷۸ درجه سانتی‌گراد)، حداقل عمق تشکیل کانسار مادآباد حدود ۵۱۰ متر زیر سطح ایستایی آب‌های قدیمی و فشار کمتر از ۰/۵ کیلوبار تخمین زده می‌شود.

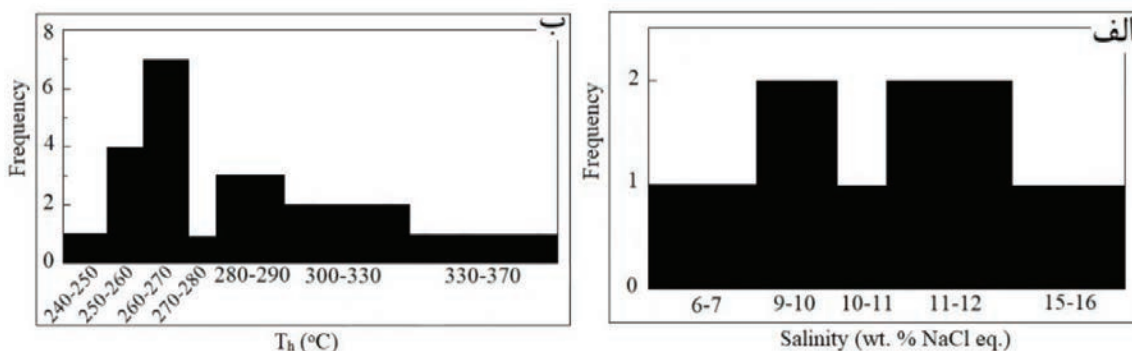
به ریزبودن میانبارهای سیال موجود در سلسستین‌های نسل اول و عدم مشاهده تغییرات ریزدماسنجی در آنها، مطالعات ریزدماسنجی تنها بر روی میانبارهای سیال موجود در سلسستین‌های درشت‌بلور نسل دوم انجام شد. براساس مطالعات انجام‌شده، دمای یوتکتیک (Te) در هیچ یک از میانبارهای سیال قابل اندازه‌گیری نبود. دمای ذوب آخرین قطعه یخ (T_{m-ice}) در میانبارهای سیال مطالعه‌شده بین ۱۲- تا ۳/۷- درجه سانتی‌گراد به دست آمد. بر مبنای رابطه Bodnar (1993)، درجه شوری این میانبارها بین شش تا ۱۶ (میانگین ۱۰/۶) درصد وزنی معادل نمک طعام می‌باشد (جدول ۱). از نظر آماری، درجات شوری نه تا ۱۲ درصد وزنی معادل نمک طعام دارای بیشترین فراوانی می‌باشند (شکل ۹-الف).

جدول ۱. خلاصه نتایج مطالعات ریزدماسنجی بر روی میانبارهای سیال اولیه موجود در کانی سلسستین نسل دوم در کانسار مادآباد

Size (μm)	Type	T_{m-ice} ($^{\circ}\text{C}$)	Salinity (wt. % NaCl eq.)	$T_{h(v-l)}$ ($^{\circ}\text{C}$)	Degree of fill	Density (g/cm^3)
6-18	LV	-3.7 to -12	6-16 (10.6)	248-365 (278)	0.6-0.8	0.8-0.9

The digit in the parenthesis is the mean value.

T_{m-ice} = final ice-melting temperature, $T_{h(v-l)}$ = total homogenization temperature.



شکل ۹. نمودارهای فراوانی، الف) درجه شوری، ب) دمای همگن‌شدن میانبارهای سیال اولیه در سلسستین‌های نسل دوم در کانسار مادآباد

تیپ کانه‌زایی

و عدسی‌شکل است و از نظر چینه‌شناسی به سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه سازند قم محدود می‌شود. امتداد عدسی کانه‌دار (شمال شرقی-جنوب غربی) روند عمومی لایه‌بندی (شمال غربی-جنوب شرقی) واحدهای کربناته میزبان را قطع کرده است. ۲- ساخت و بافت ماده معدنی در کانسار مادآباد به صورت توده‌ای، دروزی و پُرکننده فضای خالی در پهنه‌های پرشی و گسلی در سنگ آهک میزبان

با توجه به ویژگی انواع کانسارهای سلسستین و با عنایت به شواهد زمین‌شناسی و کانه‌زایی، می‌توان اظهار داشت ویژگی‌های کانسار مادآباد تشابه زیادی با کانسارهای سلسستین جانشینی اپی‌ژنتیک در سنگ آهک‌های ریفی (Dill, 2010) دارد. شواهد این مقایسه به شرح زیر است:

۱- کانی‌زایی سلسستین در کانسار مادآباد از نوع چینه‌کران

با مقادیر کمی استرانسیانیت با بافت رگه-رگچه‌ای مشخص می‌شود. استرانسیانیت در این کانسار بیشتر در حواشی عدسی کانه‌زایی و در تماس با سنگ‌های کربناتی حضور دارد. استرانسیانیت از کانی‌های شاخص در کانسارهای سلسستین با منشاء گرمابی می‌باشد (Dill, 2010).
 ۶- به‌طور معمول در کانسارهای سلسستین با منشاء گرمابی، فرایند دولومیتی شدن سبب افزایش تخلخل و فراهم شدن بستری مناسب برای ورود و جانشینی سیال‌های گرمابی کانه‌دار می‌شود. گسترش این دگرسانی در کانسار مادآباد نیز محدود به بخش‌های کانه‌دار است به‌طوریکه بیشترین شدت دگرسانی دولومیتی در مجاورت عدسی سلسستین دیده شده و با دور شدن از عدسی کانه‌زایی، این دگرسانی وجود ندارد. ۷- نتایج مطالعات ریزدماسنجی بیانگر درجه شوری بین شش تا ۱۶ (میانگین ۱۰/۶) درصد وزنی معادل نمک طعام و دمای همگن‌شدن ۲۴۸ تا ۳۶۵ (میانگین ۲۷۸) درجه سانتی‌گراد برای سلسستین‌های نسل دوم در کانسار مادآباد است. این گستره درجه شوری و دمای همگن‌شدن مشابه با محلول‌های ماگمایی-گرمابی (Roedder, 1984) است و از ویژگی‌های کانسارهای سلسستین تیپ جانشینی اپی‌ژنتیک می‌باشد (Dill, 2010). در جدول ۲، ویژگی‌های کانسار مادآباد با برخی از کانسارهای سلسستین تیپ جانشینی اپی‌ژنتیک مقایسه شده است.

منشاء استرانسیم

الگوهای اصلی برای منشاء استرانسیم و تشکیل کانسارهای سلسستین شامل: ۱- ته‌نشست سلسستین از آب دریا هم‌زمان با رسوب‌گذاری و ۲- جانشینی اپی‌ژنتیک ژئوپس، انیدریت، کلسیت و دولومیت توسط سلسستین می‌باشد (Brodtkorb et al., 1982; Forjan et al., 2020a, b). در بسیاری از کانسارهای سلسستین مانند گراند، نیوگیون، همیت، سالینا، کانسارهای آند (Brodtkorb et al., 1982) و کانسارهای قاعده سازند آسماری در زاگرس (جمی، 1370) (Ehya et al., 2013) که در الگوی رسوب‌گذاری سلسستین از آب دریا مدل شده‌اند، منشاء استرانسیم آب دریا مورد توجه

است. این شواهد ساخت و بافتی از ویژگی‌های کانسارهای جانشینی اپی‌ژنتیک می‌باشد. ۳- ساخت و بافت‌های لایه‌ای و لامینه‌ای مهم‌ترین ساخت و بافت ماده معدنی در کانسارهای سلسستین رسوبی دیاژنتیک می‌باشند. این ساخت و بافت‌ها به شکل‌های زیر در این دسته از ذخایر سلسستین قابل مشاهده می‌باشند: الف- لایه‌هایی که نتیجه تناوب بلورهای ریز و درشت سلسستین می‌باشند و به عنوان ساخت ریتمیک یا متناوب نام‌گذاری شده‌اند. این ساخت توسط Brodtkorb و همکاران (۱۹۸۲) در سلسستین‌های رسوبی-دیاژنتیکی حوضه نیوگیون آرژانتین گزارش شده است. جمی (۱۳۷۰) این ساخت را برای کانسارهای سلسستین رسوبی حوضه زاگرس به عنوان ریتمیک‌های تبلور دیاژنتیکی معرفی کرده است. در کانسار مادآباد، ساخت و بافت ریتمیک مشاهده نمی‌شود. تنها در بخشی از کانسار، وجود رگه و رگچه‌های تأخیری اکسید آهنی که کانه‌زایی سلسستین را قطع کرده‌اند، سبب ایجاد ساخت شبه ریتمیک شده است. ب- لایه‌های مشابه آهک جلبکی که در نتیجه جانشینی سلسستین به‌جای آهک جلبکی ایجاد شده و شرایط رسوب‌گذاری اولیه را نشان می‌دهند. هم‌زمان با رشد این جلبک‌ها، ژئوپس و انیدریت به‌عنوان کانی معمول این محیط تشکیل شده (Kinsman, 1969) و سلسستین جانشین ژئوپس، انیدریت و آهک جلبکی (Warren, 2006; Ehya et al., 2013; Forjan et al., 2020a, b) می‌شود. براساس مطالعات میکروسکوپی، شواهدی از حضور آهک جلبکی، کانی‌های ژئوپس و انیدریت و جانشینی آنها توسط سلسستین در کانسار مادآباد، مشاهده نشده است. ۴- در بخش‌های دارای بافت پرشی، قطعاتی از سنگ‌های کربناته میزبان درون سلسستین قابل مشاهده است و در آن، قطعات پرشی شده آهک دولومیتی به موازات عدسی کانه‌دار هستند و توسط بلورهای سلسستین جانشین شده‌اند. علاوه بر این، بقایایی از کلسیت در اطراف برخی از بلورهای درشت سلسستین دیده می‌شود و این موضوع نیز تأییدی بر جانشینی کلسیت توسط سلسستین است. این شواهد از ویژگی‌های کانسارهای جانشینی اپی‌ژنتیک است. ۵- مرحله دوم کانه‌زایی در کانسار مادآباد با فراوانی سلسستین‌های درشت‌بلور نسل دوم همراه

جدول ۲. مقایسه ویژگی‌های اصلی کانسار مادآباد با برخی از کانسارهای سلسنتین تیپ جانشیننی اپی‌ژنتیک در ایران و ترکیه

مادآباد		ملک‌آباد، سیاه‌کوه و دوازده امام		حوضه سیواس ترکیه	
سنگ میزبان	واحدهای کربناته سازند قم	واحدهای کربناته سازند قم	واحدهای کربناته و تبخیری	سلسنتین، پیریت، مارکاسیت	سلسنتین، پیریت، مارکاسیت
کانی‌شناسی	سلسنتین، استرانسیانیت، باریت	سلسنتین	ریتمیک، عدسی، جانشیننی، رگه-رگجهای، پُرکننده فضاهای خالی	عدسی، پُرکننده فضاهای خالی	عدسی، پُرکننده فضاهای خالی
ساخت و بافت	خالی، دروزی، پرشی، کاتاکلاستیک	خالی	دما: ۲۴۸-۳۶۵ درجه سانتی‌گراد، شوری: ۱۶-۶ درصد وزنی معادل نمک طعام	دما: ۲۱۰-۳۹۰ درجه سانتی‌گراد، شوری: ۱۱-۲۳ درصد وزنی معادل نمک طعام	دما: ۲۱۰-۳۹۰ درجه سانتی‌گراد، شوری: ۱۱-۲۳ درصد وزنی معادل نمک طعام
ویژگی سیالات درگیر	دما: ۲۴۸-۳۶۵ درجه سانتی‌گراد، شوری: ۱۶-۶ درصد وزنی معادل نمک طعام	-	دولومیتی، سیلیسی	دولومیتی، سیلیسی	دولومیتی، سیلیسی
دگرسانی	دولومیتی، کلسیتی، سیلیسی	دولومیتی، سیلیسی	واحدهای تبخیری سازند قم و واحدهای آتشفشانی سازند کرج	واحدهای تبخیری	واحدهای تبخیری
منشاء استرانسیم	واحدهای تبخیری سازند قم و واحدهای آتشفشانی سازند کرج	واحدهای آتشفشانی سازند کرج	نتایج حاصل از این پژوهش	Bazargani-Guilani and Nekouvaght Tak, 2008	Tekin, 2001; Tekin et al., 2002
منبع	نتایج حاصل از این پژوهش	Bazargani-Guilani and Nekouvaght Tak, 2008	Tekin, 2001; Tekin et al., 2002	Tekin, 2001; Tekin et al., 2002	Tekin, 2001; Tekin et al., 2002

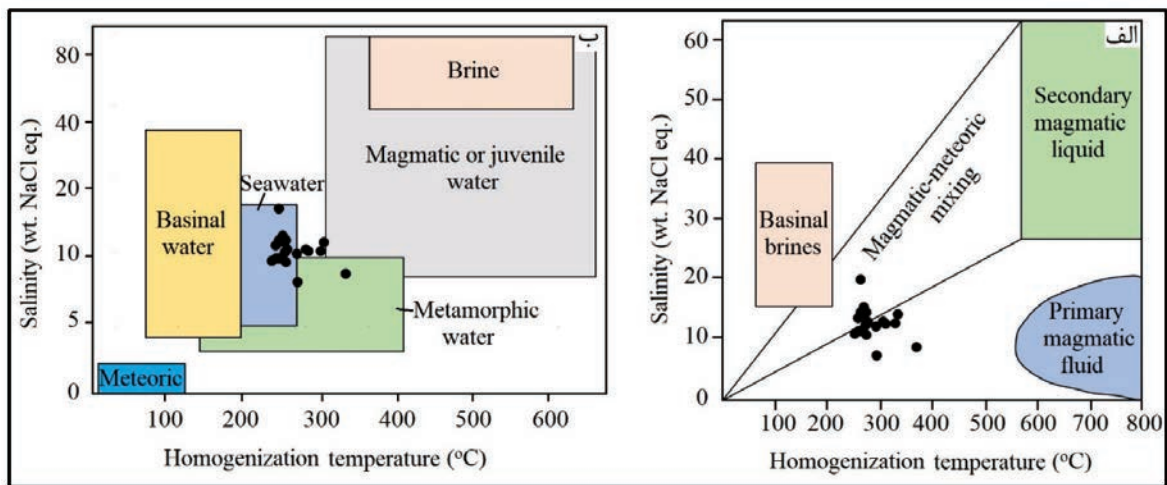
در کانسار مادآباد دارای ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیتی هستند (نوری و همکاران، ۱۳۹۸). لذا منشاء استرانسیم در این کانسار مرتبط با فرایندهای دیاژنزی تبدیل آراگونیت به کلسیت نیست و می‌تواند مرتبط با واحدهای تبخیری موجود در بخش‌های مارنی سازند قم و واحدهای آتشفشانی سازند کرج در منطقه باشد. Bazargani-Guilani and Nekouvaght Tak (2008) و همکاران (۲۰۱۴) نیز بخشی از منشاء استرانسیم در کانسارهای سلسنتین ملک‌آباد، سیاه‌کوه، دوازده امام و سلسنتین مزرحه (ایران مرکزی) را واحدهای آتشفشانی سازند کرج در نظر دارند. این پژوهشگرها، بالا بودن نسبی غلظت استرانسیم در سازند کرج را دلیلی بر تأمین آن برای این کانسارها قلمداد کرده‌اند. در چنین مکانیسمی، محلول‌های غنی از استرانسیم با آب‌های سطحی مخلوط و سبب ته‌نشست سلسنتین در سنگ‌های میزبان مناسب می‌شوند (Dove and Czank, 1995; Ceyhan et al., 1996; Tekin, 2001; Tekin et al., 2002).

الگوی تشکیل کانسار مادآباد

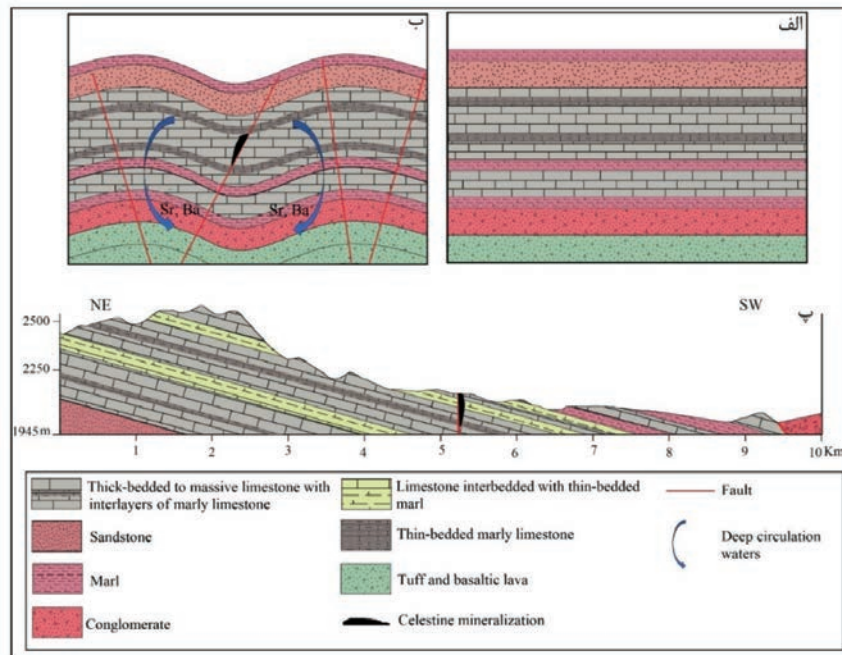
براساس نتایج به‌دست آمده از مشاهدات صحرایی، مطالعات سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری، ساخت و بافت و روابط پاراژنتیک کانی‌ها در کانسار مادآباد، مراحل تکوین و تکامل این کانسار را می‌توان به‌صورت یک توالی سه

است. در کانسارهای سین‌ژنتیک، به‌طور واضح شواهدی از جانشیننی اپی‌ژنتیک کانی‌های کلسیت، دولومیت، ژپیس و انیدریت توسط سلسنتین وجود دارد (Scholle et al., 1990). برای کانسارهای سلسنتین با خاستگاه اپی‌ژنتیک، منابع استرانسیم لازم برای کانی‌سازی از: ۱- تبدیل آراگونیت به کلسیت، ۲- دولومیتی‌شدن سنگ آهک و ۳- انحلال ژپیس به‌عنوان سیمان سنگ‌های کربناته طی دیاژنز، فراهم شده است (Nickless et al., 1975; Wood and Shaw, 1976). اعتقاد بر این است که این استرانسیم مواضع کلسیم را اشغال کرده و با غنای تا ده برابر محتوا در دولومیت‌ها محصور شده است (Carlson, 1983). برای کانسارهای سلسنتین حوضه سیواس در آناتولی ترکیه، منشاء استرانسیم محلول‌های گرمایی بیان شده است (Karamanderesi et al., 1992; Tekin, 2001; Tekin et al., 2002). در این کانسارها، محلول‌های ماگمایی-گرمایی غنی از استرانسیم از طریق گسل‌ها و شکستگی‌ها به بخش‌های سطحی راه پیدا کرده و در اثر اختلاط با آب‌های سطحی سبب ته‌نشست سلسنتین شده‌اند (شکل ۱۰).

سلسنتین می‌تواند طی فرایندهای دیاژنزی از تبدیل آراگونیت دارای استرانسیم بالا یا کلسیت زیستی به کلسیت دارای استرانسیم پایین یا دولومیت تشکیل شود (Hanor, 2004; Warren, 2006). با توجه به مطالعات سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، کربنات‌های میزبان کانه‌زایی



شکل ۱۰. تعیین منشأ سیال کانه‌ساز در کانسار مادآباد با استفاده از نمودارهای شوری-دمای همگن‌شدن، الف) نمودار (Beane (1983)، ب) نمودار (Kesler (2005)



شکل ۱۱. نمایی شماتیک نشان‌دهنده تاریخچه تکامل زمین‌شناسی و تشکیل کانسار مادآباد، (برای توضیح به متن مراجعه شود)

در بُرش دهنمک در شمال‌شرق گرمسار نیز پیشنهاد شده است. در مرحله دوم، واحدهای سنگی منطقه طی فاز کوهزایی ساوین (میوسن میانی) چین‌خورده و گسل‌ها و شکستگی‌های فراوانی در آنها ایجاد شده است. ورود آب‌های جوی به بخش‌های عمیق حوضه رسوبی از طریق گسل‌ها و شکستگی‌ها، گرم شدن و چرخش آنها در افق‌های زیرین سنگ بستر سبب شسته‌شدن استرانسیم از واحدهای تبخیری و آتشفشانی منطقه و ته‌نشست آن در فضاهای خالی

مرحله‌ای خلاصه کرد (شکل ۱۱). مرحله نخست با ته‌نشست توالی‌های آتشفشانی-رسوبی سازند کرج و واحدهای رسوبی سازندهای قرمز زیرین، قم و قرمز بالایی مشخص می‌شود (شکل ۱۱-الف). رسوبات کربناته سازند قم در منطقه مورد مطالعه در محیط دریای باز متعلق به کربنات‌های مناطق معتدله طی زمان میوسن پیشین تشکیل شده‌اند (نوری و همکاران، ۱۳۹۷). مانند چین محیطی توسط دانشیان و همکاران (۱۳۹۶) برای نهشته‌های کربناته سازند قم

ایپیزنتیک است. کانه‌زایی و دگرسانی در این کانسار محدود به ساختارهای پرشی و گسلی در واحدهای آهکی سازند قم است. از این رو، بررسی این پهنه‌ها در واحدهای آهکی سازند قم به‌ویژه در مناطقی که دگرسانی دولومیتی به خوبی توسعه یافته است، می‌تواند به اکتشاف ذخایر دیگری از سلسنتین در این منطقه و دیگر نقاط ایران منجر شود.

سپاسگزاری

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. همچنین نویسندگان از سردبیر و داوران محترم فصلنامه زمین‌شناسی ایران به‌خاطر راهنمایی‌های علمی ارزنده که منجر به غنای بیشتر مقاله حاضر شده است، کمال تشکر را دارند.

منابع

- بازرگانی گیلانی، ک. و ربانی، م. ص.، ۱۳۸۴. نهشت سلسنتیت استراتیفورم منطقه افتر، باختر سمنان. فصلنامه علوم زمین، ۵۵، ۴۱-۳۰.
- جمی، م.، ۱۳۷۰. زمین‌شناسی، ژئوشیمی و منشاء افق سلسنتیت‌دار منطقه بهمئی (سازند آسماری)، استان کهگیلویه و بویراحمد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، ۱۸۶.
- دانشیان، ج.، اسدی مهماندوستی، ا. و رضانی دانا، ل.، ۱۳۹۶. ریزرخساره، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی سازند قم در برش دهنمک، شمال شرق گرمسار. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۱، ۴۱، ۴۳-۲۳.
- رستمی پایدار، ق.، طاهرزاده، ا. و عادل‌پور، م.، ۱۳۹۵. زمین‌شناسی و ژنز کانسار سلسنتیت بابامحمد در مرز گچساران و میشان، استان کهگیلویه بویراحمد. یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، ۲۰، ۷۵-۶۲.
- شرکت فارس جم ستون، ۱۳۹۲. گزارش پایان اکتشاف کانسار سلسنتین مادآباد. سازمان صنعت، معدن و تجارت استان زنجان، ۱۸۵.
- شهیدی، ع. و بهار فیروزی، خ.، ۱۳۸۰. نقشه زمین‌شناسی حلب، مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- علوی نائینی، م.، ۱۳۷۲. نقشه زمین‌شناسی

و زون‌های پرشی موجود در واحدهای کربناته سازند قم شده است (شکل ۱۱-ب). چنین مکانیسمی برای کانه‌زایی‌های سلسنتین در کانسارهای سلسنتین ملک‌آباد، سیاه‌کوه، دوازده امام و مزرعه نیز پیشنهاد شده است (Bazargani- Guilani and Nekouvaght Tak, 2008; Ranjbaran et al., 2014). مرحله سوم با بالآمدگی ناحیه‌ای و توسعه فرایندهای هوازدگی و فرسایش همراه بوده و ریخت‌شناسی امروزی منطقه حاصل شده است (شکل ۱۱-پ).

نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از این پژوهش را می‌توان به‌صورت زیر خلاصه کرد:

۱. کانه‌زایی سلسنتین در کانسار مادآباد به‌صورت چینه‌کران و عدسی‌شکل درون واحدهای کربناته عضو f سازند قم به سن میوسن زیرین رخ داده و لایه‌بندی آنها را قطع کرده است. کانه‌زایی در این کانسار توسط پهنه‌های پرشی و گسلی کنترل شده و دارای دگرسانی‌های دولومیتی، کلسیتی و سیلیسی همراه با بافت‌های رگه-رگچه‌ای، پُرکننده فضاهای خالی، دروزی، پرشی و کاتاکلاستیک است.
۲. نتایج مطالعات ریزدماسنجی، درجه شوری میانبارهای سیال را بین شش تا ۱۶ (میانگین ۱۰/۶) درصد وزنی معادل نمک طعام و دمای همگن‌شدن آنها را ۲۴۸ تا ۳۶۵ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۲۷۸) نشان داده است. این گستره درجه شوری و دمای همگن‌شدن مشابه با محلول‌های ماگمایی-گرمایی می‌باشد. فشار به دام افتادن سیالات در کانسار مادآباد کمتر از ۰/۵ کیلوبار و حداقل عمق کانه‌زایی حدود ۵۱۰ متر زیر سطح ایستابی آب‌های قدیمی بوده است.
۳. استرانسیم در کانسار مادآباد از واحدهای تبخیری موجود در بخش‌های مارنی سازند قم و واحدهای آتشفشانی سازند کرج منشاء گرفته و در فضاهای خالی و زون‌های پرشی موجود در واحدهای کربناته سازند قم ته‌نشست یافته است.
۴. کانسار مادآباد از نوع کانسارهای سلسنتین جانیشینی

- its. Proceeding, University of Missouri Rollamo, 242-435.
- Ceyhan, V., Cinemre, H.A. and Bozoglu, M., 1996. An analysis of supply and demand of hazelnut in Turkey. Proc. of the Nuts Symposium Samsun, Turkey, 12-46 (in Turkish).
 - Dill, H.G., 2010. The chessboard classification scheme of mineral deposits: mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth Science Reviews*, 100(1-4), 1-20.
 - Dove, P.M. and Czank, C.A., 1995. Crystal chemical controls on the dissolution kinetics of the isostructural sulfates-celestite, anglesite, and barite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(10), 1907-1915.
 - 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(4), 419-431.
 - Forjanés, P., Astilleros, J.M. and Fernández-Díaz, L., 2020a. The formation of barite and celestite through the replacement of gypsum. *Minerals*, 10, 189.
 - Forjanés, P., Gómez-Barreiro, J., Morales, J., Astilleros, J.M. and Fernández-Díaz, L., 2020b. Epitactic growth of celestite on anhydrite: substrate induced twinning and morphological evolution of aggregates. *Crystal Engineering Communication*, 22(35), 5743-5759.
 - Furrer, M.A. and Soder, P.A., 1955. The Oligo-Miocene Formation in the Qom region (Iran). Processing of 4th World Petroleum Congress, 6-15 June, Roma, Italy, 267-277.
 - González-Sánchez, F., Camprubí, A., González-Partida, E., Puente-Solís, R., Canet, C., Centeno-García, E. and Atudorei, V., 2009. Regional stratigraphy and distribution of epigenetic stratabound celestine, fluorite, barite and Pb-Zn deposits in the MVT province of northeastern Mexico. *Mineralium Deposita*, 44, 343-361.
 - Hanor, J.S., 2004. A model for the origin خداونده-سلطانی، مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 - کریمی، ع. و راستاد، ا.، ۱۳۷۸. رخساره‌های کانهدار کانسار سلسیت نخجیرکوه ورامین؛ تحول دیاژنزی و محیط رسوب‌گذاری. فصلنامه علوم زمین، ۳۳، ۳۳-۲۰.
 - نوری، م.، زهدی، ا.، کوهستانی، ح.، نباتیان، ق. و مختاری، م.ع.ا.، ۱۳۹۷. چینه‌شناسی سنگی، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند قم در بُرش کانسار سلسیتین مادآباد، جنوب زنجان. مجله رخساره‌های رسوبی، ۲، ۳۰۳-۲۸۸.
 - نوری، م.، زهدی، ا.، کوهستانی، ح.، نباتیان، ق. و مختاری، م.ع.ا.، ۱۳۹۸. مطالعه کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند قم با استفاده از مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی در بُرش کانسار سلسیتین مادآباد (جنوب زنجان). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۳، ۵۱، ۱-۱۵.
 - Alavi, M., 1991. Tectonic map of the Middle East, scale 1:5000000. Geological Survey of Iran.
 - 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.
 - Beane R.E. 1983. The magmatic-meteorite transition. Geothermal Resources Council, Special Report, 13, 245-253.
 - Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3), 683-684.
 - Brodtkorb, M.K. de., Ramos, V., Barbieri, M. and Ametrano, S., 1982. The evaporitic celestine-barite deposits of Neuquen, Argentina. *Mineralium Deposita*, 17(3), 423-436.
 - Carlson, E.H., 1983. The occurrence of Mississippi Valley-type mineralization in northwestern Ohio. In: Kisvarsanyi G.S. Grant K. Pratt W.P. and Koeing J.W. (Eds.). International conference on Mississippi valey-type lead-zinc depos-

- of large carbonate-and evaporite-hosted celestine deposits. *Journal of Sedimentary Research*, 74(2), 168-175.
- Hitzman, M.W., Redmon, P.B. and Beaty, D.W., 2002. The carbonate-hosted Lisheen Zn-Pb-Ag deposit, County Tipperary, Ireland. *Economic Geology*, 97(8), 1627-1655.
 - Karamanderesi, I.H., Kiliçdağı, R. and Kiliç, N., 1992. Relationship between Sýcakçermik (Sivas) geothermal system and celestine formation. *Türkiye Jeo. Kurult. Bildi. Özleri*, 65 (in Turkish).
 - Kesler, S.E., 2005. Ore-forming fluids. *Elements*, 1, 13-18.
 - Kinsman, D.J.J., 1969. Modes of formation, sedimentary associations, and diagenetic features of shallow-water supratidal evaporites. *American Association Petroleum Geology Bulletin*, 53(4), 830-840.
 - Kushnir, S.V., 1986. The epigenetic celestite formation mechanism for rock containing CaSO₄. *Geochemistry*, 23, 1-9.
 - Markhand, A.H., Agheem, M.H., Shaikh, S.A., Khokhar, Q.D., Sahit, A.G. and Jamali, M.A., 2020. Mineralogical and Geochemical investigations of Celestite and Gypsum from Ganjo-Takkar area, Hyderabad, Sindh, Pakistan. *Sindh University Research Journal (Science Series)*, 52(3), 263-272.
 - Martin, J.M., Ortega-Huertas, M. and Torres-Ruiz, J., 1984. Genesis and evolution of strontium deposits of the Granada basin (Southern Spain): evidence of diagenetic replacement of a stromatolite belt. *Sedimentary Geology*, 39(3-4), 281-298.
 - Nickless, E.F.P., Booth, S.J. and Mosley, P.N., 1975. Celestite deposits of the Bristol area. *Transaction Institute of Mining and Metallurgy, Section B.*, 84, B62-B63.
 - 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.
 - Ramos, V.A. and Brodtkorb, M.K. de., 1990. The barite and celestite metallogenesis of the Neuquén retroarc basin, central Argentina. In: *Stratabound ore deposits in the Andes*, Springer Verlag, Heidelberg. 47, 599-613.
 - Ranjbaran, M., Moghaddasi, S.J. and Sotolian, F., 2014. Texture study of the Mazraeh celestite deposit from North Central Iran. *Journal of Tethys*, 2(1), 20-28.
 - Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, Washington, 12, 644.
 - Ruiz, J., Kesler, S.E., Jones, L.M. and Sutter, J.F., 1980. Geology and geochemistry of the Las Cuevas fluorite deposit, San Luis Potosi, Mexico. *Economic Geology*, 75, 1200-1209.
 - Scholle, P.A., Stemmerik, L. and Harpoth, O., 1990. Origin of major karst-associated celestine mineralization in Karstrynggen, Central East Greenland. *Journal of Sedimentary Research*, 60(3), 397-410.
 - Tekin, E., 2001. Stratigraphy, geochemistry and depositional environment of the celestine-bearing gypsiferous Formations of the Tertiary Ulaş-Sivas Basin, East-Central Anatolia (Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10, 35-49.
 - 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. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen, Journal of Mineralogy and Geochemistry*, 7, 289-318.
 - Warren, J.K., 2006. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer Science and Business Media, Berlin, Germany.
 - Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming miner-

- als. *American Mineralogist*, 95(1), 185-187.
- Wilkinson, J.J., Eyre, S. and Boyce, A., 2005. Ore-forming processes in Irish-type carbonate-hosted Zn-Pb deposits: Evidence from mineralogy, chemistry, and isotopic composition of sulfides at the Lisheen mine. *Economic Geology*, 100(1), 63-86.
 - Wood, M.W. and Shaw, H.F., 1976. The geochemistry of celestites from the Yate area near Bristol (UK). *Chemical Geology*, 17, 179-193.

مراحل اساسی در تعیین خاستگاه توالی‌های رسوبی خشکی‌زاد، با مثال‌هایی از ایران مرکزی و شمال غرب ایران

عبدالحسین امینی^(۱)

۱. استاد بخش رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۴/۱۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۶/۳۰

چکیده

این مقاله با بیان تفاوت‌های اساسی بین رخساره‌های خشکی‌زاد و آواری، محدود بودن مطالعات خاستگاه به رخساره‌های خشکی‌زاد را مورد تأکید قرار می‌دهد. با علم بر حضور رخساره‌های دانه درشت، دانه متوسط و دانه ریز در بیشتر توالی‌های رسوبی خشکی‌زاد و تفاوت در مشخصه‌های بافتی و کانی‌شناختی و روش‌های مطالعه آنها و تفاوت احتمالی خاستگاه این رخساره‌ها، مراحل اساسی و ضروری در مطالعه این رخساره‌ها برای تعیین خاستگاه رسوبی مورد بررسی قرار گرفت. در توضیح این مراحل مثال‌هایی از سازندهای خشکی‌زاد ایران مرکزی (سازند سرخ بالایی) و شمال غرب ایران (سازند زیور) ارائه شده است. نقش دیاژنز، تغییر شکل‌های ساختاری و جغرافیای دیرینه در مطالعات خاستگاه بررسی و اهمیت آنها در این نوع مطالعات توضیح داده شده است. در انتها نحوه کنترل صحت تفسیرهای ارائه شده برای توالی رسوبی مورد مطالعه نیز بحث شده است.

واژه‌های کلیدی: ایران مرکزی، خاستگاه، شمال غرب ایران، رخساره‌های خشکی‌زاد.

مقدمه

زیر می‌آید متداول نیست. در پترولوژی سنگ‌های رسوبی^۶ مطالعه خاستگاه^۷ شامل کلیه بررسی‌های مرتبط با تعیین سنگ مادر، موقعیت تکتونیکی سنگ/سنگ‌های مولد^۸، شرایط آب‌وهوایی و نوع و شدت هوازدگی منطقه خاستگاه و تاریخچه حمل و نقل^۹ است (Zuffa, 1985; Pettijohn et al., 1987; Morton et al., 1991; Amini 2011; Yan

رسوبات و سنگ‌های رسوبی از نظر نحوه تشکیل^۱ به سه گروه خشکی‌زاد^۲، شیمیایی/زیست‌شیمیایی و آتشفشان‌آواری^۳ تقسیم می‌شوند. سنگ‌های خشکی‌زاد و بخشی از سنگ‌های شیمیایی/زیست‌شیمیایی و آتشفشان‌آواری که آثار حمل و نقل نشان می‌دهند تحت عنوان سنگ‌های آواری^۴ مورد بررسی قرار می‌گیرند (Folk, 1980). نکته اول در مطالعات خاستگاه تمایز سنگ‌های خشکی‌زاد از سنگ‌های آواری است. مطالعه خاستگاه رسوبی^۵ منحصر به سنگ‌های خشکی‌زاد است، یعنی سنگ‌هایی که اجزا اصلی سازنده آنها از خشکی حمل شده‌اند و در مورد سایر سنگ‌های رسوبی تعیین خاستگاه به شرحی که در

1. Genesis
2. Terrigenous
3. Volcaniclastic
4. Detrital/clastic
5. Sedimentary provenance studies
6. Sedimentary petrology
7. Provenance
8. Parent rock/rocks
9. Transportation history

* نویسنده مرتبط: ahamini@ut.ac.ir

(مثل رودخانه، دلتا یا شلف‌آواری) دارای طیف محدودی از رخساره‌ها هستند. از این‌رو جهت بررسی طیف وسیع‌تری از رخساره‌های موجود در توالی‌های خشکی‌زاد، دو سازند (سرخ بالایی و زیور) از دو شرایط محیطی متفاوت (رودخانه‌ای و دلتایی) برای این بررسی انتخاب شده‌اند. حضور طیف وسیعی از رخساره‌ها شامل رسوبات خشکی‌زاد دانه‌درشت (کنگلوئرا)، دانه‌متوسط (ماسه‌سنگ) و دانه‌ریز (گل‌سنگ)، رسوبات شیمیایی و زیست‌شیمیایی (انیدریت و ژپس)، رسوبات آواری درون‌حوضه‌ای و آذرآواری در این دو سازند علت اصلی انتخاب آن‌ها برای این بررسی است. به دلیل سهولت کار و صرفه‌جویی در کلام، ابتدا کلیات مراحل ضروری و روش‌های مطالعه بحث و سپس نتایج مربوط با اعمال این روش‌ها بر روی سازندهای مورد مطالعه ذکر خواهد شد.

روش مطالعه

توجه دقیق و موشکافانه به مفاهیم مورد استفاده در هر مطالعه‌ای از ضروریات اولیه و مسلم آن مطالعه است. دقت نکردن در این مفاهیم، که در بسیاری از مطالعات رسوب‌شناسی امروزی رایج است، منجر به ارائه تصویر غلط و غیرمرتبط با اهداف مطالعه می‌شود. براساس تعریف‌های ارائه شده در منابع معتبر رسوب‌شناسی یک مطالعه جامع خاستگاه باید شامل تعیین نوع سنگ مولد، موقعیت تکتونیکی این سنگ، شرایط اقلیمی موثر در تشکیل ذرات رسوبی آن، نوع و شدت هوازدگی (فیزیکی، شیمیایی، زیستی)، عوامل حمل و نقل (باد، آب، نیروی ثقل، یخسار)، قدرت و شدت این عوامل و تغییرات آنها در زمان و مکان و سازوکار حمل و نقل باشد (Zuffa, 1985; Pettijohn, 1991; Morton et al., 1987). در صورت توجه نکردن به موارد مذکور، بسته به هدف مطالعه و گستردگی موضوع، باید از مفاهیم دیگری چون تعیین سنگ مادر یا تعیین موقعیت تکتونیکی استفاده شود.

با توجه به تعریف خاص منشأ^۴ و سنگ منشأ^۵، که در

(et al., 2012; Critelli 2018; Zhang et al., 2020).
براین اساس، آنچه در برخی از مطالعات با عنوان تعیین منشأ سنگ‌های آواری صورت می‌گیرد علاوه بر استفاده از مفاهیم غیرصحیح تنها بخش کوچکی از مطالعات خاستگاه را شامل می‌شود. امروزه با توسعه مطالعات خاستگاه به بررسی‌های مربوط به اکتشاف و استخراج منابع هیدروکربوری (Scott et al., 2014)، اهمیت توجه به این نکات را چند برابر می‌کند.

یک توالی رسوبی خشکی‌زاد، مثل سازندهای سرخ بالایی، آجاجاری، زیور، چلکن و شوربجه، به‌طور معمول از انواع رخساره‌های دانه‌درشت^۱، دانه‌متوسط^۲ و دانه‌ریز^۳ تشکیل شده است که بسته به گستره حوضه آبریز سامانه رودخانه‌ای مربوطه، ممکن است از خاستگاه‌های مختلفی به محل رسوب‌گذاری حمل شده باشند. به دلیل تفاوت مشخصات بافتی و کانی‌شناختی رخساره‌های مذکور، همواره موقعیت تکتونیکی، سنگ مادر، شرایط حمل و نقل و حتی هوازدگی این رخساره‌ها با یکدیگر متفاوت است. علاوه بر این، به دلیل تنوع سنگ‌شناسی شدید در بسیاری از مناطق تغذیه‌کننده حوضه‌های رسوبی (مثل البرز مرکزی به‌عنوان منطقه تغذیه‌کننده خزر جنوبی) و رفتار متفاوت کانی‌های سازنده رخساره در حین هوازدگی و حمل و نقل، یافته‌های مربوط به خاستگاه یک رخساره قابل تعمیم به سایر رخساره‌ها نیست. به‌عنوان مثال با مطالعه رخساره‌های ماسه‌سنگی یک توالی خشکی‌زاد مثل سازند چلکن نمی‌توان در مورد خاستگاه کل سازند، متشکل از کنگلوئرا، ماسه‌سنگ و گل‌سنگ، اظهار نظر کرد.

براساس این کلیات و به دلیل رایج شدن مطالعات غیراصولی خاستگاه در بررسی‌های رسوب‌شناسی ایران، این مقاله سعی دارد مراحل اساسی و لازم در یک مطالعه جامع خاستگاه را با ارائه مثال‌هایی از ایران مرکزی (سازند سرخ بالایی) و شمال غرب کشورمان (سازند زیور) مورد بررسی قرار دهد. طبیعی است که هر کدام از توالی‌های رسوبی خشکی‌زاد ایران مانند سازندهای شمشک، کشف‌رود، لالون، آجاجاری، سرخ بالایی، سرخ زیرین، شوربجه، زیور، چلکن، زاکین و فراقان به دلیل رسوب‌گذاری در شرایط خاص محیطی

1. Coarse terrigenous or rudaceous
2. Medium terrigenous or sandstone
3. Fine terrigenous or argillaceous
4. Source
5. Source rock

مطالعات زمین‌شناسی نفت متداول است (Katz, 1995)، کاربرد "تعیین منشأ" برای این نوع مطالعات عاری از خطا نیست. در برخی مطالعات از واژه برخاستگاه نیز استفاده شده است که با توجه به معانی دقیق این دو واژه در فرهنگ‌های معتبر زبان فارسی و در نظر گرفتن اهداف این مطالعات (بر اساس تعریف ارائه شده) واژه خاستگاه (از ریشه خاستن به معنی پدید آمدن و به وجود آمدن) مناسب‌تر از واژه برخاستگاه (از ریشه برخاستن به مفهوم بر خیزیدن) است (دهخدا، ۱۳۷۷).

نکته اساسی دیگر در مطالعات خاستگاه تعیین ماده و موضوع مورد بررسی است. با تدبر دقیق در مفاهیم خاستگاه و واژه‌های آواری^۱، خشکی‌زاد^۲، کلاستیک^۳ و نابرجا^۴ (Folk, 1980)، که گاهی به اشتباه به صورت مترادف استفاده می‌شوند، مشخص می‌شود که مطالعات خاستگاه منحصر به آن دسته از ذرات رسوبی است که از خشکی حمل شده‌اند (خشکی‌زاد). مطالعه محل تشکیل سایر ذرات آواری (که ممکن است درون حوضه‌ای باشند) باید در قالب مفاهیم دیگری چون برج^۵ (یکسان بودن محل تشکیل و محل رسوب‌گذاری) یا نابرجا (متفاوت بودن محل تشکیل و محل رسوب‌گذاری) صورت گیرد تا بتوان از فراوانی و پراکندگی آنها در توالی مورد مطالعه اطلاعاتی در بازسازی شرایط محیطی و تاریخچه حمل و نقل به دست آورد (Carozzi, 1993; Selley, 1996). براین اساس شناسایی و حذف اجزاء آواری درون حوضه‌ای، ذرات شیمیایی/بیوشیمیایی و آذرآواری که نقش اصلی در تجزیه و تحلیل خاستگاه ندارند یکی از مراحل اصلی در مطالعات خاستگاه است.

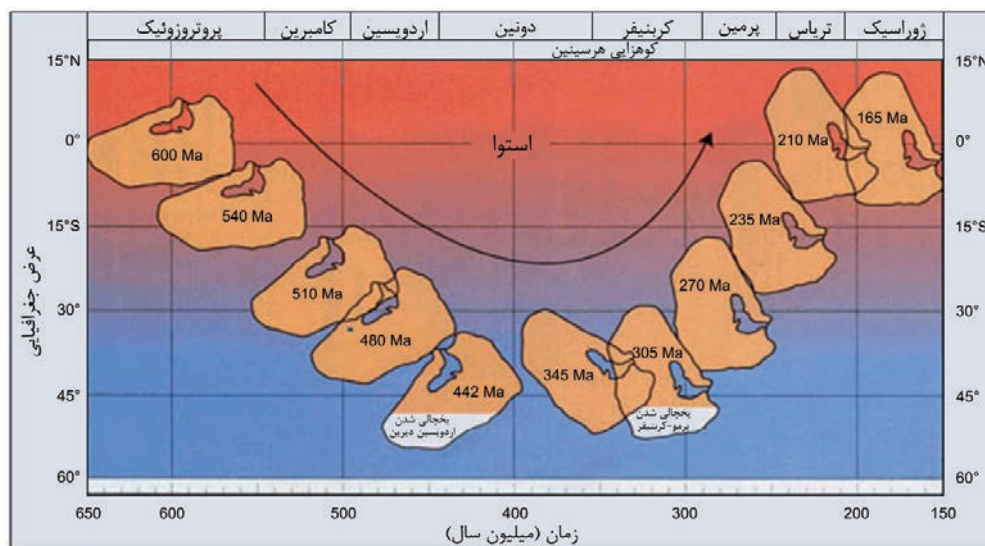
کلیه سنگ‌های رسوبی بعد از نهشته شدن تحت تاثیر فرایندهای فیزیکی، شیمیایی و زیستی دچار تغییر اساسی در مشخصات بافتی، ساختاری و کانی‌شناختی می‌شوند. بسته به ماهیت کانی‌شناختی اولیه سنگ، ترکیب آب درون منفذی، عمق و مدت زمان تدفین و تغییر شکل‌های ساختاری بعد از رسوب‌گذاری، این تغییرات بسیار متنوع می‌باشند و گاهی منجر به ارائه چهره‌ای به‌طور کامل متفاوت از سنگ در مقایسه با زمان رسوب‌گذاری می‌شوند. این تغییرات که از آنها با عنوان دیاژنز یاد می‌شود گاهی منجر به تشکیل

کانی‌های جدید یا کانی‌های درجاً^۶ در سنگ می‌شوند و تغییر اساسی در ترکیب کانی‌شناختی اجزا آواری ایجاد می‌کنند. به‌عنوان مثال تجزیه کانی‌های فلدسپار یا قطعات خرده سنگی آتشفشانی به کانی‌های رسی، زئولیت، کلسیت و کوارتز یا تبدیل کانی‌های رسی ناپایدار (مثل کائولن) به انواع پایدارتر (مثل کلریت و ایلیت)، تبدیل آهن فرو (برای مثال در پیریت) به آهن فریک (برای مثال در لیمونیت) به علت قرار گرفتن رسوب در شرایط اکسیدان که با تغییر بافت، ترکیب و رنگ رسوب همراه است، تبدیل فلدسپارهای کلسیم‌دار (مثل آنورتیت) به انواع سدیم‌دار (مثل آل‌بیت) در محیط دیاژنز با آب درون منفذی غنی از سدیم یا تبدیل زئولیت‌های سدیم‌دار (مثل آنالسیم) به انواع کلسیم‌دار (مثل استلرایت^۷) در محیط دیاژنز با آب منفذی غنی از کلسیم از نمونه‌های متداول این تغییرات در توالی‌های رسوبی مورد بررسی در این مطالعه می‌باشند (امینی، ۱۳۸۴؛ Amini, 1997).

براین اساس با توجه به تکیه اصلی مطالعات خاستگاه رسوبی بر روی اجزاء خشکی‌زاد، مطالعه جامع دیاژنز به نحوی که به شناسایی کلیه عوارض ثانویه و حذف آنها از چهره سنگ منجر شود از مراحل اساسی و لازم در بررسی‌های مربوط به خاستگاه است. نبود توجه به این مهم ممکن است به ارائه تفسیر غلط از خاستگاه یک توالی رسوبی منجر شود. این موضوع در مطالعه توالی‌های رسوبی قدیمی‌تر، به دلیل تاثیر بیشتر فرایندهای دیاژنز و در رخساره‌های دانه ریز، به دلیل فراوانی کانی‌های رسی اهمیت بیشتری دارد (Amini, 1997).

1. Detrital
2. Terrigenous
3. Clastic
4. Allochem
5. Orthochem
6. Authigenic
7. Stellerite

و خاستگاه و در نتیجه مسیر حمل و نقل رسوبات خشکی‌زاد به وجود می‌آید (شکل ۱). در مطالعات تعیین خاستگاه توجه به موقعیت زمین‌ساختی محیط‌رسوبگذاری و خاستگاه سازند مورد مطالعه در زمان تشکیل و تفاوت این موقعیت‌ها با شرایط فعلی سازند مورد مطالعه بسیار حیاتی است. به‌عنوان مثال وجود زغال‌سنگ در یک توالی رسوبی واقع در ۵۰ درجه عرض شمالی به‌ناچار به وجود شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب در این موقعیت اشاره نمی‌کند و ممکن است به حضور محیط رسوب‌گذاری این توالی در نزدیک استوا در زمان تشکیل مربوط باشد.



شکل ۱. تغییر موقعیت جغرافیایی زاگرس (بخشی از ورقه عربی) از پروتروزوئیک تا ژوراسیک (با تغییرات از: Konert et al., 2001)

۱. برای تعیین خاستگاه رخساره‌های دانه درشت (سنگ‌های روداسه^۱)، باید تکیه اصلی بر مشخصات انفرادی اجزاء خشکی‌زاد (چارچوب و خمیره) باشد (Zuffa, 1985; Morton et al., 1991). برای این منظور کلیه اجزاء سازنده چارچوب و خمیره که فراوانی قابل توجهی دارند (به‌طور معمول بیش از یک درصد) مورد بررسی‌های بافت، ترکیب کانی‌شناسی، ترکیب شیمیایی و روش‌های نوین کانی‌شناسی و پترولوژی رسوبی قرار گرفته‌اند. در این مرحله استفاده از قطعات خرده سنگی، به دلیل اینکه نماینده‌ای از سنگ مادر درون رسوبات هستند و بیش از هر ذره دیگری مشخصات سنگ مولد را در خود حفظ کرده‌اند، مفیدتر است (شکل‌های ۴ و ۵).

برای ذرات کوارتز شکل بلوری^۲، فراوانی و نوع ادخال‌های آن، وجود خوردگی‌های خلیجی شکل^۳ (Zuffa, 1993)

مطالعه خاستگاه سازنده‌های قدیمی زاگرس و فراقان (پالئوزوئیک فوقانی) در زاگرس به‌خوبی اهمیت توجه به جابجایی موقعیت حوضه رسوب آنها از عرض‌های جغرافیایی ۳۰ تا ۴۵ درجه جنوبی (در پالئوزوئیک فوقانی) به عرض‌های ۳۰ تا ۳۵ درجه شمالی (در شرایط کنونی) را آشکار می‌سازد (زمانزاده، ۱۳۸۷).

به‌طور معمول، توالی‌های رسوبی خشکی‌زاد محتوی انواع رخساره‌های دانه درشت، دانه متوسط و دانه ریز هستند که به دلیل تفاوت در مشخصه‌های بافتی و کانی‌شناختی ممکن است دارای خاستگاه‌های متفاوتی باشند. به دلیل نیاز به تجزیه و تحلیل دقیق همه اجزاء خشکی‌زاد و با توجه به ماهیت متفاوت روش‌های مورد نیاز برای بررسی رخساره‌های دانه درشت، دانه متوسط و دانه ریز (Carozzi, 1993) در مطالعه خاستگاه این توالی‌ها علاوه بر لحاظ نکات کلی بیان شده در بالا، روش‌های زیر به‌عنوان مراحل اساسی مطالعه باید مورد توجه قرار گیرند:

1. Rudaceous rocks
2. Crystal shape
3. Embayment

از متداول‌ترین پارامترهای مورد استفاده برای تعیین خاستگاه این ذرات رسوبی‌اند. این پارامترها برای تعیین خاستگاه کانی‌های دیگر مانند فرومنیزین‌ها نیز مورد استفاده قرار می‌گیرند (Amini, 1997). در این بررسی به دلیل ماهیت کانی‌های سنگین موجود (کانی‌های آهن‌دار و فرومنیزین) و به‌منظور جلوگیری از تکرار، مشخصات این کانی‌ها در قالب اکسیدهای آهن و تیتانیم و فرومنیزین بحث شده است.

۲. در تعیین خاستگاه رخساره‌های دانه متوسط (ماسه‌سنگ‌ها)، علاوه بر استفاده از روش‌های بیان در بند ۱، یا در صورت نبود امکان مطالعات فوق به دلیل دانه‌ریز بودن ذرات و محدودیت‌های ابزاری، تکیه اصلی بر تعیین درصد فراوانی اجزاء خشکی‌زاد موسوم به تعیین ترکیب مدال^۵ است (Dickinson, 1985; Zuffa, 1985). در این روش فراوانی سه گروه اصلی ذرات (کوارتز، فلسپارها و قطعات خرده‌سنگی) در مثلث QFL رسم می‌شوند و با استفاده از نمودارهای مربوط به خاستگاه‌های به‌خوبی مطالعه شده و استاندارد (e.g. Dickinson and Suczek, 1979; Dickinson, 1985) خاستگاه آنها مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد (شکل‌های ۱۱ و ۱۲). آنچه در استفاده از این روش باید مورد توجه ویژه قرار گیرد انتخاب روش مناسب برای نقطه شماری (روش سنتی^۶ یا روش گزی-دیکنسون^۷) و اختصاص ذرات مورد شمارش (Q_m, Q_p, L_s, L_{sh}) است (Ingersoll et al., 1984; Pettijohn et al., 1987). این موضوع بحث‌های بسیار اساسی در خصوص ضریب اطمینان این روش‌ها ایجاد کرده است (Zuffa 1985; Pettijohn et al., 1987). طبیعی است که شمارش کانی‌های فلدسپار موجود در یک

(1985)، درجه چند بلوری^۱ (Pettijohn et al., 1987)، نوع و میزان خاموشی، ترکیب ادخال‌های سیال، و ترکیب عناصر کمیاب (Morton et al., 1991) به‌عنوان مشخصه‌های اصلی در تعیین خاستگاه مورد استفاده قرار گرفته‌اند (شکل ۶). طبیعی است که در هر توالی رسوبی پرداختن به همه این پارامترها ممکن نباشد. در این مطالعه نیز بر روی پارامترهای قابل بررسی از کوارتزهای خشکی‌زاد تکیه شده است.

در مجموعه فلدسپارها، ترکیب شیمیایی آنها در مثلث (Al-An-Or (Trevena and Nash, 1979, 1981)، ماهیت پهنه‌بندی^۲، نوع و فراوانی ماکل (Pittman, 1985; Zuffa, 1970) و نوع و فراوانی عناصر کمیاب در آنها (Morton et al., 1991) از مهم‌ترین مشخصه‌های مورد استفاده در تعیین خاستگاه هستند (شکل ۷). در مطالعه حاضر به دلیل محدودیت‌های آزمایشگاهی از بررسی عناصر کمیاب در این کانی‌ها صرف‌نظر شده، لیکن بررسی سایر پارامترها با جزئیات بیشتر مورد بررسی قرار گرفته است (Amini, 2011). همچنین در مطالعه این کانی‌ها میزان و نوع تجزیه آنها نیز اطلاعات با ارزشی در خصوص ماهیت هوازدگی سنگ مادر و در حین حمل و نقل به دست آورده و می‌تواند جایگزین مناسبی برای کمبود بررسی‌های ژئوشیمیایی باشد.

در مطالعه خاستگاه کانی‌های تیره، به‌ویژه اکسیدهای آهن و تیتانیم، تکیه اصلی بر بافت میکروسکوپی آنها در سری محلول جامد^۳ مربوطه (Hagerty, 1991)، ترکیب شیمیایی در مثلث $TiO_2-FeO-Fe_2O_3$ (Basu and Molinaroli, 1989, 1991) و فراوانی و نوع عناصر کمیاب در آنها بوده است (شکل‌های ۸ و ۹) (Amini and Anketell, 2015).

کانی‌های سنگین از مهم‌ترین اجزاء خشکی‌زاد در تعیین خاستگاه هستند. نوع کانی سنگین، فراوانی و مجموعه‌های همراه^۴ (Pettijohn et al., 1987; Morton et al., 1991)، مشخصات ریخت‌شناسی (Morton et al., 2012) و ترکیب شیمیایی

1. Polycrystallinity
2. Zoning
3. Solid solution series
4. Heavy mineral assemblages
5. Modal composition
6. Traditional Method
7. Gazzi-Dickinson Method

به ماسه‌سنگ‌ها و سنگ‌های روداسه است، بر این اساس در مطالعه حاضر بعد از اطمینان از وابستگی زایشی رخساره‌های دانه‌ریز و دانه متوسط (بررسی‌های صحرایی) و خاستگاه یکسان آنها (ترکیب کانی‌شناسی یکسان) و البته پرهزینه بودن آنالیزهای ژئوشیمیایی تکیه اصلی بر روی رخساره‌های دانه متوسط و دانه درشت بوده است.

۴. به دلیل وجود ضریب خطا در هر یک از روش‌های نام‌برده و تغییرات دیاژنتیک و تغییر شکل‌های ساختاری پیچیده در برخی توالی‌های رسوبی و مهم‌تر از همه برای درک یکسان یا متفاوت بودن خاستگاه رخساره‌های مختلف یک توالی رسوبی، تکیه بر مطالعات تلفیقی متشکل از همه یا تعدادی از روش‌های یاد شده جهت اخذ نتیجه مطلوب‌تر در تعیین خاستگاه توصیه می‌شود (Morton et al., 2012). در مطالعه حاضر به لحاظ تغییرات دیاژنتیک محدود و تفاوت اندک جغرافیای شرایط فعلی سازندهای مورد مطالعه با زمان ته‌نشست (میوسن فوقانی و الیگو میوسن) و محدودیت‌های مالی و آزمایشگاهی، استفاده از برخی روش‌های ژئوشیمیایی میسر نشد.

۵. برای اطمینان از صحت یافته‌های مربوط به تعیین خاستگاه و جبران کمبودهای آزمایشگاهی، یک مطالعه جامع برای تعیین طرح جهت جریان‌های دیرینه^۵ بر روی سازندهای مورد مطالعه صورت گرفت. نتایج این مطالعه مسیر ورود رسوبات به محیط‌های رسوبی مربوطه و موقعیت سنگ‌های مولد نسبت به محل ته‌نشست را مشخص می‌کند (Amini, 1997; Amini and An- ketell, 2015).

۶. بعد از مشخص شدن موقعیت احتمالی سنگ‌های مولد و اطلاع از زمین‌شناسی منطقه پارامترهای مورد بررسی در رخساره‌های مورد مطالعه با انواع مشابه در سنگ‌های مولد احتمالی مقایسه و نسبت به صحت

خرده سنگ به‌عنوان کانی فلدسپار (قطب F) نتیجه‌ای متفاوت با شمارش آن با عنوان ذره دربرگیرنده آن (قطب L) دارد. از طرفی به دلیل نبود جایگاه خاص برای برخی کانی‌ها در مثلث QFL (مثل پیروکسین‌ها، آمفیبول‌ها، کانی‌های تیره و زیرکن) تعیین وضعیت آنها در حالتی که به‌صورت مجزا در سنگ حضور دارند یا در درون یک ذره خرده سنگی هستند بسیار مهم است. در این روش‌ها اختصاص قطعات خرده سنگی دگرگونی (L_m) و رسوبی (L_r) به قطب L منجر به انتساب خاستگاه آنها به کمان ماگمایی می‌شود که تفسیری کاملاً اشتباه است. این اشتباه در صورت نبود تفکیک قطعات آواری درون حوضه‌ای از انواع برون حوضه‌ای به‌طور فاحشی افزایش می‌یابد. بر این اساس در تعیین ترکیب مودال^۱، انتخاب روش مناسب بر اساس اهداف مطالعه، مشخصات کانی‌شناسی رخساره‌های مورد مطالعه و زمین‌شناسی منطقه بسیار حیاتی است (Ingersoll et al., 1984; Zuffa, 1985; Amini, 1997).

۳. تعیین خاستگاه رخساره‌های خشکی‌زاد دانه‌ریز (سنگ‌های رس‌دار^۲) بیشتر بر اساس تعیین ترکیب شیمیایی^۳ آنها صورت می‌گیرد (e.g. Bhatia 1985). در اندازه‌گیری ترکیب شیمیایی سنگ‌های دانه‌ریز، فراوانی عناصر به‌صورت درصد وزنی اکسید آن عنصر بیان می‌شود ($SiO_2, Al_2O_3, CaO, K_2O, MgO, Na_2O, \dots$). به دلیل وجود یک عنصر معین در ترکیب شیمیایی کانی‌های مختلف (مثل Si در ترکیب کوارتز، فلدسپارها و کانی‌های رسی) و اضافه شدن بخشی از این عناصر به ترکیب سنگ بعد از رسوب‌گذاری (دیاژنتیک) این روش بدون اطلاع از مشخصات کانی‌شناسی رخساره‌های مورد مطالعه (مطالعات پتروگرافی)، میزان تغییرات دیاژنتیک در آنها (مطالعات SEM^۴, CL) و انطباق با نتایج حاصل از روش‌ها دیگر ممکن است به نتایجی غیرواقعی از خاستگاه منجر شود (Morton et al., 1991, 2012). نتایج حاصل از مطالعه رخساره‌های دانه‌ریز دارای اعتبار کمتر نسبت

1. Modal Composition
2. Argillaceous rocks
3. Chemical composition
4. Scanning Electron Microscope
5. Palaeocurrent pattern

بحث

پترولوژی رسوبی سازند زیور (الیگو-میوسن) وجود رخساره‌های متنوع کنگلومرا، ماسه‌سنگ، گل سنگ و برخی رخساره‌های شیمیایی و زیست‌شیمیایی (گل کربناته و زغال سنگ) را در آن نشان می‌دهد (جدول ۱). بازسازی شرایط محیطی این سازند در دشت مغان نشان می‌دهد، این سازند در یک دلتای متأثر از رودخانه نهشته شده است و با زیرمحیط‌های پهنه دلتا، شیب دلتا و پاشنه دلتا در حاشیه جنوبی دریای پاراتیس گسترش داشته و توسط رودخانه‌هایی از جنوب تا جنوب غربی تغذیه شده است (Amini, 2006).

کامل مطالعات خاستگاه رسوبی اطمینان حاصل شده است (Amini and Anketell, 2015). این مقایسه علاوه بر کنترل درستی بررسی‌ها، امکان بررسی میزان تغییرات (دگرسانی) کانی‌های مورد مطالعه در حین حمل و نقل را نیز میسر می‌سازد (Amini, 2011). طبیعی است که امکان استفاده از همه روش‌های بیان شده در بررسی خاستگاه یک سازند میسر نیست. این محدودیت به دلیل فراوانی اندک برخی کانی‌ها یا کیفیت نامطلوب آنها در اثر هوازدگی یا دیاژنز یا محدودیت‌های مالی و زمانی پروژه است. در این صورت استفاده از روش‌های مقایسه با سنگ مادر احتمالی (بند ۶) به شدت توصیه می‌شود.

جدول ۱. مشخصات کلی رخساره‌های اصلی سازند زیور و شرایط محیطی منتسب به آنها (با تغییرات از: Amini, 2006)

رخساره	مشخصات کلی	شرایط محیطی
G_t	ارتوکنگلومرا، در اندازه ریگ تا قلوه با جورشدگی ضعیف، بلوغ بافتی و کانی‌شناسی بد و لایه‌بندی مورب ناوهای، فرم هندسی عدسی	رسوب‌گذاری در پشته‌های طولی و عرضی درون کانال‌ها توسط جریان کششی یک‌طرفه (پهنه دلتا)
G_m	ارتوکنگلومرا، توده‌ای تا با لایه‌بندی مبهم با جورشدگی بلوغ بافتی و کانی‌شناسی بد، فرم هندسی عدسی با سطوح فرسایشی و خرده‌های گیاهی	رسوب‌گذاری توسط جریان‌های با ظرفیت بالا و قدرت پایین با تغییرات شدید رژیم جریان (دشت سیلابی تا پهنه فراوان، در قاعده توالی‌های ریز شونده)
G_{mp}	ارتوکنگلومرا توده‌ای با فراوانی قطعات آواری گل، جورشدگی ضعیف تا متوسط، بلوغ بافتی و کانی‌شناسی بد و فراوانی خرده‌های گیاهان خشکی‌زاد	رسوب‌گذاری سریع توسط جریان‌های با ظرفیت بالا و قدرت پایین و تغییرات شدید رژیم جریان (پهنه دلتا)
G_{ms}	پاراکنگلومرا در اندازه ریگ تا قلوه با برتری خمیره، سایر مشخصات آن شبیه رخساره G_{mp}	در مرحله نهایی جریان‌های آشفته در بالادست پهنه دلتا
St	ماسه‌سنگ با لایه‌بندی مورب ناوهای، جورشدگی، بلوغ بافتی و کانی‌شناسی بد، عدسی شکل با علائم قاشقی شکل و ناودانکی در قاعده با ساخت‌های SSD و افق‌هایی از کانی سنگین	رسوب‌گذاری در پشته‌های درون کانال (رودخانه تا پهنه بد، عدسی شکل با علائم قاشقی شکل و ناودانکی در قاعده با ساخت‌های SSD و افق‌هایی از کانی سنگین)
Sp	ماسه‌سنگ خرده‌دار با لایه‌بندی مورب، جورشدگی ضعیف و بلوغ بافتی و کانی‌شناسی بد، عدسی شکل با فراوانی خرده‌سنگ آتشفشانی	رسوب‌گذاری توسط جریان‌های کششی با ظرفیت بالا و افت سریع رژیم جریان (محل تلاقی رود و دریا).
S_{pm}	ماسه‌سنگ با فراوانی ذرات در اندازه ریگ و قطعات آواری گل، سایر مشخصات شبیه ماسه‌سنگ خرده‌دار (رخساره Sp)	رسوب‌گذاری توسط جریان‌های آشفته با ظرفیت بالا و قدرت پایین (محل تلاقی رود و دریا).
Sh	ماسه‌سنگ با لایه‌بندی موازی/افقی با جورشدگی ضعیف، بلوغ بافتی و کانی‌شناسی بد و فراوانی خرده‌های گیاهان	رسوب‌گذاری از بار معلق یک جریان آشفته با ظرفیت بالا و قدرت پایین (پایین دست پهنه دلتا)
Sr	ماسه‌سنگ متوسط تا ریز با لایه‌بندی مورب و آثار موجی شکل، جورشدگی ضعیف، بلوغ بافتی و کانی‌شناسی بد، عدسی شکل و عمدتاً همراه رخساره‌های Sh, Sl, Sm	توسط جریان یک‌طرفه با رژیم جریان پایین، در پایین دست پهنه دلتا تا بالادست شیب دلتای متأثر از رودخانه
Sl	ماسه‌سنگ با لایه‌بندی مورب کم زاویه، با همبری واضح در زیر و تدریجی در بالا، سرشار از خرده‌های گیاهان خشکی‌زاد	رسوب‌گذاری در شرایط پایین رژیم جریان در پایین دست پهنه دلتا و فرورفتگی‌های محلی پهنه دلتا
Sm	ماسه‌سنگ توده‌ای با بلوغ بافتی و کانی‌شناسی بد و فراوانی بقایای گیاهان، سطوح فرسایشی ضعیف و آثار زیست‌آفتگی، فراوانی قطعات آواری گل و ساخت‌های SSD	رسوب‌گذاری سریع توسط جریان‌های آشفته با ظرفیت بالا و قدرت پایین در پایین دست پهنه دلتا تا بالادست شیب دلتا

ادامه جدول ۱.

رخساره	مشخصات کلی	شرایط محیطی
Se	ماسه‌سنگ پر شده در محل کندگی‌ها با جورشدگی ضعیف، بلوغ بافتی و کانی‌شناسی بد، ماهیت توده‌ای، دانه‌بندی تدریجی خفیف، با قاعده فرسایشی و فرم عدسی شکل	در فروافتادگی‌های محلی و کندگی‌های بستر توسط جریان
So	ماسه‌سنگ توده‌ای غنی از مواد آلی با فراوانی خرده‌های گیاهان و رگه‌های نازک زغال. بقیه مشخصه‌ها شبیه رخساره Se	رسوب‌گذاری توسط جریان آشفته تا چگال در دشت سیلابی تا بخش‌های میان کانالی پهنه دلتا
Flo	گل‌سنگ با لامیناسیون موازی و ساخت‌های ناشی از تغییر شکل در حالت نرم، فراوانی بقایای گیاهان، حضور محلی خرده‌های اسکلتی و ریز فسیل‌ها	رسوب‌گذاری سریع از بار معلق جریان آشفته با ظرفیت بالا در بخش‌های آرام پهنه تا پاشنه دلتا
Fm	گل‌سنگ توده‌ای فاقد لایه‌بندی با کانی رسی کمتر از ۵۰٪، ساخت‌های ناشی از تغییر شکل در حالت نرم، فراوانی بقایای گیاهان، دارای قاعده فرسایشی	رسوب‌گذاری توسط جریان با ظرفیت بالا در حاشیه کانال و دشت سیلابی در زمان افت سریع سرعت
Fo	گل‌سنگ غنی از ماده آلی تا شیل با فراوانی کانی‌های رسی و لایه‌بندی ظریف، همراه بارگه‌های نازک زغال و بقایای گیاهی، سایر مشخصات شبیه رخساره Flo	رسوب‌گذاری سریع از بار معلق جریان با ظرفیت بالا، در بخش آرام پهنه دلتا با باتلاق‌های محلی یا پاشنه دلتا
Fc	گل‌سنگ کربناته رس‌دار تا شیل غنی از کربنات با آثاری از ریز فسیل‌ها و خرده‌های اسکلتی	پاشنه دلتا یا شرایط کم انرژی پهنه دلتا در زمان تراز بالا
Ca	گل‌سنگ رس‌دار با فراوانی کربنات، با ظاهر میکریتم	در شرایط مشابه با رخساره Fc در زمان تراز بالا
C	زغال‌سنگ به‌صورت رگه‌های در حد چند میلی‌متر تا چند سانتیمتر.	گسترش در بخش میان کانالی پهنه دلتا و پاشنه دلتا

بحث روش‌های مختلف تعیین خاستگاه را میسر می‌سازند. طبیعی است که محل تشکیل رخساره‌های شیمیایی، زیست‌شیمیایی و آذراواری موجود در این سازندها با خاستگاه رخساره‌های خشکی‌زاد (کنگلومراها، ماسه‌سنگ‌ها و گل‌سنگ‌ها) متفاوت است و نباید در تعیین خاستگاه مورد بررسی قرار گیرند. با این وجود، جایگاه رخساره‌های شیمیایی، زیست‌شیمیایی و آذراواری در مطالعات خاستگاه بسیار اهمیت دارد. این اهمیت در شناسایی و تعیین سهم آنها در توالی‌های مورد مطالعه، موقعیت چینه‌شناسی آنها و ارتباط آنها با رخساره‌های خشکی‌زاد است. نبود تفکیک و مطالعه آنها در کنار رخساره‌های خشکی‌زاد منجر به ارائه تفسیر غلط از خاستگاه می‌شود، ضمن اینکه توجه به این رخساره‌ها در تفسیر دقیق شرایط محیطی، تاریخچه حمل و نقل و موقعیت تکتونیکی محیط رسوبی نقش بسیار حیاتی دارد.

بازسازی شرایط محیطی سازند زیور نشان می‌دهد، در دلتای محل رسوب‌گذاری این سازند علاوه بر ذرات اصلی از منشأ خشکی (کوآرتز، فلدسپار و خرده‌سنگ‌های آتشفشانی) یک سری ذرات آواری درون حوضه‌ای شامل قطعات خرده‌سنگی کربناته، شیلی، گلی و خرده‌های اسکلتی (شکل ۲) نیز حضور داشته‌اند و محل تشکیل آنها بخش‌های

آنالیز رخساره‌ای سازند سرخ بالایی در ایران مرکزی نیز وجود گسترده وسیعی از رخساره‌های کنگلومرایی، ماسه‌سنگی و گل‌سنگی را نشان می‌دهد (جدول ۲). حضور رخساره‌های شیمیایی (ژپیس و انیدریت)، آواری‌های درون حوضه‌ای (قطعات گل) و ذرات آذراواری به ترتیب در بخش‌های تحتانی، میانی و بالایی این سازند از مشخصات منحصربه‌فرد این سازند است (Amini, 1997). بازسازی شرایط محیطی این سازند در ایران مرکزی رسوب‌گذاری آن در یک سامانه رودخانه‌ای متشکل از کانال‌های گیسویی را نشان می‌دهد و فرسایش و زهکشی ارتفاعات حاشیه‌های جنوبی (زاگرس، زون‌های ارومیه-دختر و سندر-سیرجان) و شمالی (ارتفاعات البرز) و هدایت رسوبات حاصل از فرسایش به بخش‌های داخلی ایران مرکزی را بر عهده داشته‌اند. سطح اساس این سامانه رودخانه‌ای به‌صورت یک یا چند دریاچه فصلی با گسترش محلی بوده است و در آنها شرایط به‌طور متناوب برای تشکیل رسوبات شیمیایی (ژپیس و هالیت) فراهم می‌شده است (Amini, 1997). ضخامت هالیت در برخی برش‌های زیرسطحی این سازند در میدان نفتی البرز تا ۱۰۰ متر نیز گزارش شده است (Habicht, 1962).

با توجه به شرایط بیان شده، این سازندها از مناسب‌ترین توالی‌های رسوبی برای بررسی‌های خاستگاه هستند که امکان

جدول ۲. مشخصات کلی رخساره‌های اصلی سازند سرخ بالایی و شرایط محیطی منتسب به آنها (Amini, 1997)

رخساره	مشخصات کلی	شرایط محیطی
G _{1a}	ارتوکنگلومرها، در اندازه ریگ با ترکیب متفاوت ذرات، فاقد لایه‌بندی و ساخت رسوبی مشخص	رسوب‌گذاری در بالادست مخروط‌افکنه توسط جریان سیلابی و درون کانال‌های فصلی در اقلیم گرم و خشک
G _{1b}	ارتوکنگلومرها در اندازه قلوه با ترکیب یکنواخت ذرات، فرم هندسی عدسی، گسترش جانبی غیریکنواخت	رسوب‌گذاری توسط جریان تغلیظ شده در بالادست مخروط‌افکنه و مناطق پیرشیب و فعال ساختاری
G _{1c}	ارتوکنگلومرها در اندازه ریگ با ترکیب متفاوت ذرات، فرم هندسی عدسی لایه‌بندی مورب خفیف	رسوب‌گذاری در پشته‌های طولی درون کانال‌های با تغییرات شدید رژیم جریان
G ₂	ارتوکنگلومرها در اندازه ریگ تا قلوه با ترکیب متفاوت ذرات و لایه‌بندی مورب کم زاویه	پرشده‌گی‌های درون کانال، نهشته‌های کف بستر (لگ) و پشته‌های موقت در کانال‌های با تغییرات شدید جریان
G ₃	پاراکنگلومرها با ماهیت دوگانه اندازه (بایمدال) فراوانی خمیره با فرم هندسی عدسی گسترده	رسوب‌گذاری توسط جریان خرده‌دار در درون کانال یا دشت سیلابی در شرایط با تغییرات شدید رژیم جریان
Stp	ماسه‌سنگ خرده‌دار با لایه‌بندی مورب ناو‌ه‌ای	پشته‌های طولی درون کانال‌های فصلی (جریان متناوب)
St	ماسه‌سنگ درشت با لایه‌بندی مورب ناو‌ه‌ای	پشته‌های طولی و عرضی درون کانال‌های فصلی
Sp	ماسه‌سنگ درشت با لایه‌بندی مورب صفحه‌ای	مهاجرت پشته‌های عرضی و کناری درون کانال
Sm	ماسه-سنگ متوسط تا ریز، فاقد ساخت رسوبی با فراوانی قطعات فرسایش یافته	رسوب‌گذاری توسط جریان سیلابی درون کانال‌های فصلی یا حاشیه کانال و دشت سیلابی
Sh	ماسه‌سنگ با لایه‌بندی موازی و بیشتر افقی	در درون کانال در رژیم جریان بالا (UFR) به صورت پشته‌های طولی گسترده
Sr	ماسه‌سنگ متوسط تا ریز با علائم موجی شکل	پشته‌های عرضی و کناری در اثر مهاجرت جانبی (LA)
S ₁	ماسه‌سنگ با لایه‌بندی مورب کم‌زاویه	رسوب‌گذاری در پنجه‌شکافت دشت سیلابی و سطح پشته‌ها در شرایط رژیم جریان پایین (LFR)
Ss	ماسه‌سنگ پر شده در محل کندگی	گودی‌های بستر کانال در شرایط تغییرات زیاد رژیم جریان
Smo	ماسه‌سنگ پشته‌ای	دشت سیلابی، پنجه شکافت و در کانال‌های فاقد خاکریز
M ₁	گل سنگ توده‌ای فاقد لایه‌بندی	حاشیه کانال و دشت سیلابی در زمان افت سریع سرعت
M ₂	گل سنگ با لایه‌بندی ظریف و علائم موجی شکل	حاشیه کانال و دشت سیلابی در رژیم جریان پایین
M ₃	گل سنگ سبز تا خاکستری فاقد لایه‌بندی	فروافتادگی‌های محلی دشت سیلابی با پوشش گیاهی مناسب
M ₄	گل سنگ حاوی تکه‌های پراکنده و عدسی‌های تبخیری	فروافتادگی‌های محلی در دشت سیلابی در اقلیم گرم و خشک
Ch	ژیپس تا انیدریت با ناخالصی گل آواری و ضخامت چند سانتیمتر تا چند متر. هالیت تا ضخامت ۱۰۰ متر نیز در برش‌های زیرسطحی گزارش شده است.	گسترش در فروافتادگی‌های محلی دشت سیلابی و دریاچه‌های فصلی پایین‌دست سامانه رودخانه (سطح اساس سامانه رودخانه گیسویی)
Hy ₁	رخساره مختلط شیمیایی-خشکی‌زاد متشکل از رخساره‌های تبخیری و گل سنگ‌های آواری	گسترش در فروافتادگی‌های محلی دشت سیلابی و پهنه گلی دریاچه‌های فصلی پایین‌دست
Hy ₂	رخساره آذرآواری به شکل‌های توف تا توفیت با حجم قابل توجه از ذرات خشکی‌زاد	گسترش در بخش‌های مختلف سامانه رودخانه به‌ویژه در قاعده سازند هم‌زمان با فعالیت‌های آتشفشانی در منطقه
Hy ₃	رخساره مختلط آذرآواری-خشکی‌زاد که در مجاورت رخساره‌های VIC قرار دارند.	گسترش در بخش‌های مختلف سامانه رودخانه به‌ویژه در قاعده سازند هم‌زمان با فعالیت‌های آتشفشانی در منطقه

بالادستی دلتا (پهنه دلتا) یا دشت سیلابی رودخانه مرتبط با این دلتا می‌باشد (امینی، ۱۳۸۴؛ Amini, 2006). بخشی از قطعات خرده‌سنگی گلی و شیلی نیز حاصل فرسایش دریایی سازند قدیمی تراجاق قشلاق، موجود در بستر محیط

رسوب‌گذاری، در اثر تغییرات سطح آب دریا هستند (امینی، ۱۳۸۴). این موضوع ضرورت شناسایی ذرات درون حوضه‌ای، تفکیک آن‌ها از ذرات مشابه برون حوضه‌ای (مثل قطعات خرده‌سنگی کربناته از منشأ خشکی) و نبود لحاظ آن‌ها در

یافته در این دشت شده‌اند. حضور قطعات درون‌آوار گل مربوط به دشت سیلابی در قاعده توالی‌های درون کانال این سازند از فروانی این فرایند در طول نهشته شدن آن حکایت دارد (شکل ۳). براین اساس، همانند سازند زیور، ضرورت توجه به این ذرات درون‌آوار و تمایز آن‌ها از ذرات مشابه برون حوضه‌ای (مثل قطعات خرده‌سنگی کربناته از منشأ سازند قم) و عدم لحاظ آن‌ها در مطالعات خاستگاه مشخص می‌شود.

مطالعات خاستگاه را مسلم می‌سازد. این موضوع با تکیه بر مطالعات دقیق صحرایی و پتروگرافی واحدهای مورد مطالعه میسر می‌شود.

در بازسازی شرایط محیطی سازند سرخ بالایی وجود جریان‌های فصلی با تغییرات شدید رژیم جریان در یک سامانه رودخانه گیسویی به اثبات رسیده است (Amini, 1997). این جریان‌ها باعث جابه‌جایی زیرمحیط کانال بر روی نهشته‌های دشت سیلابی و فرسایش گل‌سنگ‌های گسترش

A)



B)



شکل ۲. A) فراوانی قطعات گل و شیل درون‌آوار در سازند زیور دشت مغان که از بستر محیط رسوب‌گذاری (سازند اجاق قشلاق) یا بخش‌های بالادستی محیط و در طی تغییرات سطح آب دریا کنده شده‌اند، B) تصویر نزدیک از یک قطعه شیل درون‌آوار با مشخصات شیل‌های سازند اجاق قشلاق در درون ماسه‌سنگ‌های سازند زیور که ماهیت درون حوضه‌ای سایر ذرات گل را نیز تایید می‌کند



شکل ۳. حضور قطعات درون‌آوار گل مربوط به دشت سیلابی در افق ماسه‌سنگی (درون کانال) سازند سرخ بالایی که ماهیت درون حوضه‌ای (درون‌آوار) آنها را نشان می‌دهد. این ذرات در مطالعه خاستگاه ماسه‌سنگ مورد بررسی قرار نمی‌گیرند

(Amini, 2011). این در مورد سازند سرخ بالایی به دلیل شرایط آب و هوایی (گرم و خشک) محیط رسوب‌گذاری و بعد از رسوب‌گذاری و سن به نسبت کم (میوسن فوقانی) سازند می‌باشد. در مورد سازند زیور نیز علاوه بر سن کم

در مطالعات مربوط به دیاژنز رخساره‌های سازندهای مورد مطالعه مشخص شد فرایندهای دیاژنزی، علیرغم تنوع شدید و گستردگی زیاد، تغییر اساسی در ماهیت رخساره‌های سازنده، به‌گونه‌ای که تعیین خاستگاه کند را متاثر کند، ایجاد نکرده‌اند (امینی، ۱۳۸۴؛ Amini, 1997)

شده است، نتیجه قابل قبولی از مطالعه آنها در بررسی‌های مربوط به خاستگاه حاصل نشود بنابراین در این مطالعه بر روی نتایج حاصل از کانی‌های آهن و تیتانیوم و فرومنیزین تکیه شده است. از طرفی، در سال‌های اخیر مطالعه‌هایی به نسبت جامعی از کاربرد کانی‌های سنگین در تعیین خاستگاه برخی سازنده‌های خشکی‌زاد ایران از جمله سازند زیور ارائه شده است (Jafarzadeh et al., 2014; Zoleikhaei et al., 2015).

رخساره‌های آواری دانه درشت

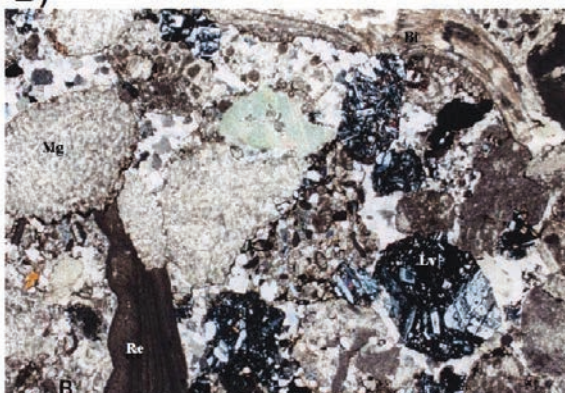
بررسی ماهیت ذرات اصلی سازنده چارچوب در کنگلومراهای سازند سرخ بالایی (جدول ۲) وجود قطعات خرده سنگی آتشفشانی با بافت جریان‌ی و بافت آفانتیک پرفیریک، قطعات چرت، خرده‌های اسکلتی مربوط به جلبک قرمز، خرده‌های اسکلتی اپرکولینوئیدس و میوزیپسیسینوئیدس، فرامینیفرای پلانکتونیک و برخی خرده‌های اکینودرم و بریوزوئر را نشان می‌دهد (شکل ۴). حضور هم‌زمان خرده‌های اسکلتی سالم و قطعات آتشفشانی (شکل‌های ۴ و ۶) از مهم‌ترین مشخصه‌های رخساره‌های روداسه این سازند است.

(الیگو-میوسن)، جورشدگی ضعیف و بلوغ بافتی بد بیشتر رخساره‌ها (جدول ۱) عامل اصلی تغییرات غیراساسی دیاژنتیک در نظر می‌گیرد (امینی، ۱۳۸۴). با این وجود، تغییرات جزئی دیاژنتیک در بررسی مشخصه‌های انفرادی اجزاء آواری و تعیین درصد فراوانی آنها لحاظ شده‌اند. این موضوع در مقاله‌ای جداگانه مورد بررسی قرار گرفت (Amini, 2011). این وضعیت در مورد جغرافیای دیرینه این سازندها نیز صادق است. به عبارت دیگر، سازندهای مورد مطالعه در حال حاضر در موقعیت جغرافیایی کم و بیش مشابه با موقعیت جغرافیایی زمان رسوب‌گذاری خود قرار دارند و اصلاحات مربوط به جغرافیای دیرینه در مورد آنها ضرورت پیدا نمی‌کند (امینی، ۱۳۸۴، Amini, 1997). تغییرات مختصر جغرافیایی، مثل ارتباط دریای خزر (پاراتتیس آنزمان) با دریای آزاد در زمان رسوب‌گذاری سازند زیور در دلتای مرتبط با این دریا (Amini, 2006)، در تجزیه و تحلیل خاستگاه آن مورد توجه قرار گرفته است. کانی‌های سنگین موجود در هر دو سازند به کانی‌های آهن و تیتانیوم و کانی‌های فرومنیزین محدود است و حضور اندک کانی‌های سنگین دیگر همراه با هوازدگی قبل از فرسایش یا تغییرات در حین حمل و نقل یا بعد از رسوب‌گذاری آنها (که تفکیک آنها به دلیل فراوانی اندک میسر نشد) باعث

A)



B)

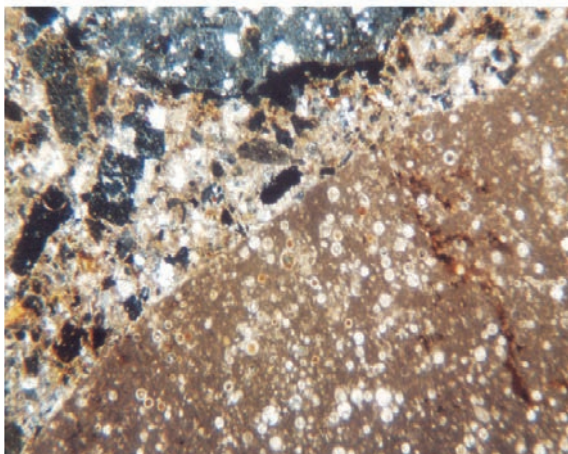


شکل ۴. نمونه‌هایی از قطعات خرده سنگی فسیل میوزیپسیسینوئیدس (Mg)، جلبک قرمز لیتوتامنیوم (Re)، خرده‌های اسکلتی دوکفه‌ای (Bi) و قطعات آندزیتی با بافت آفانتیک پرفیریک (Lv)، (B) و قطعات خرده سنگی فسیل اپرکولینوئیدس (Op)، اکینودرم (Ec)، چرت (Ch) و قطعات آتشفشانی با بافت جریان‌ی (Lv)، (A) در رخساره‌های کنگلومرای سازند سرخ بالایی که بیانگر سنگ‌های کربناته سازند قم و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در خاستگاه این سازند هستند (Amini, 1997)

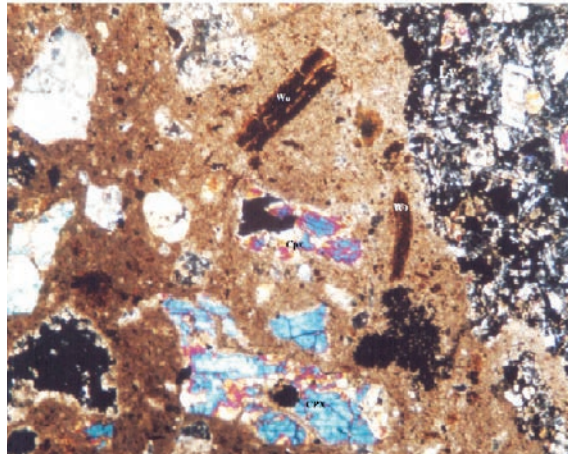
قطعات در مراحل اولیه دیاژنز را نشان می‌دهد (شکل ۵ چپ). حضور خرده‌های چوب در این نوع رخساره‌ها (شکل ۵ چپ) علاوه بر کمک در تفسیر شرایط ته‌نشست نشان می‌دهد که خاستگاه بخشی از ذرات سازنده این رخساره‌ها از پهنه دلتا یا دشت سیلابی حاشیه کانال حمل‌کننده ذرات هستند (برای جزئیات مراجعه شود به: Amini, 2006).

در رخساره‌های دانه درشت سازند زیور نیز به‌راحتی قطعات خرده سنگی کربناته با فسیل‌های گلوبیژرینا (مشخصه کرتاسه) در کنار قطعات خرده سنگی آتشفشانی با بلورهای درشت از کانی‌های پیروکسن قابل شناسایی است (شکل ۵ راست). حضور کانی‌های منفرد پیروکسن در خمیره‌ای از خاکستر آتشفشانی (آذراواری)، از هم‌پاشیدگی این نوع

A)



B)

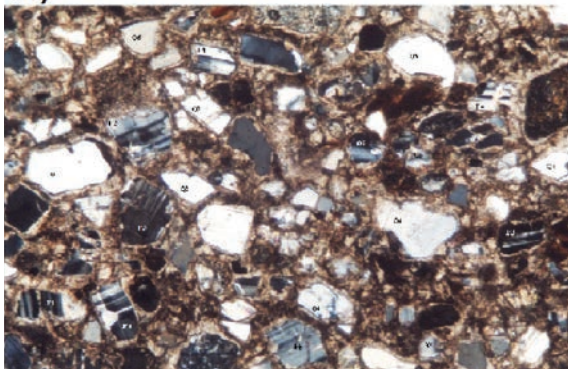


شکل ۵. A) حضور قطعه خرده سنگی کربناته با فسیل گلوبیژرینا در کنار قطعات خرده سنگی آتشفشانی، B) قطعات آتشفشانی حاوی بلورهای درشت پیروکسن (Lv) و کانی‌های منفرد پیروکسن (CPX) و خرده‌های چوب (Wo) در خمیره‌ای از خاکستر آتشفشانی (آذراواری) در رخساره‌های سازند زیور دشت مغان (امینی، ۱۳۸۴)

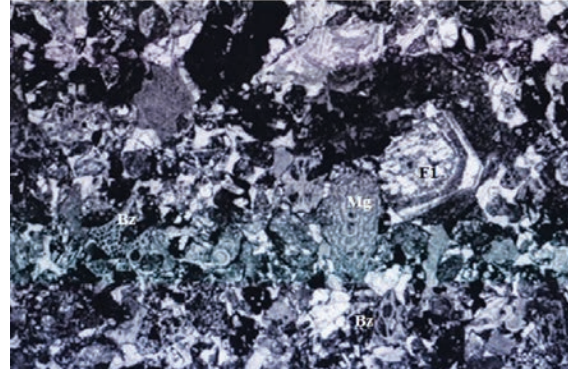
ادخال‌های سیال در آنها (شکل ۶)، در کنار ترکیب، ماکل و پهنه‌بندی در فلدسپارها (شکل‌های ۶ و ۷) از پارامترهای بودند که در رخساره‌های کنگلومرایی و ماسه‌سنگ‌های دانه درشت برای تعیین خاستگاه مورد استفاده قرار گرفتند.

علاوه بر قطعات خرده سنگی، به‌عنوان نماینده‌ای از سنگ مادر در سازندهای مورد مطالعه، حضور ذرات آواری و خودشکل کوارتز، وجود خوردگی‌های خلیجی شکل در آنها، درجه چند بلوری و نوع و میزان خاموشی ذرات کوارتز، حضور

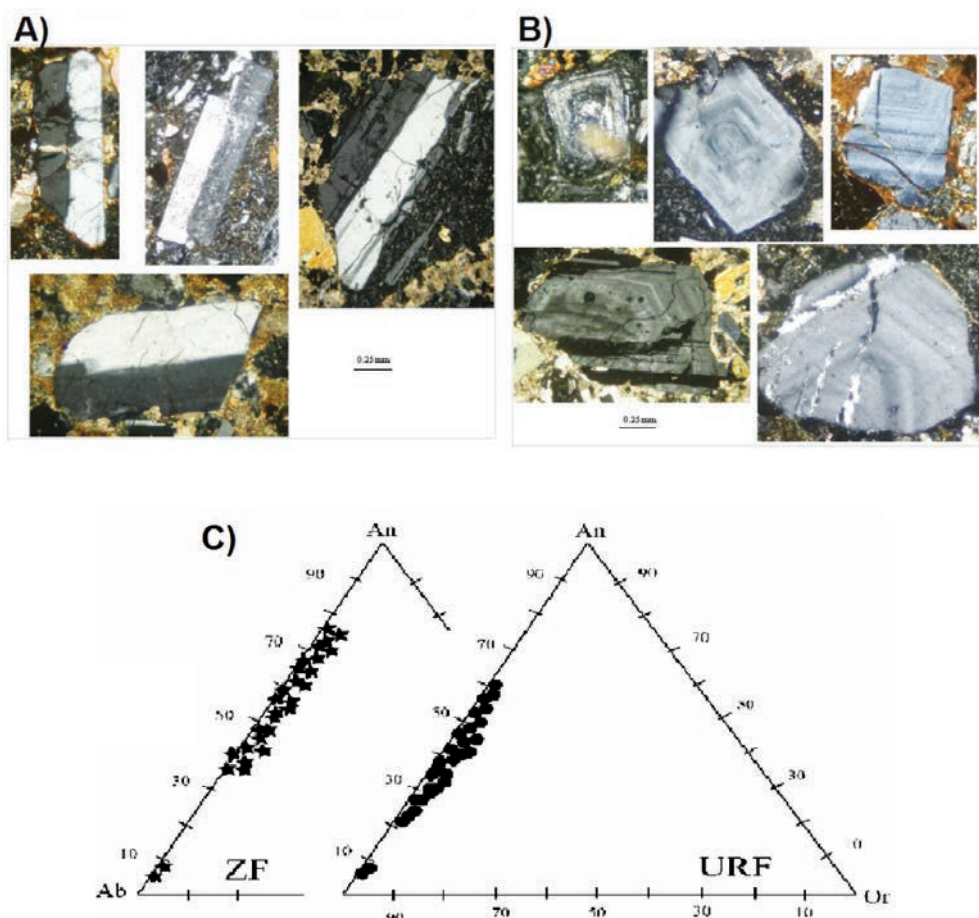
A)



B)



شکل ۶. A) نمونه‌ای از شکل بلوری (Q1, Q2)، خوردگی‌های خلیجی شکل (Q1)، ماهیت خاموشی (Q6)، فراوانی و نوع ادخال‌ها (Q4) و درجه چندبلوری (Q1-Q5) در کوارتزهای خشکی‌زاد سازند زیور که به‌عنوان پارامترهایی در تعیین خاستگاه مورد استفاده قرار گرفته‌اند، B) مثالی از ظهور هم‌زمان فلدسپار زونه (F1) از خاستگاه آتشفشانی در کنار خرده‌های فسیلی میوزوپسیپونوئیدس (Mg) و بریزوئتر (Bz) از خاستگاه کربناته در رخساره‌های سازند سرخ بالایی (Amini, 1997)



شکل ۷. فراوانی و نوع ماکل، (A) ماهیت پهنه‌بندی، (B) ترکیب شیمیایی، (C) از پارامترهای اصلی مورد استفاده در تعیین خاستگاه فلدسپارهای سازندهای سرخ بالایی (URF) و زیور (ZF) (Amini, 2011)

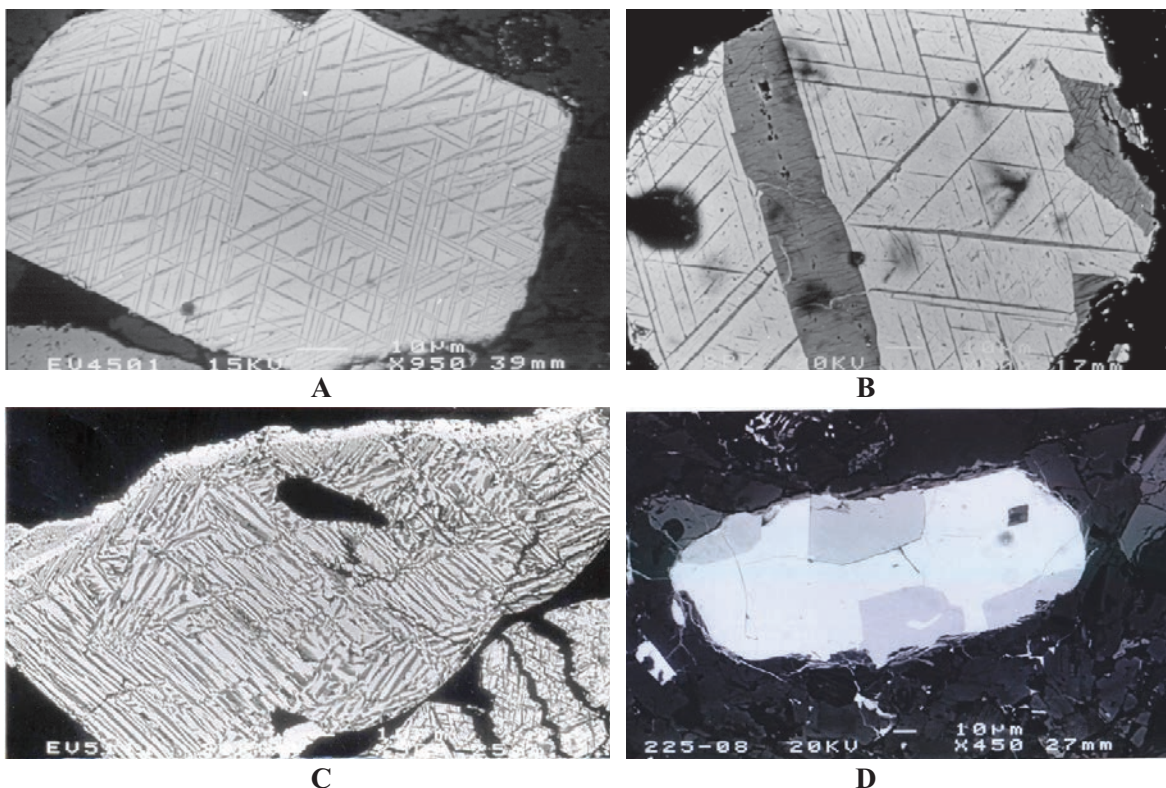
از نظر بافتی چهار نوع اصلی بافت شامل بافت شبکه‌ای، ساندویچی^۱، مرکب^۲ و بافت درهم‌تنیده^۳ در آنها دیده می‌شود که فراوانی این بافت‌ها در رخساره‌های مورد مطالعه در جدول ۳ ارائه شده است. مثال‌هایی از تصاویر میکروسکوپ الکترونی این نوع بافت‌ها در شکل ۸ ارائه شده است. به دلیل گستردگی و تنوع این نوع بافت‌ها در رخساره‌های مورد مطالعه و کاربرد اساسی آنها در تعیین خاستگاه موضوع در مقاله جداگانه‌ای بحث شده است (Amini and Anketell, 2015).

کانی‌های Fe-Ti؛ از مجموعه کانی‌های تیره و کانی‌های سنگین، با فراوانی قابل توجه در رخساره‌های مورد مطالعه (Amini and Anketell, 2015) از پارامترهای موثر در تعیین خاستگاه تشخیص داده شدند. مشخصات بافتی این کانی‌ها با استفاده از میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) و ژئوشیمیایی (شامل عناصر اصلی و فرعی) آنها با استفاده از فلورسانس پرتو ایکس (XRF) اطلاعات با ارزشی در مورد خاستگاه آنها ارائه کرد. کانی‌های این مجموعه شامل هماتیت، مانیتیت، تیتانومانیتیت، ایلمنیت، سودوبروکیت و روتیل می‌باشد برخی مثل روتیل به صورت منفرد و همگن و برخی (مثل ایلمنیت و تیتانومانیتیت) به دلیل رشد هم‌زمان در زمان تبلور سنگ مادر تشکیل سری محلول جامد گسترده‌ای را داده‌اند.

1. Trellis type (TT)
2. Sandwich type (ST)
3. Composite type (CT)
4. Not Distinct Pattern (NDP)

جدول ۳. فراوانی بافت‌های اصلی کانی‌های Fe-Ti در نمونه‌های حاشیه شمالی و جنوبی حوضه سازند سرخ بالایی (Amini and Anketell, 2015)

نوع بافت	درصد فراوانی در حاشیه شمالی حوضه	درصد فراوانی در حاشیه جنوبی حوضه	متوسط درصد فراوانی
شبه‌کاه‌ای (TT)	۴۶	۴۳	۴۴
ساندویچی (ST)	۱۱	۸	۱۰
مرکب (CT)	۳	۴	۳
درهم‌تنیده (NDP)	ناچیز	۲	۱
ST+TT	۱	۱	۱
TT+ST+CT	۱	۱	۱
CT/(CT+TT)	۱/۰۶۱	۱/۰۸۵	۱/۰۶۴

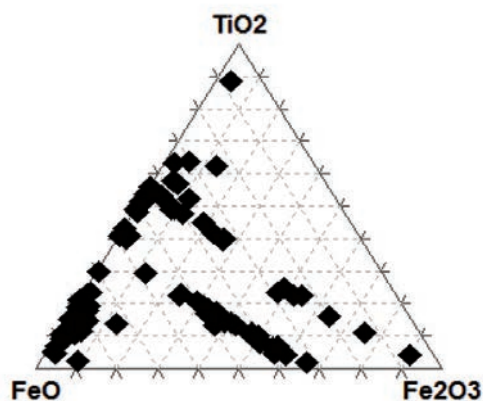


شکل ۸. تصویر میکروسکوپ الکترونی از تنوع بافت در سری محلول جامد کانی‌های Fe-Ti سازند سرخ بالایی که به‌عنوان پارامترهای موثر در تعیین خاستگاه مورد استفاده قرار گرفت

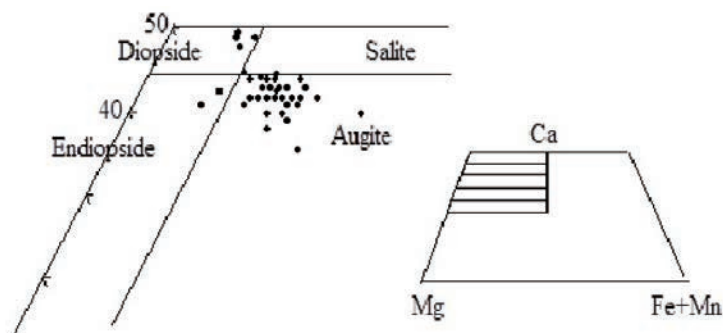
A= trellis type, b= sandwich type, c= composite type, d= NDP type. (Amini and Anketell, 2015)

نتایج حاصل از پتروگرافی رخساره‌های حاوی کانی‌های فرومنیزین، برتری کانی‌های گروه پیروکسن در هر دو سازند را نشان می‌دهد. رسم نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی این کانی‌ها در دیاگرام Ca, Mg, Fe+Mn ترکیب شیمیایی اوژیت، دیوپسید، اندیوپسید، ولاستونیت، آنستاتیت و فروسیلیت را برای این کانی‌ها مشخص می‌سازد (شکل ۱۰). رسیم نسبت Ti به Ca+Na، Al به Ti، Si و FeO/Mgo به SiO₂ ماهیت آلکالن تا کالک‌آلکالن

از نظر ترکیب، نتایج حاصل از بررسی‌های ژئوشیمیایی حضور کانی‌های مانیتیت، همتایت، ایلمنیت، روتیل، سودوپروکیت و تیتانومانیتیت را در نمونه‌های مورد مطالعه مشخص کرده است که به دلیل تشکیل سری محلول جامد و به پیروی از روش‌های متداول در منابع پایه‌ای پترولوژی (برای مثال: Haggerty, 1976 a,b) این نتایج در نمودارهای سه تایی (TiO₂-FeO-Fe₂O₃) نمایش داده شده‌اند (شکل ۹).



شکل ۹. نمونه‌هایی از ترکیب شیمیایی کانی‌های آهن و تیتانیوم دار از مجموعه کانی‌های تیره مورد مطالعه. به پیروی از منابع مرجع پترولوژی (برای مثال: Haggerty 1976 a,b) مقادیر MgO, MnO, ZnO موجود در نمونه‌ها به قطب FeO و مقادیر Al_2O_3 و Cr_2O_3 موجود در آنها به قطب Fe_2O_3 اضافه شده است. هر مربع در نمودار میانگین اندازه‌گیری ترکیب ۱۰ تا ۳۰ دانه آواری است (Amini and Anketell, 2015; Amini, 1997)



شکل ۱۰. نماینده‌هایی از ترکیب شیمیایی کانی‌های فرومنیزین موجود در نمونه‌های مورد مطالعه در مثلث استاندارد Ca, Mg, Fe+Mn (نمودارهای استاندارد از Morton, 1991 و داده‌ها از Amini, 1997)

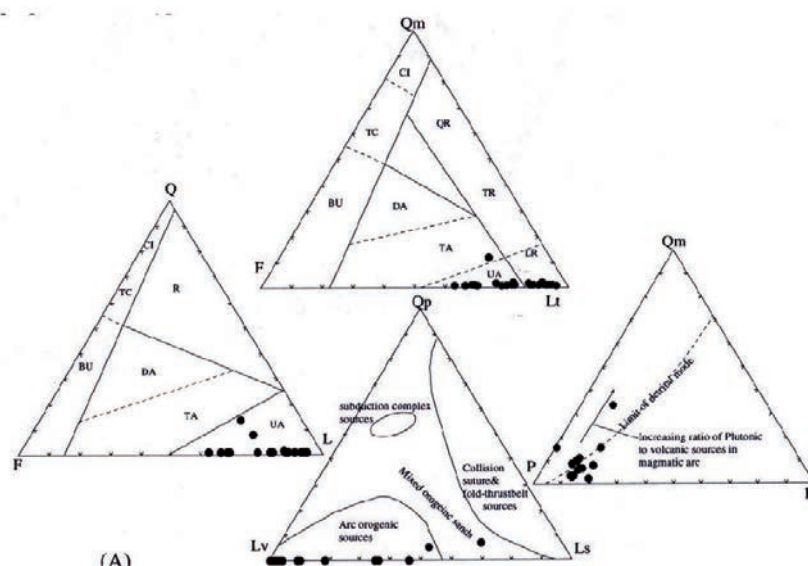
است. بر اساس آنچه در روش‌های مطالعه نیز ذکر شد تعیین درصد فراوانی این اجزاء با تکیه بر روش گزی-دیکنسون^۱ بوده و اختصاص ذرات مورد شمارش به قطب مناسب در مثلث مربوطه (QFL , $QmFL_t$, $Q_m PK$, $Q_p L_v L_s$) صورت گرفته است (Ingersoll et al., 1984; Pettijohn et al., 1987). در تمام این مراحل تفکیک ذرات خرده سنگی درون حوضه‌ای از انواع خشکی‌زاد مورد توجه دقیق بوده است. در شمارش کانی‌های محصور در یک خرده سنگ (به‌عنوان مثال کانی فلدسپار موجود در یک خرده سنگ آتشفشانی با بافت آفانتیک پر فیبریک) به تبعیت از روش گزی-دیکنسون کانی مورد اصابت با نقطه شمار ملاک شمارش قرار گرفته است (Ingersoll et al., 1984; Zuffa, 1985). نتایج حاصل از بررسی ترکیب مودال رخساره‌های ماسه سنگی مورد مطالعه در شکل‌های ۱۱ و ۱۲ ارائه شده است.

برای کانی‌های فرومنیزین سازند سرخ بالایی و ماهیت کالک‌آلکان برای کانی‌های فرومنیزین سازند زیور را به‌خوبی نشان می‌دهد (برای جزئیات مراجعه شود به: امینی، ۱۳۸۴ و Amini, 1997). تفاوت کانی‌های فرومنیزین این دو سازند حضور دیوپسید، اندیوپسید و اوژیت با برتری اوژیت در سازند سرخ بالایی و حضور ولاستونیت، آنستاتیت و فروسیلیت با برتری ولاستونیت در سازند زیور است (امینی، ۱۳۸۴، Jafarzadeh et al., 2014 a,b).

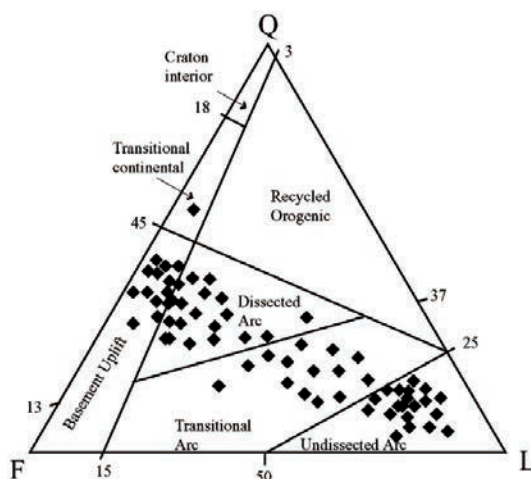
رخساره‌های آواری دانه متوسط

علاوه بر مشخصات اجزاء آواری رخساره‌های دانه متوسط، مشابه روش‌هایی که برای رخساره‌های دانه درشت استفاده شد، تکیه اصلی در تعیین خاستگاه این رخساره‌ها بر ترکیب مودال آنها یا درصد فراوانی سازندگان اصلی چارچوب (Q , F , L , Q_m , Q_p , K , P , L_s , L_m , L_v , L_{sh} , L_c) بوده

1. Gazzi-Dickinson Method



شکل ۱۱. ترکیب مودال ماسه سنگ‌های سازند سرخ بالایی در مثلث‌های استاندارد، Dickinson (1985)، Dickinson and Suczek (1979)، Pettijohn et al. (1987) و Zuffa (1985) (شکل‌ها با تغییرات از: Amini, 1997)



شکل ۱۲. ترکیب مودال ماسه سنگ‌های سازند زیور در مثلث استاندارد (Dickinson (1985) Amini, 2006)

رخساره‌های آواری دانه‌ریز

(Potter et al., 2005) تاکید می‌شود. گاهی از عناصر ردیاب موجود در این سنگ‌ها نیز در تعیین خاستگاه استفاده شده است (McLennan et al., 1993). محدودیت اصلی استفاده از ترکیب کل سنگ (شیمیایی یا کانی‌شناختی) یا عناصر ردیاب در تعیین خاستگاه نبود امکان تفکیک محصولات دیاژنتیک از انواع رسوبی در آنها است، با علم بر اینکه عناصر اضافه شده به ترکیب سنگ در محیط دیاژنز هیچ نقشی در تعیین خاستگاه ندارند. با

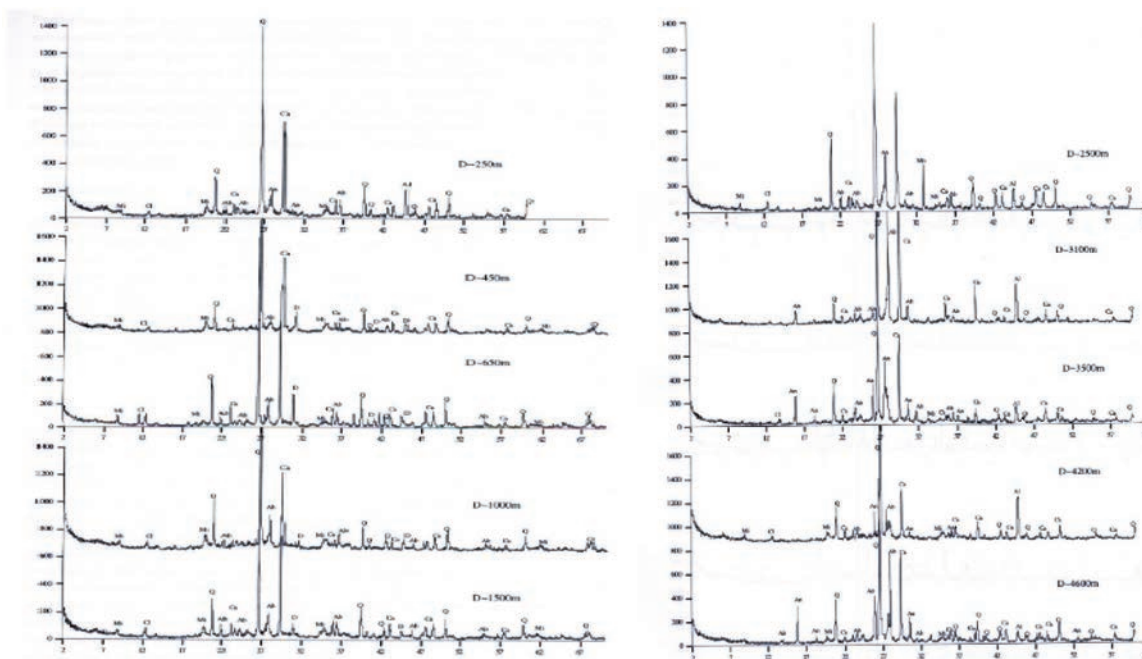
مهم‌ترین و قابل اطمینان‌ترین روش در تعیین خاستگاه رخساره‌های آواری دانه‌ریز تکیه بر ترکیب کانی‌شناسی/ شیمیایی کل سنگ^۱ می‌باشد (Bhatia, 1985; Potter et al., 2005). با این وجود، روش فوق در مقایسه با روش‌های مورد استفاده در رخساره‌های دانه متوسط و دانه درشت از ضریب اطمینان بسیار کمتری برخوردار است. در استفاده از ترکیب کلی سنگ گاهی بر روی ترکیب شیمیایی (Bhatia, 1985;) و گاهی بر روی ترکیب کانی‌شناسی

1. Bulk composition

استفاده شده است. در مطالعه رخساره‌های دانه‌ریز سازند سرخ بالایی تکیه بر ترکیب کانی‌شناسی (شکل ۱۳) و در مطالعه رخساره‌های دانه‌ریز سازند زیور تکیه بر ترکیب شیمیایی و عناصر ردیاب بوده است (جدول ۴). علاوه بر این از روش تلفیقی پیشنهادی مورتون و همکاران نیز در تجزیه و تحلیل نتایج استفاده شده است.

توجه به این محدودیت در مطالعه توالی‌های آواری حاوی رخساره‌های دانه‌ریز استفاده از روش‌های تلفیقی مناسب‌تر است (Morton et al., 2012).

در این مطالعه ضمن توجه به همبستگی/عدم همبستگی زایشی رخساره‌های آواری دانه‌ریز با رخساره‌های دانه متوسط و دانه درشت از هر سه روش پیشنهادی (Bhatia, 1985; McLennan et al., 1993; Potter et al., 2005).



شکل ۱۳. نمونه‌هایی از ترکیب کانی‌شناسی رخساره‌های دانه‌ریز سازند سرخ بالایی بر اساس آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD). رس=Cl، میکا=M، کوارتز=Q، کلسیت=Ca، آلبیت=Ab، دولومیت=D، آنالسیم=An، دی‌اکسید منگنز=Mn (Amini, 1997)

جدول ۴. نمونه‌هایی از ترکیب شیمیایی (بالا: عناصر اصلی، پایین: عناصر کمیاب) رخساره‌های دانه‌ریز سازند زیور بر اساس آنالیز فلورسانس پرتو ایکس (Jafarzadeh et al., 2014a)

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂
2711 SH	46.02	17.08	10.47	0.08	4.47	2.26	3.45	1.18	1.64 ^a	0.87
2031 SH	51.60	17.84	7.12	0.10	3.69	2.13	2.62	1.18	0.33	0.87
4275 SH	53.45	17.74	6.72	0.06	0.91	3.32	3.34	1.60	0.20	0.87
4133 SH	50.36	17.07	5.22	0.19 ^a	7.16	1.40	4.20	1.91	0.24	0.68
1993 SH	52.19	18.32	6.24	0.06	2.40	2.20	3.60	2.36	0.21	1.00
C6 B1 SH	47.09	15.58	9.99	0.05	0.86	2.50	2.30	1.57	0.19	0.71
C13 B4a SH	53.25	15.31	7.75	0.06	0.76	2.95	2.44	1.70	0.14	0.76
C7 B2b SH	57.13	15.77	7.52	0.09	0.67	2.98	2.25	2.10	0.22	0.83
C7 B3a SH	55.80	16.48	7.29	0.11	0.69	3.04	2.47	2.04	0.13	0.82
Number of shale samples	9	9	9	8	9	9	9	9	8	9
Mean	51.88	16.80	7.59	0.076	2.40	2.53	2.96	1.738	0.208	0.823
Standard deviation	3.66	1.08	1.68	0.022	2.29	0.60	0.70	0.405	0.062	0.097

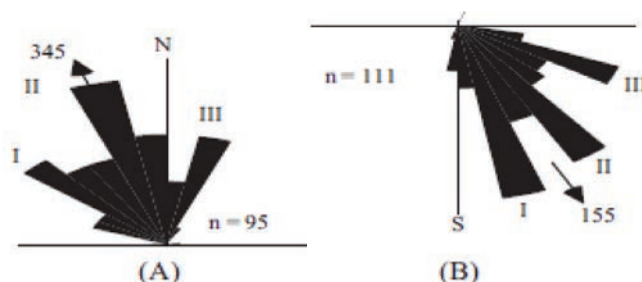
ادامه جدول ۴.

Sample	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Ba	Ni	Co	Cr	V	Cs	Hf	Sc	Th	U	Ta
2711 SH	18.8	227.8	37.9	1415.4	141.7	579	39.4	16.4	75.25	144	8.0	4.8	18	12.8	4.7	1.1
2031 SH	22.2	226.3	28.2	281.8	92.9	331	60.6	15.4	109.46	164	4.5	6.2 ^a	17	15.5	5.0	1.2
4275 SH	12.6	181.9	18.1	263.0	95.9	398	46.4	23.8	75.25	180	4.8	3.6	18	10.9	3.9	0.8
4133 SH	21.1	152.4	18.7	1905.7	116.9	741	27.6	10.6	75.25	102	3.3	4.0	9	10.9	3.2	0.7
1993 SH	19.5	191.4	28.2	541.9	103.7	581	37.6	11.9	136.82	168	6.7	4.3	20 ^a	11.3	6.7	1.2
C6 B1 SH	15.0	146.0	25.4	360.4	78.6	316	114.2	28.0	102.61	223 ^a	5.3	3.9	17	11.2	19.8	0.7
C13 B4a SH	12.5	139.1	24.3	276.4	77.4	222	92.3	27.0	150.50	170	4.8	3.9	18	10.2	11.8	0.7
C7 B2b SH	16.5	176.3	29.3	316.7	68.2	472	99.2	24.2	184.71	172	4.5	4.0	18	7.6	10.9	0.7
C7 B3a SH	16.6	169.3	23.3	357.9	73.2	307	94.4	22.8	164.19	174	4.4	4.6	17	12.2	11.4	0.9
Number of shale samples	9	9	9	9	9	9	9	9	9	8	9	8	8	9	9	9
Mean	17.20	178.9	25.9	640	94.3	239	68.0	20.0	119.3	159.2	5.14	4.138	17.57	11.40	8.6	0.88
Standard deviation	3.48	32.2	6.0	600	23.7	168	32.2	6.5	41.5	25.5	1.40	0.400	0.53	2.12	5.4	0.22

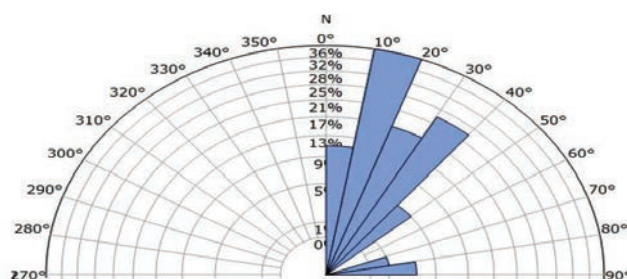
جهت جریان‌های دیرینه

شده است به طوری که جهت اصلی ورود رسوبات در حاشیه شمالی از شمال-غربی و در حاشیه جنوبی از جنوب تا جنوب شرقی به دست آمده است (شکل ۱۴). این اندازه‌گیری‌ها جهت اصلی ورود رسوبات به محل رسوب‌گذاری در سازند زیور را از جنوب تا جنوب غربی نشان می‌دهد. یک جریان فرعی از غرب به شرق نیز در این اندازه‌گیری‌ها ثبت شده است (شکل ۱۵).

نتایج حاصل از اندازه‌گیری جهت جریان‌های دیرینه بر روی ساخت‌های مشخص‌کننده جهت^۱ و راستا^۲ در طول توالی‌های رسوبی سازندهای مورد مطالعه در شکل‌های ۱۴ و ۱۵ نشان داده شده است. این اندازه‌گیری‌ها در روی سازند سرخ بالایی به دلیل ماهیت متفاوت جهت ورود رسوبات در دو حاشیه شمالی و جنوبی محیط رسوبی آن اندازه‌گیری



شکل ۱۴. طرح جهت جریان‌های دیرینه سازند سرخ بالایی در حاشیه جنوبی، (A) شمالی (B) حوضه که مسیر ورود ذرات سازنده رخساره‌های مورد مطالعه به محل رسوب‌گذاری را نشان می‌دهند (Amini, 1997)



شکل ۱۵. طرح جهت جریان‌های دیرینه سازند زیور که نشان‌دهنده جهت جریان اصلی از جنوب تا جنوب غربی و یک جریان فرعی از غرب به شرق می‌باشد (داده‌ها از امینی، ۱۳۸۴)

1. Single ended
2. Double ended

نتیجه‌گیری

می‌کنند. قطعات کربناته با فسیل پلانکتونیک گلوبیژرینا (شکل ۵، راست) بی‌شک به حضور سنگ‌آهک کرتاسه در خاستگاه دلالت دارند. قطعات خرده‌سنگی شیلی (شکل ۲) در این رخساره‌ها نقش سازنده‌های شیلی پهنه در تامین رسوب به محیط رسوبی سازند زیور را نشان می‌دهند. ماهیت رسوب‌شناسی این قطعات در مقایسه با سازنده‌های شیلی پهنه و اندازه آنها این نقش را به سازند اجاق قشلاق (اوسن) منحصر می‌کند.

حضور فسیل‌های کامل نومولیتس^۱ و میوژپسینوئیدس^۲ در کنار فلدسپارهای تجزیه نشده با منطقه‌بندی مشخص (از منشاء آذرآواری) (شکل ۶ چپ) نقش افق‌های آذرآواری موجود در راس سازند قم و پهنه تدریجی بین سازند قم و سازند سرخ بالایی (Amini, 1997) را به‌عنوان خاستگاه بخشی از رخساره‌های این سازند آشکار می‌سازد.

فراوانی قطعات گل در رخساره‌های سازند سرخ بالایی و قطعات شیل و کربناته در رخساره‌های سازند زیور (شکل‌های ۲ و ۳) به نقش دشت سیلابی (در سازند سرخ بالایی) و پهنه دلتا (در سازند زیور) در تامین رسوب به محل رسوب‌گذاری این رخساره‌ها اشاره می‌کند. این ذرات ضمن کمک به فهم دقیق‌تر خاستگاه، در بازسازی شرایط محیطی و شناسایی ناپیوستگی در توالی‌های مورد مطالعه این سازندها سهم بسزایی دارند (Amini, 1997, 2006). حضور این قطعات گل از فرسایش یک افق دانه‌ریز (گل‌سنگ یا شیل) قبل از رسوب‌گذاری ماسه‌سنگ/کنگومرای در برگرفته، در نتیجه گسترش ناپیوستگی فرسایشی، حکایت دارد.

وجود قطعات خرده‌سنگی چرت (Lch) گرد شده همراه قطعات آتشفشانی و خرده‌های فسیلی (شکل ۴ چپ) به نقش موثر عضو F سازند قم (امینی، ۱۳۷۰) در تامین رسوب به محیط رسوبی توالی مورد مطالعه اشاره دارد.

وجود خرده‌های چوب همراه کانی‌های فرومنیزین و قطعات آتشفشانی در رخساره‌های کنگومرای سازند زیور (شکل ۵ چپ) به محیط رسوب‌گذاری این رخساره‌ها

قطعات خرده‌سنگی موجود در رخساره‌های دانه درشت (کنگومراها و ماسه‌سنگ‌های درشت) از مفیدترین اجزاء آواری در تعیین خاستگاه می‌باشند. این اجزاء به‌عنوان نماینده‌ای از سنگ مادر درون رخساره مورد مطالعه، اطلاعات بسیار با ارزش با ضریب اطمینان بالای ۹۵ درصد در مورد خاستگاه ارائه می‌دهند. بر این اساس در مطالعات خاستگاه اولویت اصلی بر روی این ذرات متمرکز است.

در سازند سرخ بالایی، حضور قطعات آتشفشانی با بافت جریانی و آفانتیک پر فیبریک (شکل ۴) و ترکیب فلدسپارهای محصور در این قطعات (آندزین) وجود یک سنگ مادر آتشفشانی با ترکیب آندزیتی در منطقه خاستگاه را نشان می‌دهند. حضور قطعات آندزیت در برخی کنگومراها به‌راحتی قابل تشخیص است (شکل ۴). خرده‌های اسکلتی مربوط به جلبک قرمز (لیتوتامنیوم)، اپرکولینوئیدس و میوژپسینوئیدس (شکل ۴) هم از نقش افق‌های کربناته سازند قم با سن اکی‌تانین (بیشتر عضو F) در تامین رسوب به محل رسوب‌گذاری سازند سرخ بالایی حکایت دارند. به نظر می‌رسد که فرسایش واحدهای مارنی همراه این افق‌های کربناته در سازند قم، بیشتر به‌صورت خمیره رخساره‌های دانه درشت یا رخساره‌های گل‌سنگی در توالی سازند قرمز فوقانی تظاهر یافته است. این همبستگی زایشی بین رخساره‌های گل‌سنگی و کنگومرای سازند سرخ بالایی در مطالعات صحرایی به‌خوبی قابل درک است (Amini, 1997). این موضوع همچنین از حضور برخی خرده‌های اسکلتی مربوط به فرامینیفرای پلانکتونیک در خمیره برخی رخساره‌های دانه درشت قابل نتیجه‌گیری است.

قطعات خرده‌سنگی آتشفشانی در رخساره‌های دانه درشت سازند زیور حاوی زمینه میکروولیتی با فنوکریست‌های درشت و لاستونیت، انستاتیت تا فروسیلیت (شکل ۵) معرف حضور یک سنگ آتشفشانی بازیک در خاستگاه این سازند هستند. کانی‌های پیروکسن پراکنده در زمینه برخی رخساره‌های این سازند (شکل ۵ چپ) به ازهم‌پاشیدگی این قطعات آتشفشانی منتسب می‌شود، بنابراین این کانی‌ها نیز به یک سنگ مادر آتشفشانی بازیک در خاستگاه اشاره

1. Nummulites

2. Miogypsinoides

بر اساس نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی کانی‌های فرومنیزین (شکل ۱۰) ماهیت آلکان تا کالک-آلکان برای سنگ مادر رخساره‌های هر دو سازند قابل فهم است. بر اساس یافته‌های حاصل از مطالعه این کانی‌ها، سنگ‌های آتشفشانی تغذیه‌کننده محیط رسوبی سازند سرخ بالایی ترکیب حدواسط تا بازیک (بیشتر آلکان) و انواع مربوط با سازند زیور ترکیب بازیک (بیشتر کالکو-آلکان) داشته‌اند. مقایسه کانی‌های Fe-Ti و فرومنیزین دو سازند مورد مطالعه ماهیت اسیدی‌تر سنگ‌های آتشفشانی خاستگاه سازند سرخ بالایی را نسبت به انواع مشابه در خاستگاه زیور را مشخص می‌سازد. فراوانی کمتر این کانی‌ها در سازند زیور به شرایط مساعدتر محیط حمل و نقل برای تجزیه (دلتا) در مقایسه با سازند سرخ بالایی (رودخانه گیسویی) نیز مربوط است.

نتایج حاصل از بررسی ترکیب مودال رخساره‌های ماسه‌سنگی سازند سرخ بالایی (شکل ۱۱) نشان می‌دهد، یک کمر بند آتشفشانی قدیمی (فرسایش یافته) تامین‌کننده اصلی رسوب در خاستگاه این سازند بوده است. این یافته نقش اصلی کمر بند ولکانیکی ائوسن در حاشیه غرب تا جنوب غربی این حوضه را در تامین رسوب نشان می‌دهد. پراکندگی برخی ذرات در مثلث‌های استاندارد در کمر بند حد واسط به نقش فرعی سنگ‌های آذرآواری در راس سازند قم مربوط است (Amini, 1997).

نتایج حاصل از بررسی ترکیب مودال رخساره‌های ماسه‌سنگی سازند زیور (شکل ۱۲) حضور سنگ‌های آتشفشانی قدیمی (فرسایش یافته)، حدواسط و کمر بند جوان^۲ در خاستگاه این سازند را نشان می‌دهند. این یافته نقش موثر بازالت پشتاسر و سنگ‌های آتشفشانی تالش-قفقاز را تامین رسوب به محیط رسوب‌گذاری این سازند مشخص می‌سازد. پراکندگی نتایج مربوط به ترکیب مودال رخساره‌های دانه متوسط سازند زیور ناپایداری بیشتر سنگ‌های آتشفشانی منطقه خاستگاه (ترکیب بازیک‌تر) و شرایط مساعدتر محیط حمل و نقل (دلتایی) برای تجزیه را آشکار می‌سازد.

(پهنه دلتا-امینی ۱۳۸۴ و Amini, 2006) مربوط است. به عبارت دیگر این ذرات، گرچه آواری می‌باشند، اما در تعیین خاستگاه سهمی ندارند.

ماهیت دانه‌های کوارتز (شکل اتومورف، خوردگی خلیجی شکل، نوع خاموشی و حضور ادخال‌های سیال) (شکل ۶) وجود یک سنگ مادر آتشفشانی غنی از سیلیس (حد واسط تا اسیدی) در خاستگاه سازند سرخ بالایی را مسلم می‌سازد. فراوانی کم این کانی در رخساره‌های سازند زیور به ماهیت فقیر از سیلیس سنگ‌های آتشفشانی منطقه خاستگاه (حدواسط تا بازیک) مربوط است. فراوانی ماکل تکراری، حضور ماکل کارلسباد، فراوانی فلدسپارهای زونه در رخساره‌های سازند سرخ بالایی (شکل ۷ بالا) نیز معرف خاستگاه آتشفشانی آنهاست. ترکیب کانی‌شناسی فلدسپارهای این سازند (الیگوکلاز-آندزین) (شکل ۷ پایین) ترکیب حدواسط (آندزیتی) این سنگ مادر آتشفشانی را مشخص می‌سازد. در رخساره‌های سازند زیور، فلدسپارها فراوانی کمتری دارند (مقایسه جدول‌های ۱ و ۲) و به دلیل دگرسانی بیشتر (معلول ناپایداری بیشتر آنها) ماهیت زونه و ماکل در آنها مشاهده نمی‌شود. ترکیب کانی‌شناسی فلدسپارهای این سازند در گستره آندزین-لابرادور است (شکل ۷ پایین). بر این اساس وجود یک سنگ مادر آتشفشانی با ترکیب حد واسط تا بازیک (بازالت) در خاستگاه سازند زیور ثابت می‌شود. طبیعی است که علاوه بر ترکیب کانی‌شناختی، شرایط حمل و نقل و محیط رسوب‌گذاری متفاوت (Amini, 1997, 2006) نیز در تفاوت فراوانی این دو کانی در سازندهای مورد مطالعه موثر است.

مقایسه مشخصات بافتی (شکل ۸) و ترکیب کانی‌شناختی (شکل ۹) کانی‌های Fe-Ti با کانی‌های تیره توصیف شده در پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی (Haggerety, 1976 a,b) حضور یک سنگ آتشفشانی آلکان در خاستگاه رخساره‌های سازند سرخ بالایی را نشان می‌دهد. بافت این کانی‌ها در رخساره‌های سازند زیور به خوبی سازند سرخ بالایی حفظ نشده که دلایل آن ماهیت سنگ مادر (بازالت) و دگرسانی بیشتر آنها در حین حمل و نقل در شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب‌تر (امینی، ۱۳۸۴، Amini, 2006) بوده است.

1. Dissected arc
2. Undissected arc

اصلی، فرعی و کمیاب به طور کامل در مقالاتی جداگانه‌ای بحث شده است (Jafarzadeh et al., 2014 a,b).

تلفیق یافته‌های حاصل از بررسی رخساره‌های دانه‌درشت، دانه‌متوسط و دانه‌ریز سازند سرخ بالایی با طرح جهت جریان‌های دیرینه این سازند (شکل ۱۴) نشان می‌دهد سنگ‌های مادر تأمین‌کننده رسوب به محیط رسوب‌گذاری آن در حاشیه جنوبی حوضه در جنوب و جنوب-غربی آن گسترش داشته‌اند. این موضوع، با توجه به نقشه زمین‌شناسی منطقه، نقش اصلی کمربند ولکانیکی ائوسن و سازند قم و نقش محلی سنگ‌های آذرآواری راس سازند قم در خاستگاه را مشخص می‌سازند. نتیجه چنین تلفیقی در حاشیه شمالی حوضه این سازند نقش اصل سازند کرج و نقش فرعی سازند قم در منطقه خاستگاه را نشان می‌دهد.

تلفیق یافته‌های حاصل از بررسی رخساره‌های دانه‌درشت، دانه‌متوسط و دانه‌ریز سازند زیور با طرح جهت جریان‌های دیرینه آن که ورود رسوبات بیشتر از جنوب و جنوب غربی را نشان می‌دهد (شکل ۱۵) نقش اصلی بازالت پشتاسر و نقش فرعی تر کربنات‌های کرتاسه در خاستگاه این سازند را مشخص می‌سازد. حضور برخی عناصر فرعی و کمیاب در ترکیب شیمیایی رخساره‌های دانه‌ریز این سازند به احتمال به حضور محلی سازنده‌های قره‌سو و اجاق قشلاق در خاستگاه مربوط است. به دلیل ماهیت دانه‌ریز رخساره‌های این دو سازند و نبود اطلاع کافی از جزئیات کانی‌شناختی آنها، اظهار نظر قطعی در خصوص سهم آنها در تأمین رسوب به محیط رسوبی سازند زیور نیازمند بررسی‌های بیشتری است. به دلیل ماهیت سنگ‌شناختی و درجه پایداری کانی‌های سازنده، نقش سنگ‌های آتشفشانی (کمربند ارومیه دختر و بازالت پشتاسر) بیشتر در تأمین ذرات سازنده رخساره‌های دانه‌درشت و دانه‌متوسط بوده است. ذرات حاصل از فرسایش سازنده‌های کربنات (قم و کرتاسه) بیشتر به صورت خمیره در رخساره‌های دانه‌درشت و دانه‌متوسط حضور دارند ولی سازنده اصلی رخساره‌های دانه‌ریز هستند. سازنده‌های شیلی قدیمی‌تر، به‌ویژه در خاستگاه سازند زیور، نیز سهمی داشته‌اند و به دلیل اطلاعات اندک از مشخصات کانی‌شناختی آنها تعیین سهم آنها در این حد از مطالعه

به دلیل نبود قطعات کربنات در بررسی‌های ترکیب مودال از مطالعه این مثلث‌ها (شکل‌های ۱۱ و ۱۲) امکان اظهار نظر در مورد نقش سازنده‌های قم و کربنات‌های کرتاسه به ترتیب در خاستگاه سازند سرخ بالایی و زیور میسر نیست. نقش سازند قم در خاستگاه سازند سرخ بالایی و سنگ‌های کربنات کرتاسه در خاستگاه سازند زیور از مطالعه قطعات خرده‌سنگی رخساره‌های دانه‌درشت و دانه متوسط به طور جداگانه قابل فهم است که پیش‌تر اشاره شد. مقایسه این نتایج نقش فرعی این سازنده‌های کربنات در خاستگاه رخساره‌های دانه درشت و دانه متوسط را نشان می‌دهد. ذرات حاصل از فرسایش سنگ‌های کربنات بیشتر در اندازه سیلت و رس به‌عنوان خمیره رخساره‌های دانه متوسط و دانه درشت یا سازنده اصلی چارچوب رخساره‌های دانه‌ریز بوده است.

نتایج حاصل از مطالعات ترکیب کانی‌شناختی با استفاده از تفریق پرتو ایکس رخساره‌های دانه‌ریز سازند سرخ بالایی، حضور کلسیت، کوارتز، البیت، آنالسیم و کانی‌های رسی در این رخساره‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۱۳). فراوانی کلسیت در این رخساره‌ها به حضور سازند قم در خاستگاه این رخساره‌ها مربوط است، موضوعی که از بررسی‌های قطعات خرده‌سنگی کربنات نیز درک شد (بالا). کانی‌های رسی موجود در این رخساره‌ها، به دلیل همراهی با البیت و آنالسیم، بیشتر از خاستگاه آتشفشانی می‌باشند. بخشی از این کانی‌ها ممکن است از افق‌های مارنی سازند قم منشأ گرفته باشند و بخشی نیز در حین حمل و نقل یا کمی بعد از رسوب‌گذاری از تجزیه فلدسپارها حاصل شده باشند، تفکیک آنها از یکدیگر میسر نیست. حضور برخی کانی‌ها منگنز در ترکیب کانی‌شناسی رخساره‌های دانه ریز به نقش محلی سنگ‌های آذرآواری راس سازند قم در تأمین رسوب به محیط رسوبی این سازند اشاره دارد (Amini, 1997).

نتایج حاصل از مطالعات ترکیب شیمیایی با استفاده از فلوتورسانس پرتو ایکس رخساره‌های دانه‌ریز سازند زیور (جدول ۴) به نقش اصلی سنگ‌های آتشفشانی بازیک در خاستگاه این سازند اشاره دارند (Jafarzadeh et al., 2014a). چگونگی استنباط این نتیجه از مطالعه عناصر

- Amini, A., 1997. Provenance and Depositional Environment of the Upper Red Formation, Central Zone, Iran: University of Manchester, Ph.D. Thesis (unpublished), 276.

- Amini A. 2006. Oligo-Miocene fluvial-dominated deltas on the shelf of the south Caspian Sea (paratethys). *Facies*, 52: 579-597.

- Amini, A., 2011. Use of feldspar grains in provenance determination and the study of transportation and depositional history, examples from central and NW Iran. *Geopersia*, 1(2), 11-24.

- Amini A. and Anketell J.M., 2015. Textural and geochemical studies of detrital Fe-Ti oxides and test of their validity in provenance determination, a case study from Central Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 103, 140-152.

- Basu, A. and Molinaroli, E., 1989. Provenance characteristics of opaque Fe-Ti oxide minerals. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 922-934.

- Basu, A., Molinaroli, E., 1991. Reliability and application of detrital opaque Fe-Ti oxide minerals in provenance determination. in: Morton, A.C., Todd, S.P. and Haughton, P.D.W. (Eds.) *Development in sedimentary provenance studies*. Geological Society of London, Special Publication 57, 55-65.

- Bhatia, M.R., 1985. Composition and classification of Palaeozoic flysch mudrocks of eastern Australia: Implications in provenance and tectonic interpretation. *Journal of Sedimentary Geology*, 41, 249-268.

- Carozzi, A.V., 1993. *Sedimentary petrography*. Prentice Hall, New York, 263.

- Critelli, S., 2018. Provenance of Mesozoic to Cenozoic Circum-Mediterranean sandstones in relation to tectonic setting. *Earth-Science Review*, 85, 624-48.

- Dickinson, W.R. and Suczek, C.A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association Petroleum Geology Bulletin*

مقدور نیست. تاریخچه حمل و نقل و محیط رسوب‌گذاری متفاوت (رودخانه‌ای و دلتایی) نیز به دلیل نقش موثر در فرسایش کانی‌ها در حین حمل و نقل سهم به‌سزایی در ظهور/نبود حضور برخی کانی‌ها در رخساره‌های مورد مطالعه داشته است. بر این اساس اطلاع از محیط رسوب‌گذاری و شرایط حمل و نقل کمک موثری در فهم دقیق‌تر خاستگاه خواهد بود.

مقایسه یافته‌های این مطالعه با ترکیب کانی‌شناختی سنگ‌های مولد آنها تایید کننده تفسیرهای صورت گرفته در مورد خاستگاه آنان بود (Amini, 1397, 2006, 2011, Amini and Anketell, 2015) و به دلیل گستردگی موضوع، در مقاله جداگانه‌ای مورد بررسی قرار می‌گیرد.

سپاسگزاری

بخشی از نتایج این مطالعه از رساله دکتری مولف استخراج شده است که با حمایت مالی وزارت علوم و تحقیقات و دانشگاه تهران به انجام رسیده است. بخشی از نتایج مربوط به سازند زیور نیز مربوط به یک طرح پژوهشی مشترک بین دانشگاه تهران و معاونت اکتشاف وزارت نفت می‌باشد. در مطالعات صحرایی سازند زیور از همراهی آقایان فرزین فرزانه، علی مبشری و ارسلان بخشی بهره‌مند بوده‌ام که از ایشان کمال تشکر را دارم.

منابع

- امینی، ع.، ۱۳۸۴. بررسی مشخصه‌های سنگ‌شناسی و محیط رسوبی سازند زیور در ناحیه مغان. شرکت ملی نفت ایران، گزارش زمین‌شناسی شماره ۲۰۱۹-GR، (۲۰۱۹)، ۱۶۹.

- دهخدا، ع.، ۱۳۷۷. فرهنگ ۱۵ جلدی دهخدا، چاپ دوم از دوره جدید. انتشارات دانشگاه تهران.

- زمانزاده، م.، ۱۳۸۷. مشخصات سنگ‌شناسی، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازندهای زاکین و فراقون در برش تیپ. شمال بندرعباس. رساله دکتری، دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران. ۲۴۱.

- امینی، ع.، ۱۳۷۰. بررسی میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی عضو F سازند قم در زون مرکزی ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران. ۱۶۵.

tin, 63, 2164-2182.

- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relation from detailed modes of sandstones. In: Zuffa, G. G. (ed.) Provenance of arenites. NATO-ASI, Series 148, D. Reidel, Dordrecht, 333-361.
- Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publication, Austin, Texas.
- Hagerty, S.E., 1991. Oxide textures: a mini atlas. in: Lindsley, D.H. (ed.) Oxide minerals: Petrologic and magnetic significance. Reviews in Mineralogy, 25, 129-219.
- Haggerty, S.E., 1976a. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: Rumble D. (ed.) Oxide minerals Mineral Society of American Short Course Notes, 3, 100-175.
- Haggerty, S.E., 1976b. Oxidation of opaque oxides in basalts, In: Rumble D. (ed.) Oxide minerals Mineral Society of American Short Course Notes, 3, 1-100.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D. and Sares, S.W., 1984. The effects of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. Journal of Sedimentary Petroleum, 54, 103-116.
- Jafarzadeh, M., Moussavi Harami, R., Friis, H., Amini, A., Mahboubi, A. and Lenaz, D., 2014b. Provenance of the Oligocene-Miocene Zivah Formation, NW Iran, assessed using heavy mineral assemblage and detrital clinopyroxene and detrital apatite analyses. Journal of African Earth Sciences, 89, 56-71.
- Jaffarzade, M., Moussavi Harami, R., Amini, A., Mahboubi, A. and Farzaneh, F., 2014a. Geochemical constraints on the provenance of Oligocene-Miocene siliciclastic deposits (Zivah Formation) of NW Iran: implications for the tectonic evolution of the Caucasus. Arabian Journal of Geosciences, 7, 4245-4263
- Katz, B., 1995. Petroleum Source Rocks. Springer-Verlag, 327.
- Konert, G., Afifi, A.M., Al-Hajri, S.A. and Droste, H.J., 2001. Paleozoic Stratigraphy and Hydrocarbon Habitat of the Arabian Plate. GeoArabia, 6(3), 407-442.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K. and Hanson, G.N., 1993. Geo-chemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: Johnsson, M.J., and Basu A. (eds.) Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments: Geological Society of American Special Publication, 284: 21-40.
- Morton, A. C., Ellis, D., Fanning, M., Jolley, D. and Withman, A., 2012. The importance of an integrated approach to provenance studies: A case study from the Paleocene of the Faroe Shetland Basin, NE Atlantic. in: Rasbury, E.T., Hemming, S.R., Riggs, N.R. (eds.), Mineralogical and Geochemical Approaches to Provenance. The Geological Society of America, Special Paper 487, 1-12.
- Morton, A.C., 1991. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. in: Morton, A.C., Todd, S.P. Haughton, P.D.W. (Eds.) Development in sedimentary provenance studies. Geological Society of London, Special Publication, 57, 31-45.
- Morton, A.C., Todd, S.P. and Haughton, P.D.W., 1991. Development in sedimentary provenance studies. Geological Society of London Special Publication, 57, 570.
- Pettijohn, E.J., Potter, P.E. and Siever, R., 1987. Sand and Sandstone, 3rd ed. Springer, New York, <https://doi.org/10.1007/978-1-4612-1066-5>.
- Pittman, E.D., 1970. Plagioclase feldspars as an indicator of provenance in sedimentary rocks. Journal of Sedimentary Petrology, 40, 591-598.
- Potter, P.E., Maynard J.B. and Depetris, P.J., 2005. Mud and mudstones: introduction and overview. Springer, New York, 297.
- Scott, R. A., Smyth H.R., Morton A.C.

- and Richardson N., 2014. Sediment provenance studies in hydrocarbon exploration and production. Geological Society of London, Special Publication # 386.
- Selley, R.C., 1996. Ancient Sedimentary Environments and their Sub-surface Diagnosis. 4th ed., Nelson Thornes (Publisher) Ltd., England, 315.
 - Trevena, A.S. and Nash, W.P., 1979. Chemistry and provenance of detrital plagioclase. *Geology*, 7, 475-478.
 - Trevena A.S. and Nash, W.P., 1981. An Electron Microprobe study of detrital feldspars. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 137-150.
 - Yan, Z., Wang, Z., Yan, Q., Wang, T. and Guo, X., 2012. Geochemical constraints on the provenance and depositional setting of the Devonian Liuling group, East Qinling Mountains, Central China: implications for the Tectonic Evolution of the Qinling Orogenic Belt. *Journal of Sedimentary Research*, 82, 9-24.
 - Zhang, M., Yu, Y., Choi, J., Cai, K. and Shi, M., 2020. Petrography and geochemistry of clastic sedimentary rocks as evidence for the provenance of the Jurassic stratum in the Daqingshan area.
 - Zoleikhaei, Y., Amini, A. and Zamanzadeh, M., 2015. Integrated provenance analysis of Zakeen (Devonian) and Faraghan (early Permian) sandstones in the Zagros belt, SW Iran. *Journal African Earth Sciences*, 101, 148-161.
 - Zuffa, G.G., 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. in: Zuffa, G.G. (Ed.) Provenance of arenites. NATO-ASI, Series 148, Reidel, Dordrecht. 168-189.

فلات مرکزی ایران در کواترنر پایانی: پردازشی نوین بر داده‌های زمین‌شناسی، باستان‌شناسی و تاریخی

حمید نظری^{۱(*)}، الهه نجار^۲، ژان فرانسوا ریتز^۳، محمدعلی شکری^۴، آرام فتحیان^۵، فریدون رضایی^۱، علیرضا رحیم^۶، حسن فاضلی نشلی^۷، خلیل بهارفیروزی^۴، حامد وحدتی نسب^۸، علیرضا شهیدی^۴، مهدی برزویی^۹ و الناز آقاعلی^۲

۱. دانشیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران-ایران
۲. کارشناس پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران-ایران
۳. استاد دانشگاه مونت‌پلیه-3425 RMU SRNC، مونت‌پلیه-فرانسه
۴. کارشناس سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران-ایران
۵. دانشجوی دکتری، مؤسسه نئوتکتونیک و خطرات طبیعی، دانشگاه HTWR آخن، آخن-آلمان
۶. کارشناس شرکت توسعه معادن و صنایع معدنی کردستان، تهران-ایران
۷. استاد دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه تهران، تهران-ایران
۸. استاد دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران-ایران
۹. کارشناس سازمان عمران و بازآفرینی، شهرداری سبزوار، سبزوار-ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۸/۰۶

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۱/۲۰

چکیده

تلفیق داده‌های زمین‌شناسی، باستان‌شناسی و تاریخی نشان از پوشش بخش شمالی فلات مرکزی ایران با دریاچه‌ای سترگ از اواخر پلیستوسن-هولوسن آغازین دارد. نشانگرهای ریخت‌شناسی و چینه نگاری این دریاچه باستانی هنوز هم در برخی مناطق فلات مرکزی ایران، به‌ویژه در کویر بزرگ، صحرای قم-آران و منطقه مسیله قابل مشاهده است. خطوط کرانه‌ای کهن در تراز ارتفاعی حدود ۱۱۰۰ متر در پیرامون فروافتادگی کویر بزرگ از مهم‌ترین نشانه‌هایی است که بر وجود دریاچه‌ای یکپارچه بویژه در هنگام رخداد دریاچه جوان تاکید می‌کند. داده‌های زمین‌شناسی نشان از افت ۲۵۰ متری سطح تراز آب دریاچه تا تراز ارتفاعی ۸۵۰ متر از آغاز هولوسن (حدود ۱۱/۵) تا هشت هزار سال پیش دارد. ما بر این باوریم که افزایش دما و تبخیر سبب این خشکی شده است. براساس سن سنجی‌های مطلق باستانشناختی، ناحیه شمالی فلات مرکزی از ۵۰ هزار سال پیش سکونتگاه جوامع انسانی می‌باشند. پس از آغاز عصر هولوسن، نخستین جوامع یکجانشین در حوالی نه هزار سال پیش شاکله‌های جوامع روستایی را در این بخش از ایران فراهم کردند. از نگاه زیست‌محیطی بخشی از منابع آبی این استقرارهای کهن از کوه‌های البرز جنوبی سرچشمه می‌گیرد. براساس مدارک نویافته نوشتار پیش‌روی می‌توان چنین انگاشت که در جایگاه کنونی کویر بزرگ مرکزی در دنیای باستان دریاچه/ دریاچه‌های آب شیرین زیستگاه مناسب، سرشار از منابع زیستی را می‌بایستی برای ساکنان پیش از تاریخ فراهم آورده باشند.

واژه‌های کلیدی: پارینه آب و هوا، پارینه‌سنگی، دریاچه کهن، فلات ایران، نوسنگی.

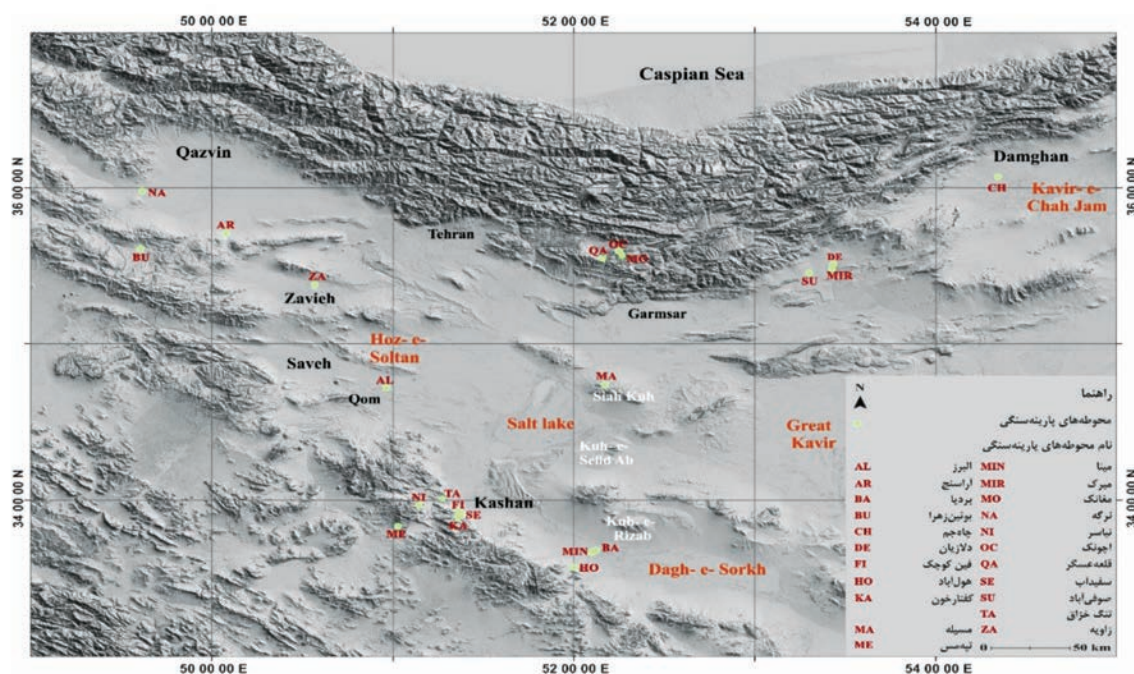
مقدمه

است. بین زمان و محل استقرار، شکل‌گیری فرهنگ‌های پیش از تاریخ در اطراف فلات مرکزی ایران و همچنین بررسی تأثیر دریاچه در سکونتگاه‌های انسان، همراه با شواهد ریخت‌شناسی و اقلیمی، نشان‌دهنده وجود دریاچه بزرگ از پلیستوسن پایانی تا هزاره‌ی پیشین ضروری است. بازخوانی و هم‌سنجی دوباره داده‌ها افزون بر تغییر پنداشت از چگونگی اکوسیستم‌های باستانی نشانگر چیرگی شرایط زیستی مناسب‌تر جوامع کهن در مقایسه با شرایط اقلیمی امروز می‌باشد.

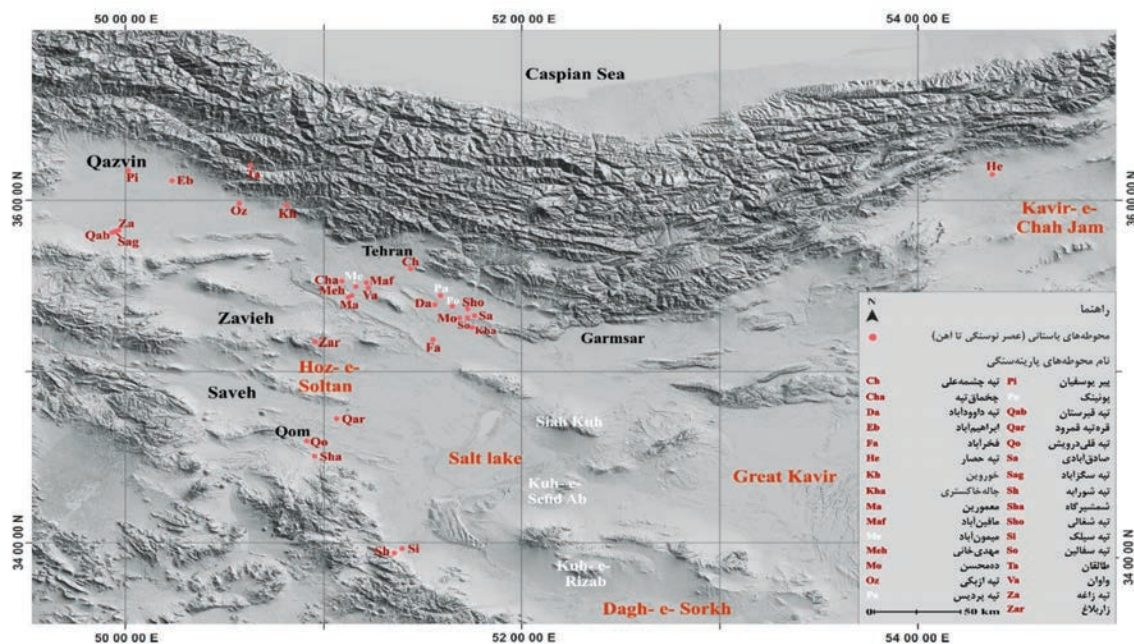
به همین منظور در نوشتار حاضر، با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، تلفیقی از داده‌های باستان‌شناسی، زمین‌شناسی، جغرافیای تاریخی و آب و هوایی، بقایای خطوط ساحلی را در ترازهای گوناگون توپوگرافی مورد بررسی قرار گرفت. سپس به منظور تعیین سن زمان تهنشت، با نمونه‌برداری از نهشته‌های دریاچه‌ای باقی‌مانده در داغ‌های پهنه‌های کهن، از نتایج برآمده از سن‌سنجی رادیوکربن و لومینسانس استفاده شد (شکل‌های ۱ و ۲).

ایران مرکزی بخشی از فلات ترکیه و ایران را تشکیل می‌دهد و یکی از دو فلات بزرگ در سیستم برخورد آلپ-همیالیا با تبت است (Allen et al., 1986; Dewey et al., 2004). همگرایی بین صفحات تازی و اوراسیا سبب تغییر شکل در فلات مرکزی ایران در سنوزوئیک پسین می‌شود (Vernant et al., 2004). منطقه مورد مطالعه بخش بزرگی از نیمه شمالی فلات مرکزی ایران را در بر می‌گیرد. فلات مرکزی ایران از زمان پارینه‌سنگی تا به امروز از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. این شامل نشانه‌های بسیاری از وجود انسان در طول زمان از پارینه‌سنگی تا هولوسن و سپس دوره تاریخی است.

به گفته بسیاری از پژوهشگران (برای نمونه: Yesener, 2020; Davis and Madsen, 2010; Rose, 1987)، زیستگاه‌های ساحلی همیشه برای انسان مهم است و این اهمیت برای انسان شکارچی و گردآوری‌کننده از زمان هولوسن با انقراض حیوانات بزرگ (مانند ماموت، کرگدن پشمالو و ماستودون) و توجه به مناطق ساحلی افزایش یافته



شکل ۱. پراکنش استقرار پارینه‌سنگی در مناطق شمالی فلات مرکزی ایران بر زمینه‌ای از توپوگرافی رقمی در (<https://dds.cr.usgs.gov/srtm>), دقت مکانی ۹۰ متر



شکل ۲. مهم‌ترین مکان‌های پیش از تاریخ، از نوسنگی تا عصر آهن در مناطق شمالی فلات مرکزی ایران بر زمینه‌ای از داده‌های ارتفاعی (Https://dds.cr.usgs.gov/srtm)، دقت مکانی ۹۰ متر

زمین‌شناسی فلات مرکزی ایران

ایران مرکزی شامل بخشی از فلات ترکیه و ایران است و یکی از دو فلات بزرگ در سیستم برخورد آلپ-هممالیا هم‌زمان با تبت می‌باشند (Cohen et al., 2013; Dewey et al., 1986; Allen et al., 2004). تکامل رسوبی-زمین‌ساختی فلات مرکزی ایران با تشکیل پهنه‌های رسوبی جداگانه که محل انباشت رسوبات کم ژرفای دریایی در سرتاسر پالتئوزوئیک و مزوزوئیک آغازین است، شروع می‌شود (Stöcklin, 1968). ایران مرکزی در مزوزوئیک میانی تحت تأثیر کوهزایی سیمیرین با فعالیت‌های ماگمایی شدید در طول مزوزوئیک و سنوزوئیک همراه است (Berberian and King, 1981). از پهنه سنوزوئیک کویر بزرگ به‌عنوان یک پهنه شکاف درون قاره‌ای یاد شده است (Rahimpour-Bonab et al., 2007).

فلات مرکزی ایران در کواترنری

دوره کواترنر رخداد‌های ۲/۵ میلیون سال گذشته زمین را پوشش می‌دهد و با دو ویژگی خاص به‌عنوان نوسانات آب و هوایی (Gibbard and Head, 2009; Gibbard et al., 2007).

(Lahr and Foley, 2016) و پیدایش جنس انسان (Benjamin et al., 2017؛ وحدتی‌نسب و آریامنش، ۱۳۹۴) از سایر دوره‌های زمین‌شناسی جدا می‌شود. مجموعه عوامل محیطی نقش مهمی در پیدایش انسان در هر دوره دارد. انسان همیشه مجبور به هماهنگی با محیط پیرامون خود است و این سازگاری با شناخت و چیرگی انسان از محیط پیرامونی و متأثر از ویژگی‌های زمین‌شناختی و آب و هوایی گسترده، با گسترش جوامع انسانی سبب شکل‌گیری فرهنگ‌ها و تمدن‌ها در گذر هزاره‌های پیشین تا به امروز شده است.

از دیدگاه جغرافیای طبیعی، فلات مرکزی ایران در چهره خرده بلوک‌های ساختاری-زمین‌شناختی ایران مرکزی در بردارنده کویر بزرگ و بلندی‌های پیرامون آن کم‌وبیش متشکل از سنگ نهشته‌هایی منسوب به همه دوران‌های زمین‌شناختی است. اگر چه بخش بزرگی از کویر بزرگ و مناطق پیرامونی آن با رسوبات خشکی‌زاد نتوزن (میوسن-پلیوسن) و آبرفت‌های و رسوبات جوان پلایا انباشته می‌شوند (Rahimpour-Bonab et al., 2007). این نهشته‌های جوان کواترنری بیشتر در چهره سازندهای آبرفتی هزار دره،

سال پیش، در اوایل هولوسن، یک پدیده غیرمنتظره به‌عنوان رخداد ۸۲۰۰ سال پیش با کاهش دما به میزان ۳/۳ درجه سانتی‌گراد شناخته می‌شود (Alley et al., 1997). این پدیده نیز بر الگوهای استقرار در جوامع پیش از تاریخ ایران اثرات آشکاری برجای گذاشت. دوره نوسنگی در ایران در اواخر هزاره هفتم پیش از میلاد بسیار توسعه‌یافته بود، در آن زمان جوامع بشری برای چندین هزاره به دامداری حیوانات و کشت محصولات پرداخته بودند و همچنین استراتژی‌های پیچیده‌ای را شامل تاب‌آوری و تنوع و ذخیره منابع را در مقابل پدیده ۸/۲ است (Vahdati Nasab et al., 2019; Clare and Weninger, 2010; Flohr et al., 2016).

در دو دوره سرد و مرطوب هولوسن پایانی شامل: دوره سردتر و مرطوب‌تر از ۲۹۰۰ تا ۲۳۰۰ سال هم‌زمان با عصر آهن، (Gutiérrez-Elorza and Peña-Monné, 1998) و سپس دوره دوم از ۱۳۰۰ تا ۱۶۰۰ AD (Calkin and Young, 2002) که به‌عنوان عصر یخبندان کوچک نام‌گذاری شده است (Gutiérrez-Elorza et al., 1998; McFadden and McAuliffe, 1997; Calkin and Young, 2002 and Gutierrez-Elorza and Peña-Monné, 1998). بین دو دوره سرد، دوره گرم دوم هولوسن حاکم بود و پس از آن آخرین دوره گرم از سده ۱۶ تا امروز دنبال می‌شود (Calkin and Young, 2002). چنین رخدادهایی تأثیری شگرف بر جوامع ایران باستان بجای گذاشت. براساس داده‌های ژئومورفولوژی، دیرینه گیاه‌شناسی و گرده‌شناسی، در عصر یخبندان آب و هوای سردتر و خشک‌تری بر ایران حاکم است، (Bayat et al., 2017; Vaezi et al., 2019). به‌گونه‌ای که رسوبات یخچالی دره‌های آبرفتی البرز خاوری در طی آخرین یخبندان در شرایط آب و هوایی با بارش و رطوبت بیشتر ته‌نشست یافته‌اند. موقعیت جغرافیایی و شرایط توپوگرافی فلات ایران به‌گونه‌ای است که در دوره‌های سرد هم‌زمان با دوره‌های یخبندان و در مراحل گرم هم‌زمان با دوره‌های بین یخبندان احتمال افزایش یا کاهش آب دریاچه وجود داشته است، یا به‌عبارت‌دیگر، تعادل رطوبت مثبت و تعادل رطوبت منفی در هر دو مرحله امکان‌پذیر است (Ehlers, 1980).

که‌ریزک، آبرفت‌های تهران و آبرفت‌های جوان کنونی در دامنه‌های جنوبی البرز و در کوهپایه‌های تهران طبقه‌بندی شده‌اند، (Reiben, 1955; Reiben, 1966). افزاینده‌های توپوگرافی شکل گرفته در مرز کوه و دشت در دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی (بخش جنوبی نهشته‌های آبرفتی-کوهپایه‌ای تهران)، همچون ترازهای توپوگرافی ۱۰۰۰ متر در شمار ترازهای توپوگرافی و غیر زمین‌ساختی به‌جای‌مانده از فرایند رسوب‌گذاری و فرسایش کرانه‌ای در لبه‌ی یک پهنه‌های آبی در نظر گرفت. این افق‌های توپوگرافی (افراز شمال ری، افراز جنوب ری و افراز که‌ریزک) در پژوهش‌های بعدی (بربریان و همکاران، ۱۳۶۹؛ De Martini et al., 1998)، به‌عنوان افزاینده‌های گسلی معرفی شدند. مطالعات ریخت زمین‌ساختی، پارینه لرزه‌شناسی (Nazari et al., 2010) این افزاینده‌های توپوگرافی را نشانی بر اثرات جای‌مانده از رسوب‌گذاری در یک پهنه‌ی آبی، شکل و هندسه پهنه و فرایندهای فرسایشی در تراز ۱۰۰۰ متر برای افراز که‌ریزک، تا تراز ۱۱۰۰ متر برای افراز شمال ری دانسته‌اند.

باستان‌شناسی فلات مرکزی ایران

بر اساس داده‌ها و اطلاعات باستان‌شناسی، ادوار پیش از تاریخ فلات مرکزی ایران در سیصد هزار سال پیش را می‌توان به چهار دوره زمانی پارینه‌سنگی میانی (۲۵۰۰۰ تا ۴۰،۰۰۰ سال پیش)، پارینه‌سنگی جدید (۴۰۰۰۰ تا ۱۸۰۰۰ سال پیش) فراپارینه‌سنگی (۱۸۰۰۰ تا ۱۲۰۰۰ سال پیش) و عصر نوسنگی تا عصر آهن (۹۰۰۰ تا ۵۵۰۰ پیش از میلاد) تقسیم کرد.

اثر متقابل تغییرات آب و هوایی کواترنر

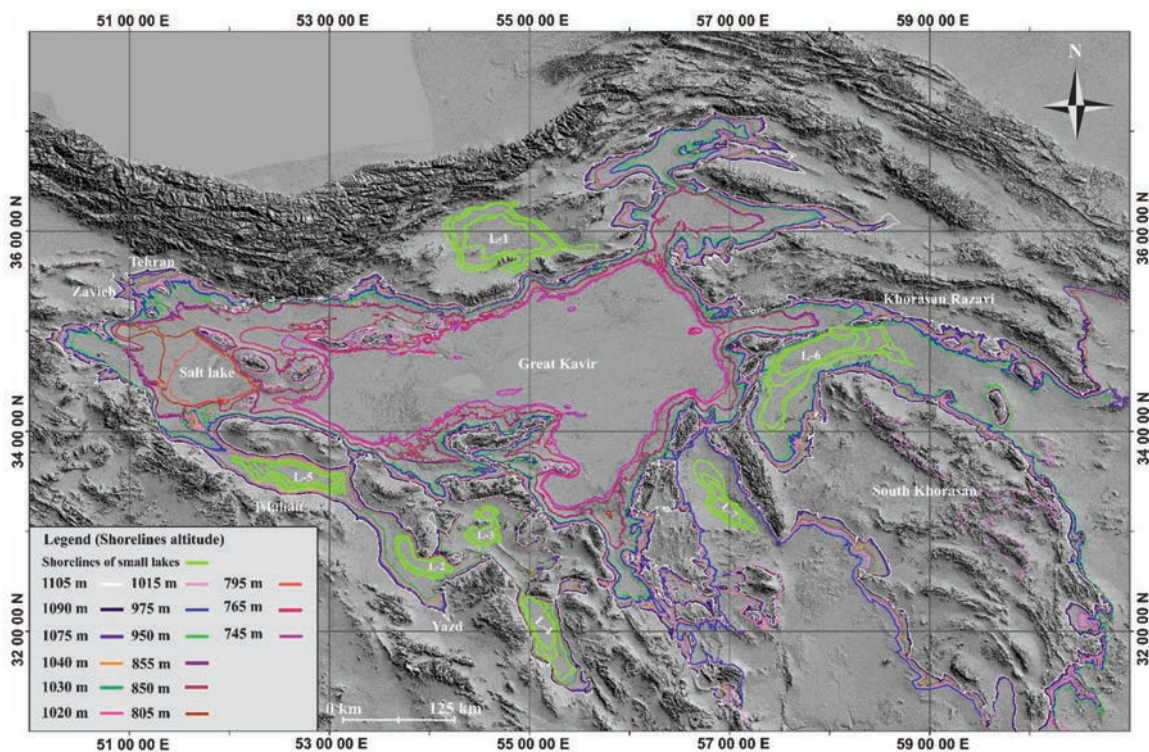
دریاس جوان^۱ (۱۲۸۰۰ BP تا ۱۱۶۰۰) یکی از رخداددهای ناگهانی تغییر آب و هوا در اواخر عصر یخبندان است و بر سکونت‌گاه‌های انسان تأثیر بسیاری برجای نهاد و اثرات آن در ایران مشهود است. در این زمان، آب و هوا در نیمکره شمالی سردتر شد (Cuffey and Clow, 1997). پس از آخرین عصر یخبندان، در دوره هولوسن، آب و هوای زمین کمتر به شرایط امروز شباهت داشت. با ذوب شدن صفحات یخ و افزایش سطح آب دریا، دما تنظیم می‌شود. حدود ۸۲۰۰

1. Young Dryas

نهایت اسامی محلی در پیوند آب می‌شود. براساس بقایای آرژیلی رسوبی-زمین‌شناختی به‌جای‌مانده از حوضه‌های دریاچه‌ای کهن و بلندای تراز توپوگرافی خطوط ساحلی دیرینه در نیمه شمالی فلات مرکزی در گستره دربرگیرنده‌ای دریاچه‌های کهن (Nazari and Ritz, 2006; Nazari et al., 2010; Nazari and Ritz, 2019 a, b; Billant, 2010) در ترازهای گوناگون (شکل ۳) و پراکنش پهنه‌های کوچک‌تر آبی باقی‌مانده حاصل از افت سطح آب، خشکیدن دریاچه‌ی بزرگ مرکزی را می‌توان در سه گام افت تراز سطح آب دریاچه از ۱۱۰۰، و سپس به تراز ۷۵۰ متر به تصویر کشید. بر این پایه بیشینه میزان افت تراز سطح آب نزدیک به ۱۰۰ متر قابل‌اندازه‌گیری است.

این‌رو پر بیراه نخواهد بود اگر بر این باور باشیم که فلات ایران در دوره کواترنر دوره‌هایی از دما و رطوبت بیشتر را پشت سر گذارده است.

در مقایسه با شرایط آب و هوایی کنونی، بسیاری از حوضه‌های بیابانی و خشک کنونی دارای شواهد زمین‌ریختی و چینه‌شناسی هستند و نشان از وجود آبگیرهایی گاه بزرگ و گسترده در پیشینه تکوین حوضه رسوبی دریاچه‌ای دارد. شواهد رسوب‌گذاری دریاچه‌ای در تاریخچه تکوین حوضه رسوبی دشت شامل مواردی چون وجود پادگانه‌های دریاچه‌ای، نشانه‌های داغ‌آبه، شکل بستر پهنه، تپه‌های باستانی و پراکنش کوره‌های سفال‌گری و آجرپزی پیرامونی، جایگاه توپوگرافی، وجود آب‌کند (تغییر سطح اساس) و در



شکل ۳. نمای کلی از خطوط کرانه‌ای دیرینه، نیمه‌ی شمالی فلات مرکزی ایران بر زمینه‌ای از نقشه‌ی توپوگرافی رقومی با دقت مکانی ۹۰ متر

برآورد میزان افت بلندای تراز آبی

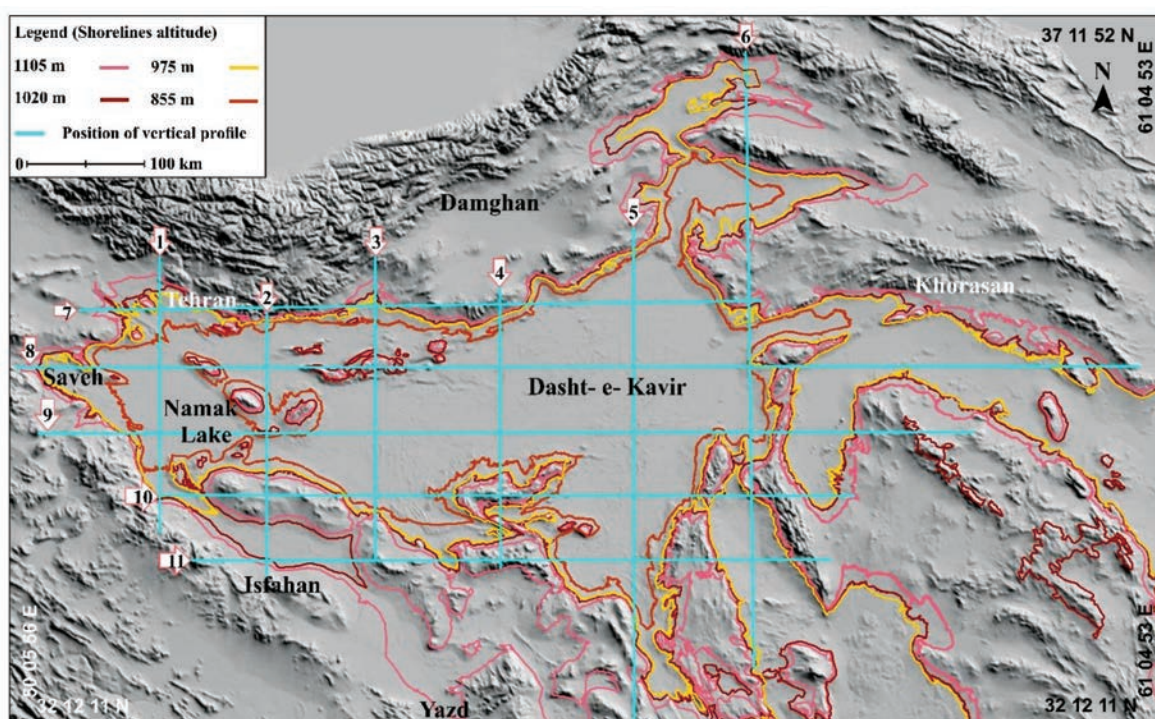
می‌شود. در نقشه‌ی خطوط ساحلی، این نکته‌ی صحیحی است که خط ساحلی از منحنی تراز بلندای ویژه‌ی خود پیروی می‌نماید اما نزدیک‌تر یا دورتر بودن این خطوط نسبت به یکدیگر را در محل اندازه‌گیری به‌هیچ‌عنوان نمی‌توان به‌سبب اثرات ناشی از شیب سطح زمین (نسبت بلندای

چگونگی افت سطح آب دریاچه‌ی مرکزی با توجه به شواهد موجود از خطوط کرانه‌ای دیرینه و منحنی‌های تراز به‌دست‌آمده و در نتیجه‌ی بلندای همان شواهد به همراه اختلاف بلندای میان هر خط تراز با خط تراز پیشین برآورد

گسستگی‌هایی وجود دارد که بسته بودن هر دو پهنه را رد می‌کند. البته یادآوری این نکته لازم می‌نماید که باوجود این گسستگی‌ها، هر دو حوضه یاد شده تا بلندای مشخصی که شواهد خطوط ساحلی نیز در پایین‌تر از آن بلندای یافت می‌شوند به‌طور کامل بسته هستند (برای دریاچه‌ی مرکزی در نیمه‌ی شمالی فلات، بلندای ۸۶۵ متر بالاتر از سطح دریا و برای زیرپهنه دریاچه‌ی نمک و حوض سلطان بلندای ۸۱۰ متر بالاتر از سطح دریا (شکل ۶) پستی و بلندی‌های آشکار شده در برش‌های توپوگرافی (شکل ۵) نشان از دگرشکلی، برپایی و فرایندهای فرسایشی پیامد آن، به احتمال پیش از آنگیری پهنه و یا در میان دوره‌های خشکسالی پهنه در بازه زمانی تکوین زمین‌شناختی آن در این بخش از فلات مرکزی ایران زمین می‌باشد.

فاصله ترازهای توپوگرافی) در تفسیر زمانی چگونگی افت آب دریاچه به کار برد. اختلاف بلندای زیاد میان دو خط ساحلی را می‌توان گویای افت سطح آب در زمان کوتاه، در فاصله‌ی میان این دو بلندا و یا فرسایش و حذف نهشته‌های کرانه‌ای و یا حتی پوشیده شدن این نهشته‌ها با رسوبات جوان‌تر دانست.

از ویژگی‌های قابل انتظار در یک پهنه رسوبی افزون‌بر شکل توپوگرافی بستر توان جای‌گیری دریاچه در فرودست و یا گودالی بسته به‌عنوان آنگیر می‌باشد. این مهم با تهیه ۱۱ برش توپوگرافی عرضی و طولی فراهم آمد (شکل‌های ۴ و ۵). با وجود شواهد خطوط ساحلی دیرینه در هر دو بخش و درحالی‌که این پهنه گستره شرایط عمومی یک پهنه‌ی دریاچه‌ای را دارا هستند در بخش‌هایی از هر دو پهنه



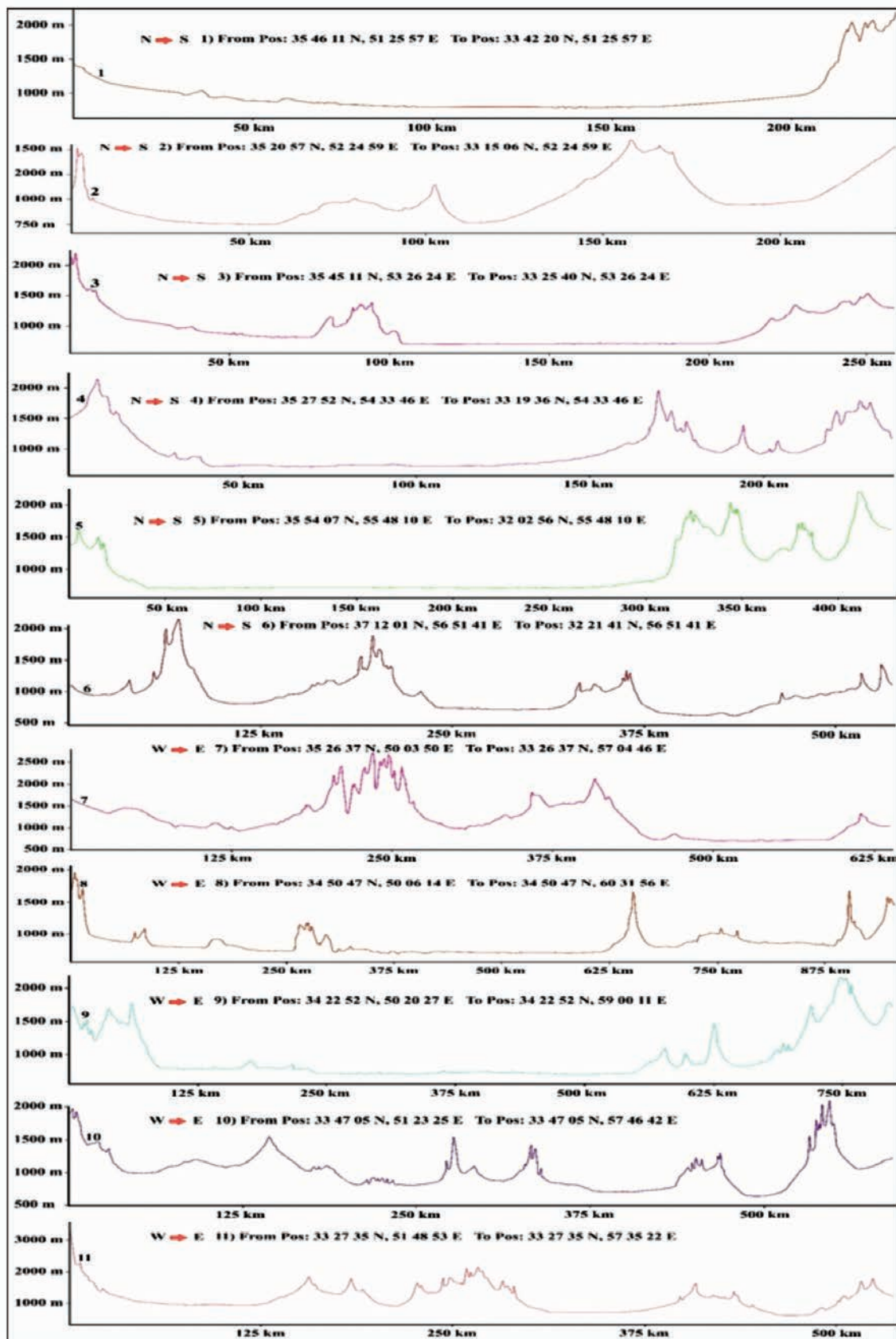
شکل ۴. نمای دریاچه‌ی مرکزی بر روی تصویر DEM SRTM با دقت مکانی ۹۰ متر. خطوط آبی نشانگر موقعیت نیم‌رخ‌های توپوگرافی نمایش داده شده در شکل ۶ نسبت به حوضه می‌باشند

یکسان ساحلی کهن، به روش لومینسانس نوری^۲ و کربن^{۱۴} و (۲) داده‌های حاصل از هم‌سنجی میان پراکنش محوطه‌های باستانی نسبت به و بلندای تراز توپوگرافی خطوط ساحلی دیرینه استفاده شده است (شکل ۷).

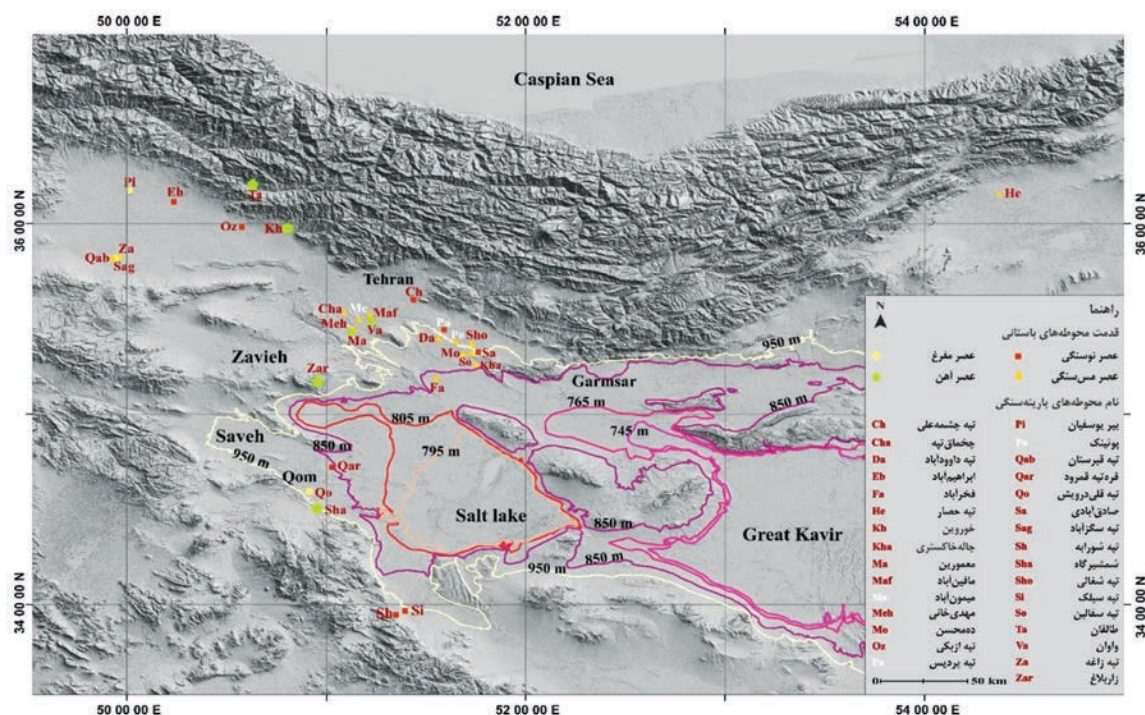
1. Central Lake
2. OSL

تعیین محدوده‌ی سنی خطوط کرانه‌ای

با این پیش‌فرض که سطح آب به‌صورت افقی در همه کرانه‌های پهنه دریاچه در تراز یکسان قرار می‌گیرد، برای تعیین محدوده‌ی سنی خطوط تراز از دو مؤلفه (۱) داده‌های حاصل از تعیین سن رسوبات آبرفتی وابسته به خط تراز



شکل ۵. نیم‌رخ‌های توپوگرافی ۱ تا ۱۱ بر روی دریاچه‌ی مرکزی. این نیم‌رخ‌ها در نرم‌افزار Global Mapper بر زمینه‌ای از مدل رقومی ارتفاعی با دقت مکانی ۹۰ متر رسم شده است. جانمایی برش‌ها در شکل ۶ در نقشه آمده است



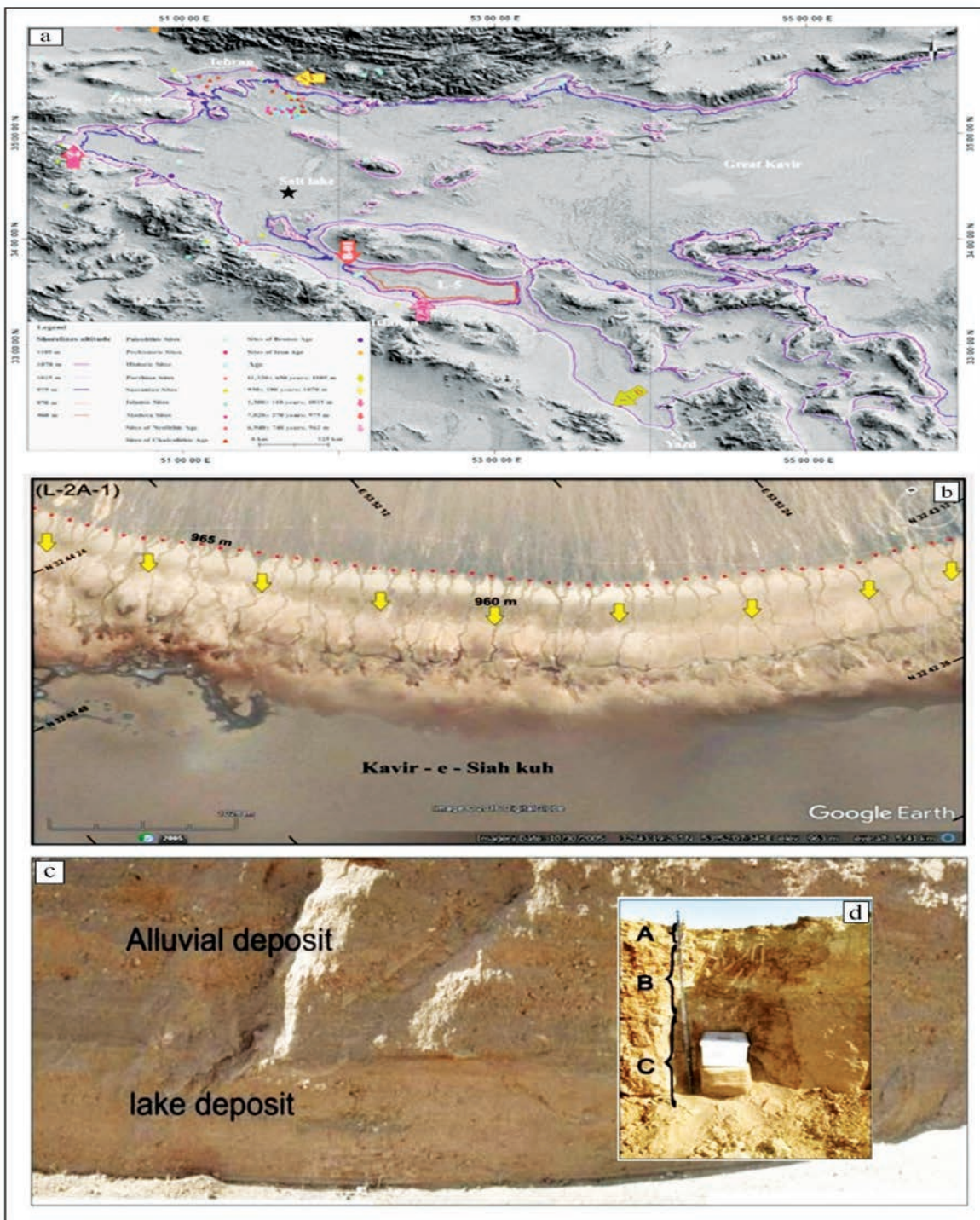
شکل ۶. پراکنش محوطه‌های نوسنگی تا عصر آهن نسبت به تراز توپوگرافی ۹۵۰ متر بر زمینه‌ای از توپوگرافی رقمی با دقت مکانی ۹۰ متر

آق‌تپه‌ی قشلاق (فهرست آثار ثبتی میراث فرهنگی برگرفته از <http://iranshahrpedia.ir>) در این بازه‌ی زمانی مورد سکونت قرار دارند و این یعنی پیش از استقرار در این محوطه‌ها سطح آب دریاچه‌ی سترگ فلات مرکزی به زیر خط ساحلی ۸۵۵ متر افت کرده است. محوطه‌های مس‌سنگی، عصر مفرغ و آهن در دشت تهران در گستره‌ی بالاتر از تراز ۸۲۰ متر و در دشت قم در گستره‌ی بالاتر از خط تراز ۸۵۰ متر جای دارند. همچنین در آخر محوطه‌های ساسانی در دشت تهران و قم، بالاتر از تراز ۸۲۰ متر گسترش یافته‌اند (شکل ۹).

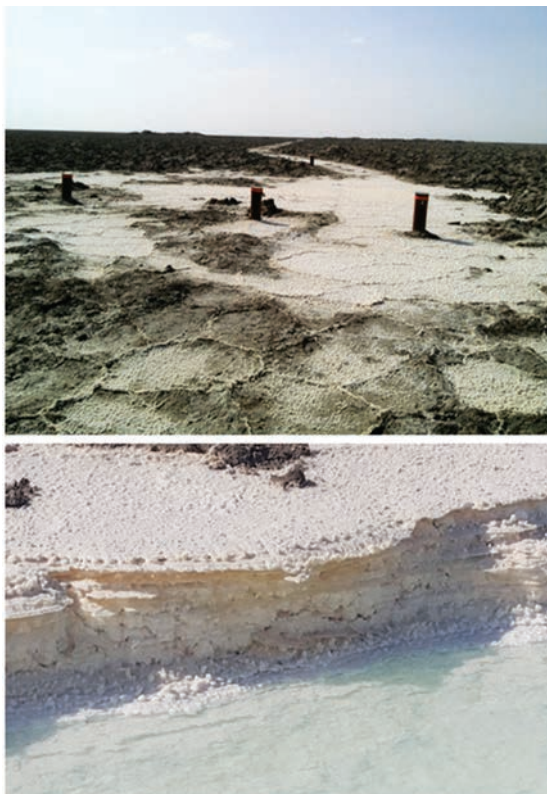
بحث

آشکار است که در فراکاوای الگوهای استقراری دوران باستان در پهنه‌ی فلات مرکزی می‌بایست، بازسازی‌های اقلیمی را در نظر گرفت. بر پایه داده‌های دیرینه اقلیم، آخرین دوره‌ی یخچالی در زمانی حدود ۲۱۰۰۰ سال پیش در روزگار اوج خود به سر برده است (Ebrahimi and Seif, 2016)، کمی بعدتر در حدود ۲۰۰۰۰ سال پیش فرآیند گرمایش زمین آغاز شد. این گرمایش در ۱۴۰۰۰ سال پیش

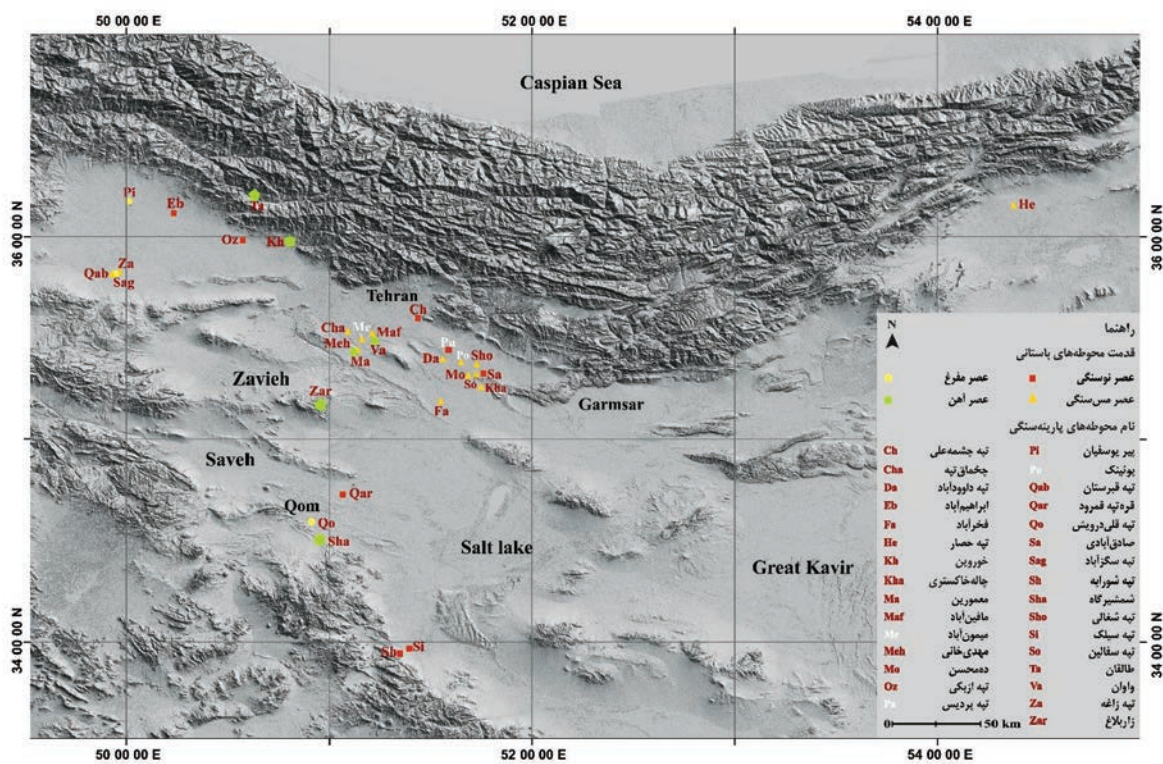
نتایج به‌دست‌آمده از تعیین سن رسوبات آبرفتی وابسته به خطوط ساحلی کهن جانمایی شده در شکل ۷ نشان از نوسان دوره‌ای پربابی و کم‌آبی در ۱۲ هزار ساله گذشته دارد به‌گونه‌ای که کمینه سن به‌دست‌آمده از آخرین نشانه‌های آبیگری حوضه‌های مرکزی فلات در دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی در تراز ۱۱۰۰-۱۰۵۰ متر به ۷۵۰ سال پیش باز می‌شود. مطالعات سن‌سنجی کربن ۱۴ بر روی مغزه‌های اکتشافی (تا ژرفای ۵۰ متر) حفاری شده در دریاچه نمک، در شمال کاشان در ژرفای ۱۵ متر، نیز پیش‌بینی حدود ۲۵ هزار سال به دست آورده است (شکل ۸)، به‌طور کلی می‌توان گفت که از هم‌سنجی نتایج به‌دست‌آمده از پراکنش جغرافیایی محوطه‌های باستانی وابسته به هولوسن و بلندای خطوط ساحلی می‌توان چنین نتیجه گرفت، آثار محوطه‌های عصر نوسنگی جدید (۶۰۰۰-۵۲۰۰ پ. م.) بالاتر از خط ساحلی کهن با بلندای ۸۵۰ متر دیده شده‌اند. محوطه‌های چشمه‌علی (Fazeli Nashli et al., 2014)، تپه‌پردیس (Fazeli Nashli et al., 2010) سیلک شمالی (Fazeli Nashli et al., 2009)، صادق‌آبادی (ولی‌پور، ۱۳۹۰)، محوطه‌ی قره‌تپه‌ی قمرود (کابلی، ۱۳۷۸) و محوطه‌ی



شکل ۷. a) خطوط تراز به همراه نقاط نمونه‌برداری از نهشته‌های آبرفتی برای تعیین سن بر زمینه‌ای از تصویر توپوگرافی رقومی دقت ارتفاعی ۹۰ متر، محل تقریبی نمونه‌برداری بر باقی‌مانده‌های حاصل از داغ آب در تراز کرانه‌ای با نشان پیکان در سطح نقشه و نمونه‌برداری انجام شده از چاه‌های اکتشافی در دریاچه نمک با نشان ستاره مشخص شده است، b) باقی‌مانده داغ آبه (خطوط کرانه‌ای کهن)، c) نمونه‌ای از محل نمونه‌برداری لومینسانس نوری، d) در سایت S۴: A) نهشته‌های رس و سیلت کرم تا قهوه‌ای روشن (ضخامت ۱۰ سانتی‌متر)، دارای چینه‌بندی B) نهشته کرم تا روشن، دانه‌های نیمه زاویه‌دار و قلوه سنگ (۳۰٪، ۵-۲ سانتی‌متر نزدیک به چهار سانتی‌متر در قاعده)، چینه‌بندی نازک، سیلت و رس در خمیره C) نهشته‌های دریاچه‌ای سیلت ماسه‌ای کرم تا خاکستری با ستبرای ۵۰ سانتی‌متر، دارای چینه‌بندی



شکل ۸. نمای میدانی از موقعیت چاه‌های اکتشافی در میان نهشته‌های نمکی-تبخیری دریاچه بزرگ نمک (شمال کاشان)، جانمایی شده با ستاره سیاه در شکل ۹ (بالا)، نمای نزدیک از نهشته‌های نمکی-تبخیری در سطح دریاچه نمک (پایین)



شکل ۹. پراکنش جایگاه محوطه‌های باستانی از عصر نوسنگی تا آهن، در بخش شمالی گستره‌ی فلات مرکزی، بر زمینه‌ای از داده‌ی ارتفاع رقومی با دقت مکانی ۹۰ متر

یخچال‌ها، گستره‌ی بیشتری نسبت به زمان کنونی را در بر می‌گرفتند و این به معنی پایین‌تر بودن خط تعادل آب و یخ یا همان خط برف در دوره‌های یخچالی است. تغییرات بلندای خط برف میان یخچال‌های پیشین و کنونی یکی از اندک روش‌های در دسترس برای بررسی یخ‌بندان‌های پلیستوسن پسین در برخی گستره‌ها همانند گستره‌های کوهستانی ایران است (Seif, 2015). در مورد تراز خط برف در طول پلیستوسن در سراسر کشور ارقام متفاوتی از ۶۰۰ تا ۱۱۰۰ متر پایین‌تر از بلندای کنونی خط برف و میانگین دمایی حدود چهار تا پنج درجه پایین‌تر از دمای امروزین هوا گزارش شده است (Ferrigno, 1991; Bobek, 1963).

کمی پیش‌تر، نشانه‌های وجود این دست دریاچه‌های کهن گاه دائمی، در مقیاس بزرگ در تمامی فلات ایران از پهنه لوت تا کویر بزرگ مرکزی قابل رهگیری است. براساس مطالعات زمین‌شناسی آنچه به‌عنوان کلوت‌های لوت به نقشه می‌آید مشتمل بر نهشته‌های دریاچه‌ای پلیو-کواترنری است و به‌احتمال، بعدها در تغییرات آب و هوایی پسایخ‌بندان (پسا دریاس جوان) توسط جریان‌های رودخانه‌ای شمالی-جنوبی حفر و بریده بریده شده‌اند.

منطقی به نظر می‌رسد اگر بپذیریم که اکنون افت سطح آب دریاچه‌ی مرکزی و تغییر اقلیم، شرایط را به‌گونه‌ای تغییر داده و انسان‌هایی که وارد دوران نوسنگی شده‌اند، حرکت به‌سوی دشت‌های گرم‌تر و حاصل‌خیزتر در ترازهای ارتفاعی پایین‌تر را ترجیح دهند و در محوطه‌هایی مثل چشمه‌علی، تپه‌پردیس، صادق‌آبادی، سیلک، شورابه و قره‌تپه‌ی قمرود ساکن شوند. بقایای زیست‌بوم‌های وابسته به دوران نوسنگی، در پیرامون جایگاه دریاچه‌ی نیمه‌ی شمالی فلات مرکزی نشان‌گر وجود پتانسیل محیطی برای شکل‌گیری هسته‌های مدنیت در آن گستره‌ها می‌باشند.

در نگاه نخست، سن به‌دست‌آمده از آزمایش‌های تعیین سن برای ترازهای ۱۰۷۰ متر (180 ± 930) سال پیش برابر با ۱۰۷۸ میلادی که با دوره‌ی خوارزمشاهیان ۱۰۷۷-۱۲۳۱ میلادی) و ۱۰۱۵ متر (110 ± 1300) سال پیش برابر با ۷۱۸ میلادی که با خلافت امویان ۶۶۱-۷۵۰ میلادی) در تضاد

شتاب زیادی را تجربه کرده است (Bryson and Bryson, 2002; Roberts, 1999). پس از دوره‌ی پسایخ‌بندان و پیش از آغاز هولوسن نزدیک به ۱۲۸۰۰ تا ۱۱۶۰۰ سال پیش، رخداد ناگهانی دریاس جوان رخ داد. در این زمان آب‌وهوای نیمکره‌ی شمالی سردتر شد (Cuffey and Clow, 1997) و بار دیگر شرایط عصر یخ‌بندان به زمین بازگشت. پایان این شرایط یخ‌بندان، با ذوب دوباره ورقه‌های یخی، افزایش تراز آب دریاها و تعدیل درجه‌ی حرارت آشکار شد. پایان رخداد دریاس جوان با سن ($11.5 ka$) به‌دست‌آمده از نمونه‌برداری برای نهشته‌های آرژیلی به‌جای‌مانده از داغ آب در تراز تقریبی ۱۱۰۰ متر هم‌خوانی قابل توجهی دارد. به نظر می‌رسد که پس از پایان دریاس جوان، تراز آب تا بلندایی نزدیک به ۱۱۰۰ متر بالاتر از سطح دریا، پیش رفته است. بنابراین گسستگی‌هایی که سبب افت سطح آب دریاچه‌ی مرکزی شده‌اند، ناگزیر بایستی پس از این زمان به‌وجودآمده باشند. تخلیه‌ی ناگهانی و یا خشک شدن آرام یک دریاچه در اثر فرآیندهای طبیعی زمین‌ساختی و یا تغییرات اقلیمی و آب و هوایی در اثر افزایش تبخیر (افزایش دمای هوا) و کاهش بارندگی (کاهش تغذیه‌ی دریاچه) می‌باشد.

براساس پژوهش‌های پیشین (Djamali et al., 2008)، فلات ایران از ۲۰۰۰۰۰ تا ۱۳۰،۰۰۰ سال پیش آب و هوای سرد و خشک را تجربه کرده است. اگرچه دوره‌های گرم و مرطوب نقش بسزایی در تشکیل و جای‌گیری انسان داشته است. این فلات دست کم از اواخر هولوسن آغازین (۱۱۷۰۰ تا ۸۲۰۰ سال پیش) تا ابتدای هولوسن میانه (۸۲۰۰ تا ۴۲۰۰ سال پیش) شرایط آب و هوایی مرطوب را تجربه کرده است (شکل ۲). تشکیل یک دریاچه‌ی بزرگ در روزگاران کهن، افزون بر پیوند با شرایط مرطوب‌تر اقلیمی، به‌عنوان منابع آبی تأمین‌کننده‌ی آب پهنه، در گرو وجود یک حوضه‌ی بسته رسوبی از نظر زمین‌ریخت‌شناسی با توانایی ذخیره حجمی از آب در خود است.

مهم‌ترین تأمین‌کننده‌ی آب دریاچه‌های کواترنری، بلندای‌های نزدیک و منابع جامد (برف و یخ) انباشته در گستره‌ی این بلندای‌ها است. برای تأمین دست کم بخشی از آب دریاچه‌ای سترگ در گستره‌ی شمالی ایران مرکزی باید

تاریخی در گستره تهران و قم سکونت‌گاه‌های ساسانی همگی در ترازوی فراتر از ۸۲۰ جای دارند. به وجود آب و هوای مرطوب در دوره ساسانی در بسیاری از مطالعات (Djamali et al., 2008; Stevens et al., 2008) اشاره شده است. مطالعات (Djamali et al., 2009; Stevens et al., 2008; Wasylikowa et al., 2006) نیز به وجود شرایط اقلیمی مرطوب در ایران در دوران شاهنشاهی ساسانیان تأکید ورزیدند. با توجه به چگونگی پراکنش محوطه‌های باستانی در پیرامون حوضه‌ی دریاچه‌ی نمک و حوض سلطان می‌توان پذیرفت، این حوضه تا زمان شاهنشاهی ساسانیان بسته است و سپس رخدادی سبب شده تا بناهای ساسانی به درون حوضه راه یابند. همچنین نبود شواهد ساحلی در فاصله‌ی میان تراز ۸۵۰ تا ۸۱۰ متر می‌تواند نشان‌گر افت سریع آب در این بازه باشد. بر اساس جانمایی‌های انجام شده محوطه‌های باستانی در گستره‌ی دشت قم تا دوره‌ی ساسانیان هرگز به ترازهای ارتفاعی پایین‌تر از ۸۵۵ متر راه نیافته‌اند. این پراکنش از محوطه‌های باستانی، می‌تواند نشانی از محدودیت جغرافیایی در گسترش سکونت‌گاه‌های باستانی تا دوره‌ی ساسانیان به ترازهای ارتفاعی پایین‌تر از ۸۵۵ متر در دشت قم باشد. در برابر آن، سکونت‌گاه‌ها در دوره‌ی مس‌سنگی انتقالی (۵۲۰۰-۴۳۰۰ سال پ. م.) در دشت تهران گسترش می‌یابند و تا ترازهای پایین‌تر از ۸۵۰ متر نیز راه یافته‌اند، با توجه به ریخت‌شناسی نیمه‌ی شمالی فلات مرکزی شاید بتوان فرض کرد که بخش باختری حوضه یعنی در محل دریاچه‌ی نمک و حوض سلطان یک حوضه‌ی بسته‌ی آبی وجود داشته و بخش خاوری زودتر از بخش باختری تخلیه شده، این در حالی است که بخش باختری می‌توانسته به صورت مستقل به حیات خود ادامه دهد.

نتیجه‌گیری

پراکنش خاستگاه‌های باستانی فلات مرکزی ایران در گستره‌ی مورد پژوهش، به گونه‌ای است که بین دیرینگی این آثار و امکان قرار گرفتن آن‌ها بر روی نقشه‌ی توپوگرافی تا حدی می‌توان رابطه‌ی معناداری را یافت، بدین ترتیب که هرچه سن این آثار جوان‌تر می‌شود مکان آن‌ها به سمت

با وجود نشانه‌هایی از استقرارهای کهن‌تر با پراکندگی به نسبت گسترده در ترازهای توپوگرافی فرودست کنید! چراکه نظر به بکارگیری چیره خشت و گل در ساختار تمامی محوطه‌های باستانی به‌جای‌مانده از پادشاهی ساسانیان (۶۵۱-۲۲۴ میلادی) در مناطقی چون ری، پاکدشت، ورامین و قم در صورت غرق آب دراز مدت احتمال پابرجایی آثار و بقایای به‌جای‌مانده در شرایط کنونی بسیار ناممکن می‌کند (شکل‌های ۱ و ۲). بنابراین، در صورت پذیرش نتایج سن‌سنجی تنها تفسیر قابل قبول را می‌توان در وجود پستی و بلندی و ناهمواری‌های کهن به‌جای‌مانده از فرایندهای فرسایش و زمین‌ساختی در بستر حوضه جوان‌تر جست. چنین برجستگی‌هایی امکان ادامه حیات آثار به‌جای‌مانده از استقرارهای کهن‌تر را در میانه یک پهنه آبی فراهم می‌آورد. برای ایجاد پیوندی دوسویه بین مکان‌های باستانی و تراز توپوگرافی توجه به دو عامل: (۱) تداوم استقرار در یک منطقه در طی دوره‌های مختلف، (۲) آغاز استقرار و سکونت جدید دارای اهمیت بسزا می‌باشند.

درباره محوطه‌های پارینه‌سنگی میانی (۲۵۰۰۰ تا ۴۰۰۰۰ سال پیش)، همگی در بالای تراز ارتفاعی ۹۷۵ متر از سطح دریا جای می‌گیرند. به‌همین ترتیب مناطق پارینه‌سنگی جدید (۴۰۰۰ تا ۱۸۰۰۰ سال پیش) از نظر ارتفاعی فراتر از ۹۷۰ متر است و دیگر مناطق فراپارینه‌سنگی (۱۸ تا ۱۲۰۰۰ سال پیش) در ترازوی حدود ۹۷۵ متر گسترده شده‌اند. می‌توان گفت مناطق پارینه‌سنگی بالاتر از خط ساحلی کهن با بلندای ۸۵۵ متر است.

آثاری از مکان استقرارهای نوسنگی جدید (۶۰۰۰-۵۲۰۰ پیش از میلاد) در بالای تراز کرانه‌ای کهن با ارتفاع ۸۵۰ متر دیده می‌شود. از هم‌سنجی میان خطوط ساحلی و استقرارگاه‌های باستانی چنین بر می‌آید که سطح تراز آب پیش از سکونت در محوطه‌های نوسنگی تا پایین‌تر از تراز ارتفاعی ۸۵۵ متر (حدود ۸۵۰ متر) افت کرده است، درحالی‌که مناطق میان‌سنگی در دشت تهران بالاتر از ۸۲۰ متر و در دشت قم بیش از ۸۵۰ متر و شواهد سایت‌های عصر برنز و عصر آهن در دشت تهران در بلندایی بیش از ۸۲۰ متر و در دشت قم بالاتر از ۸۵۰ متر دیده می‌شود. در دوره

سنجی لومینسانس نوری در آزمایشگاه سن سنجی سازمان زمین شناسی آمریکا به انجام رسیده است. نویسندگان از شرکت توسعه معادن و صنایع معدنی کردستان برای امکان دسترسی به مغزه‌های اکتشافی در دریاچه نمک قدردانی می‌کنند. همچنین از داوران محترم برای نظرات سازنده قدردانی می‌شود.

منابع

- بربریان، م.، قرشی، م.، ارزنگ روش، ب.، مهاجر اشجعی، ا.، ۱۳۶۹. پژوهش و بررسی ژرف نو زمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه-گسلش در گستره‌ی تهران و پیرامون. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش ۵۶.

- کابلی، م.، ع.، ۱۳۷۸. بررسی‌های باستان شناسی قمرو. تهران. سازمان میراث فرهنگی کشور (پژوهشگاه)، ۲۴۷.

- وحدتی‌نسب، ح. و آریامنش، ش.، ۱۳۹۴. باستان شناسی پارینه سنگی ایران (از آغاز تا سپیده دم روستانشینی). پژوهشگاه میراث فرهنگی و گردشگری، ۴۸۰.

- ولی پور، ح.، ر.، ۱۳۹۰. نگاهی دیگر به باستان شناسی پیش از تاریخ دشت تهران در پهنه فلات مرکزی ایران. مجله پیام باستان شناس، سال ۱۵، ۸، ۳۱-۵۶.

- Allen, M., Jackson, J. and Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23 (2), 1-16.

- Alley, R. B., Mayewski, P. A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K. C. and Clark, P. U., 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 years ago. *Geology*, 25 (6), 483-486.

- Bayat, O., Karimi, A. and Khademi, H., 2017. Stable isotope geochemistry of pedogenic carbonates in loess-derived soils of northeastern Iran: Paleoenvironmental implications and correlation across Eurasia. *Quaternary International*, 429, 52-61.

درون حوضه و از نظر بلندا از ترازهای بالاتر به ترازهای پایین تر انتقال می‌یابد. با توجه به آنچه در (باستان شناسی) بیان شد، محوطه‌های نوسنگی جدید که وابسته به ۶۰۰۰ تا ۵۲۰۰ پیش از میلاد می‌باشند یعنی حدود ۸۰۰۰ تا ۷۲۰۰ سال پیش، در پیرامون نیمه‌ی شمالی فلات مرکزی، در گستره‌ی قرار می‌گیرند که بالاتر از منحنی تراز توپوگرافی (یا خط ساحلی کهن) ۸۵۰ متر است، بنابراین سطح آب دریاچه‌ی مرکزی باید پیش از ۸۰۰۰ سال پیش، به ۸۵۰ متر بالاتر از سطح دریا و یا بلندایی کمتر از ۸۵۰ متر افت کرده باشد.

پس از نوسنگی دشت تهران شاهد گسترش وسیع محوطه‌های مس سنگی انتقالی (۵۲۰۰ تا ۴۳۰۰ پ. م.) است، محوطه‌های مس سنگی به ترازهای پایین تر از بلندای ۸۵۰ متر در دشت تهران راه یافته‌اند، این در حالی است که در دشت قم یعنی پیرامون حوضه‌ی دریاچه‌ی نمک و حوض سلطان، محوطه‌های مس سنگی هنوز بالاتر از تراز ۸۵۰ متر حضور دارند. محوطه‌های عصر مفرغ و آهن نیز در دشت تهران در گستره‌ی بالاتر از تراز ۸۲۰ متر جای می‌گیرند، اما در گستره‌ی دشت قم در بالاتر از تراز ۸۵۰ متر گسترش یافته‌اند.

در این پژوهش، همان طور که اشاره شد نشانه‌های آشکاری از ادامه حیات دریاچه کهن در فلات مرکزی ایران اگرچه به صورت پاره پاره و جدا جدا از یکدیگر حتی تا هزاره‌ی پیشین قابل مشاهده است. مطالعات دیرینه آب و هوا و سن سنجی رادیوکربن در دریاچه بزرگ نمک در شمال کاشان (شکل ۱۰)، نیز می‌تواند به عنوان تأییدی بر ناپایداری آب و هوایی و اقلیمی دست کم در طی سی هزار سال گذشته در توالی پیوسته اما پیش رونده‌ای از دوره‌های ترسالی و خشک سالی با شیب منفی به سوی خشکی گرفتن بیشتر این بخش از فلات مرکزی ایران است.

سپاسگزاری

این پژوهش از پشتیبانی‌های مالی و لجستیکی سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور برخوردار بوده است. آزمایش‌های سن سنجی کربن ۱۴ در چهارچوب همکاری‌های مشترک علمی ایران و فرانسه فراهم آمده و سن

- Benjamin, J., Rovere, A., Fontana, A., Furlani, S., Vacchi, M., Inglis, R.H., Galili, E., Antonioli, F., Sivan, D., Miko, S. and Mourtzas, N., 2017. Late Quaternary sea-level changes and early human societies in the central and eastern Mediterranean Basin: An interdisciplinary review. *Quaternary International*, 449, 29-57.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18 (2), 210-265.
- Billant, J., 2010. Analyse satellitaires et topographiques d'anciennes lignes de rivages en Iran: Implications paléoclimatiques. Msc thesis, Géosciences Montpellier, Université Montpellier 2, France.
- Bobek, H., 1963. Nature and Implications of Quaternary Climatic Changes in Iran. In: *Changes of Climate, Proceedings of Symposium on Changes of Climate with Special Reference to and Zones: Rome, 1961, UNESCO*, 403-413.
- Bryson, R. A. and Bryson, R. U., 1999. Holocene climates of Anatolia: as simulated with archaeoclimatic modeling. *Türkyie Bilimler Akademisi Arkeoloji Dergisi (Turkish Academy of Science)*. *Journal of Archaeology*, 2, 1-14.
- Calkin, P. E. and Young, G. M., 2002. Global glacial chronologies and causes of glaciation. In *Modern and Past Glacial Environments*, 15-52.
- Clare, L. and Weninger, B., 2010. Social and biophysical vulnerability of prehistoric societies to rapid climate change. *Documenta Praehistorica*, 37, 283-292.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. and Fan, J.X., 2013. The ICS international chronostratigraphic chart. *Episodes*, 36(3), 199-204.
- Cuffey, K. M. and Clow, G. D., 1997. Temperature, accumulation, and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102 (C12), 26383-26396.
- Davis, L.G. and Madsen, D.B., 2020. The coastal migration theory: Formulation and testable hypotheses. *Quaternary Science Reviews*, 249, 106605.
- De Martini, P.M., Hessami, K., Pantosti, D., Addezio, G.D. and Alinaghi, H., 1998. A geologic contribution to the evaluation of the seismic potential of the Kahrizak fault (Tehran, Iran). *Tectonophysics*. 287, 187-199.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F. A. M. C. and Şengör, A. M. C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia—a young collision zone. *Geological Society, London, Special Publications*, 19 (1), 1-36.
- Djamali, M., DeBeaulieu, J. L., Andrieu-Ponel, V., Berberian, M., Miller, N. F., Gaudouin, E., Lahijani, H., Shah-Hosseini, M., Ponel, P., Salimian, M., and Guiter, F., 2009. A late Holocene pollen record from Lake Almalou in NW Iran: evidence for changing land-use in relation to some historical events during the last 3700 years. *Journal of Archaeological Science*, 36 (7), 1364-1375.
- Djamali, M., DeBeaulieu, J. L., Shah-Hosseini, M., Andrieu-Ponel, V., Ponel, P., Amini, A., Akhiani, H., Leroy, S. A. G., Stevens, L., Lahijani, H. and Brewer, S., 2008. A late Pleistocene long pollen record from Lake Urmia, NW Iran. *Quaternary Research*, 69, 413-420.
- Ebrahimi, B. and Seif, A., 2016. Equilibrium-Line Altitudes of Late Quaternary Glaciers in the Zardkuh Mountain, Iran. *Geopersia*, 6 (2), 299-322.
- Ehlers, E., 1980. Iran: Grundzüge einer geographischen Landeskunde. *Wissenschaftliche Länderkunden*, 18, Darmstadt.
- Fazeli Nashli, H., Beshkani, A., Markosian, A., Ilkhani, H., Abbasnegad Seresty, R. and

- Young, R., 2009. The Neolithic to Chalcolithic Transition in the Qazvin Plain, Iran: chronology and subsistence strategies. *Archaeologische Mitteilungen Aus Iran Und Turan (AMIT)*, 41, 1-21.
- Fazeli Nashli, H., Vidale, M., Guida, G. and Coningham, R. A. E., 2010. The evolution of ceramic manufacturing technology during the late Neolithic and transitional Chalcolithic periods at Tepe Pardis, Iran. *Archaeologische mitteilungen aus Iran und Turan*, 42, 87-112.
 - Fazeli Nashli, H., Wong, E., and Azizi, H., 2014. The Evolution of Specialized Ceramic Production during the Late Neolithic and the Transitional Chalcolithic Periods in the Qazvin and Tehran Plains (Iran). *Bar International Series*, 2690, 233-244.
 - Ferrigno, J. G., 1991. Glaciers of Iran. *Glaciers of the Middle East and Africa, Satellite Image Atlas of Glaciers of the World*, G31-47.
 - Flohr, P., Fleitmann, D., Matthews, R., Matthews, W. and Black, S., 2016. Evidence of resilience to past climate change in Southwest Asia: Early farming communities and the 9.2 and 8.2 ka events. *Quaternary Science Reviews*, 136, 23-39.
 - Gibbard, P. L. and Head, M. J., 2009. The definition of the Quaternary system/ era and the Pleistocene series/ epoch. *Quaternaire, Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 20 (2), 125-133.
 - Gibbard, P. L., Head, M. J., Walker, M. J. and Subcommission on Quaternary Stratigraphy, 2010. Formal ratification of the Quaternary System/ Period and the Pleistocene Series/ Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science*, 25(2), 96-102.
 - Gutiérrez-Elorza, M. and Peña-Monné, J. L., 1998. Geomorphology and late Holocene climatic change in Northeastern Spain. *Geomorphology*, 23 (2-4), 205-217.
 - Gutiérrez-Elorza, M., Sancho-Marcén, C., Arauzo, T., Peña-Monné, J.L., Alsharham, A.S., Glennie, K. W., Whittle, G. L. and Kendall, C. G. S. C., 1998. Evolution and paleoclimatic meaning of the talus flatirons in the Ebro Basin, northeast Spain. *Quaternary Deserts and Climatic Change*. Balkema, Rotterdam, 593-599.
 - [Http://iranshahrpedia.ir](http://iranshahrpedia.ir)
 - [Https://dds.cr.usgs.gov/srtm](https://dds.cr.usgs.gov/srtm)
 - [Https://dds.cr.usgs.gov/srtm](https://dds.cr.usgs.gov/srtm)
 - Lahr, M. M. and Foley, R. A., 2016. Human evolution in late Quaternary eastern Africa. In *Africa from MIS 6-2*. 215-231, Springer, Dordrecht.
 - McFadden, L. D. and McAuliffe, J. R., 1997. Lithologically influenced geomorphic responses to Holocene climatic changes in the Southern Colorado Plateau, Arizona: a soil-geomorphic and ecologic perspective. *Geomorphology*, 19 (3-4), 303-332.
 - Nazari, H. and Ritz, J.-F., 2006. New insight to paleogeography and structural evolution of the Alborz in Tethyside. *Middle East Basins Evolution*, University of Milan, 4-5 Dec. Milan, Italy.
 - Nazari, H., Ritz, J.-F., Salamati, R., Shahidi A., Habibi, H., Ghorashi, M. and Karimi Bavandpur, A., 2010. Distinguishing between fault scarps and shorelines: the question of the nature of the Kahrizak, North Rey and South Rey features in Tehran plain (Iran) *Terra Nova* (doi: 10.1111/j.1365-3121.2010.00938.x).
 - Nazari H. and Ritz JF., 2019 a. Iranian Plateau in The Late Quaternary; when it was GREEN POCASP, Octobre 2019, Tehran-Iran.
 - Nazari H. and Ritz JF., 2019 b. Iranian Plateau in The Late Quaternary; a new synthesis to the Geological data, Archaeological as well as the Historic November 2019, TRIGGER III, Zanjan-Iran.
 - Rahimpour-Bonab, H., Shariatinia, Z. and Siemann, M. G., 2007. Role of rifting in evaporite deposition in the Great Kavir Basin, central

- Iran. Geological Society, London, Special Publications, 285 (1), 69-85.
- Rieben, E. H., 1966. Geological observations on alluvial deposits in northern Iran. Geological Survey of Iran Report, 9, 40.
 - Rieben, H., 1955. The geology of the Teheran plain. American Journal of Science, 253 (11), 617-639.
 - Roberts, N., 2002. Did prehistoric landscape management retard the post-glacial spread of woodland in Southwest Asia. *Antiquity*, 76 (294), 1002-1010.
 - Rose, J., 2010. New light on human prehistory in the Arabo-Persian Gulf oasis. *Current Anthropology*, 51 (6), 849-868.
 - Seif, A., 2015. Equilibrium-line altitudes of Late Quaternary glaciers in the Oshtorankuh Mountain, Iran. *Quaternary International*, 374, 126-143.
 - Stevens, L. R., Ito, E. and Wright, H. E., 2008. Variations in effective moisture at Lake Zeribar, Iran during the last glacial period and Holocene, inferred from the $\delta^{18}O$ values of authigenic calcite. *The Palaeoecology of Lake Zeribar and Surrounding Areas, Western Iran, During the Last*, 48, 283-302.
 - Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*, 52(71), 1229-1258.
 - Vaezi, A., Ghazban, F., Tavakoli, V., Routh, J., Beni, A.N., Bianchi, T.S., Curtis, J.H. and Kylin, H., 2019. A Late Pleistocene-Holocene multi-proxy record of climate variability in the Jazmurian playa, southeastern Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 514, 754-767.
 - Vahdati Nasab, H., Berillon, G., Jamet, G., Hashemi, M., Jayez, M., Khaksar, S., Anvari, Z., Guérin, G., Heydari, M., Akhavan Kharazian, M., Puaud, S., Bonilauri, S., Zeitoun, V., Sévêque, N., Darvishi Khatooni, J. and Asghari Khaneghah, A., 2019. The open-air Paleolithic site of Mirak, northern edge of the Iranian Central Desert (Semnan, Iran): Evidence of repeated human occupations during the late Pleistocene. *Comptes Rendus Palevol*, 18, 465-478.
 - Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R. and Tavakoli, F., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157 (1), 381-398.
 - Wasylikowa, K., Witkowski, A., Walański, A., Hutorowicz, A., Alexandrowicz, S. W. and Langer, J. J., 2006. Palaeolimnology of Lake Zeribar, Iran, and its climatic implications. *Quaternary Research*, 66 (3), 477-493.
 - Yesner, D. R., 1987. Life in the "Garden of Eden": Constraints of marine diets for human societies. *Food and Evolution: Toward a theory of human food habits*, Philadelphia, Temple University Press, 285-310.

Biostratigraphy of the Campanian-Maastrichtian deposits of the Gurpi Formation in Chenar anticline, Lorestan Zone and comparison with adjacent areas

Maghfouri Moghaddam, I.¹ and Afroose, N.²

1. Associate Professor, Geology Department, Faculty of Sciences, Lorestan University

2. Master graduate, Geology Department, Faculty of Sciences, Lorestan University

Received: 29 November 2020

Accepted: 10 March 2021

Abstract

In this research, biostratigraphic studies of the Gurpi Formation were carried out at the Chenareh section (Lorestan Zone). The thickness of Gurpi Formation at the studied section is 140 m and consists of limestone, marly limestone and marl. The Gurpi Formation conformably (with significant lithological changes) underlies the white limestones of the Ilam Formation and is covered by the sandstone of the Amiran Formation. On the basis of the recognized planktonic foraminifera, 7 biozones were reported as follows: *Globotruncanites elevata* Partial range Zone (Early Campanian), *Globotruncana ventricosa* Interval Zone (Middle to Late Campanian), *Radotruncana calcarata* Total Range Zone (Late Campanian), *Globotruncanella havanensis* Partial Range Zone (Late Campanian), *Globotruncana aegyptiaca* Interval Zone (Late Campanian), *Gansserina gansseri* Interval Zone (Late Campanian-Early Maastrichtian), *Contusotruncana contusa* Interval Zone (Late Maastrichtian). In the studied section, the Seymareh and Imam Hassan sections are not observed, unlike other sections in the Lorestan basin. The thickness of this formation in Chenareh anticline is much less than other sections in the adjacent areas.

Keywords: Chenareh anticline, Biostratigraphy, Lorestan basin, Gurpi Formation, Maastrichtian.

Physiochemical characteristics of ore-bearing fluids for celestite occurrence in the Zagros fold-thrust belt: using microthermometry studies

Saed, M.¹, Zarasvandi, A.² and Heidari, A.³

1. Ph. D. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

2. Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

3. Assistant Professor, Department of Petroleum Geology and Sedimentary Basins, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

Received: 30 December 2020

Accepted: 10 April 2021

Abstract

Oilocene-Miocene celestite occurrences are observed across the carbonate-evaporite formations of Asmari and Gachsaran in the Zagros fold-thrust belt. The aim of this research is the study of fluid inclusions in our celestite deposits (Tortab, Tarak, Likak and Babamohamad) to reveal the nature of ore-forming fluids. Abundant structures including: geodic and vein-like structures as open-space filling along with replacement textures like mosaic and vein-like in a carbonate matrix are present. Moreover, celestite, calcite, gypsum and anhydrite are observed as the major minerals in these deposits. Based on petrographic studies, 5 groups of fluid inclusions were recognised, which are categorized as: Liquid mono phase (L), vapour mono phase (V), liquid-rich two phase (LV), vapor-rich two phase (VL) and multi-phase fluids (LVS). The results obtained from the study of microthermometry data show 134.3 to 291.8°C as homogenisation temperatures and salinities of 2.5-18.17 wt%, NaCl equ, all are involved in forming celestite. Based on the results of microthermometry data, it can be deduced that formation mechanism of celestite is resulted from reaction between fluid and rocks of the area. Moreover, tectonic activities such as uplift and diagenesis of beds along with dissolution of minerals have caused release of strontium in the fluids responsible for ore-forming. This has generally undertaken by two fluids of meteoric and brine origins over different stages of ore-formation, replacing anhydrite with strontium at high temperatures during late- diagenetic and epigenetic processes.

Keywords: Epigenetic, Fluid inclusions, Celestite, Microthermometry, Zagros fold-thrust Belt.

Investigating the influences of structural and non-structural parameters on subsidence of Gorgan-AqGhala-Aliabad plain, using the integration of InSAR with subsurface data

Hamidi, R.¹, Safari, H.² and Rustaei M.³

1. Ph.D. student, Geology Department, Faculty of Sciences, Golestan University

2. Associate Professor, Geology Department, Faculty of Sciences, Golestan University

3. Assistant Professor, Remote Sensing Department, Geological Survey of Iran

Received: 16 May 2021

Accepted: 16 August 2021

Abstract

The Gorgan-Aqghala-Aliabad plain, which is located in Southwestern part of Western Kopet dagh, has experienced subsidence in last decades. One of the effective techniques in subsidence assessment is Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) technique which is an effective and fast method with high coverage area and high spatial resolution. In this research, the above mentioned plain is selected to determine the subsidence pattern and its relationship with structures and abnormal water consumption from aquifers, with using integration of InSAR techniques outputs and extracted subsurface data. The results show that some parts of this plain are undergone uplift with a rate of +19.0 mm/yr, whereas, the subsidence is located predominantly in two strips with strikes N40-50 (14.0 km width) and N-S (9.0 km width) with a rate of -9.0 to -14.7 mm/yr. Investigation on subsidence patterns-structures relationship demonstrated that these subsiding strips are correlated with previously determined subsurface structures. Considering the relationship between subsidence-uplift patterns with water wells in the area shows that subsidence pattern continues in the area where there is no exploiting water well. Inversely, in the areas with densely located exploiting water wells, uplift took place. Therefore, these results show that subsidence-uplift patterns of Gorgan-Aqghala-Aliabad plain are dominantly controlled by structures and to a lesser extent by abnormal exploiting from aquifers.

Keywords: Subsidence, Remote sensing, InSAR, Gorgan-Aqghala-Aliabad plain, Subsurface data.

Geology, mineralization and genesis of the Madabad celestite deposit, south Zanjan

Noori, M.¹, Kouhestani, H.², Nabatian, G.², Mokhtari, M.A.A.² and Zohdi A.³

1. M.Sc. in Economic Geology, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

2. Associated Professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

3. Assistant Professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Received: 2 March 2021

Accepted: 20 June 2021

Abstract

Rock units in the Madabad celestite deposit are composed of medium to thick-bedded and massive limestone interlayered with marly limestone and marl units of the Qom Formation (lower Miocene). Mineralization occurs as lens-shaped orebody, hosted by limestone units of member of the Qom Formation usually crosscutting bedding of the host rocks. Three stages of mineralization occurred in the Madabad deposit. The first stage is characterized by calcite formation during syn-depositional to syn-diagenesis processes. The second stage is related to hydrothermal processes that are distinguished by formation of fine-grained and sugary crystals of massive stage-1 celestite, vein-veinlets of coarse-grained stage-2 celestite along with minor strontianite and barite, coarse-grained euhedral crystals of stage-3 celestite with vug infilling texture, and finally late-stage quartz and calcite vein-veinlets. Stage three includes supergene processes. Hydrothermal alteration includes dolomitization, calcitization and silicification. Celestite along with minor strontianite and barite are ore minerals, and calcite, dolomite, quartz and iron oxides-hydroxides are gangue minerals at Madabad. The ore minerals show vein-veinlets, vug infilling, brecciated and cataclastic textures. Microthermometric measurements of two-phase liquid-rich fluid inclusions hosted in celestite II indicate that salinities values range from 6 to 18 wt.% NaCl equiv. (avg. 10.6 wt.% NaCl equiv.). These inclusions have homogenization temperatures range from 248 to 365 °C, with an average of 278 °C. These data indicate a minimum trapping depth of 510 m for the Madabad deposit. Sr was originated from evaporate units within the marly parts of the Qom Formation and volcanic units of the Karaj Formation. Characteristics of the Madabad deposit are similar to epigenetic replacement celestite deposits.

Keywords: Epigenetic, Zanjan, Qom Formation, Celestite mineralization, Madabad.

Basic steps in determining the provenance of terrestrial sedimentary sequences, with examples from central and north west of Iran

Amini, A.H.¹

1. Professor, Soft rock Group, School of Geology, College of Sciences, University of Tehran

Received: 7 July 2021

Accepted: 21 September 2021

Abstract

By stating the fundamental differences between terrestrial and detrital facies, this paper emphasizes on the limitations of provenance studies in terrestrial facies. Considering the presence of coarse-, medium- and fine-grained facies in most of terrestrial sedimentary sequences, the differences in textural and mineralogical characteristics, their study methods and possible differences in the provenance of these facies, the basic and necessary steps in studying these facies for determining the sedimentary provenance was investigated. In explaining these steps, some examples from terrestrial formations of Central Iran (Upper Red Formation) and north west of Iran (Zivar Formation) are presented. The role of diagenesis, structural deformation and paleogeography in the provenance study and their importance in this type of studies are explained. Finally, it is discussed how to proof the accuracy of the interpretations for the studied sedimentary sequences.

Keywords: Central Iran, Provenance, North West of Iran, Terrestrial facies.

The Iranian Plateau at the end of the Quaternary: new synthesis of geological, archaeological and historical data

Nazari, H.¹, Najar, E.², Ritz, J-F.³, Shokri, M. A.⁴, Fathian, A.⁵, Rezaei, F.¹, Rahim, R.⁶, Fazeli Nashli, H.⁷, Baharfirouzi, Kh.⁴, Vahdatinasab, H.⁸, Shahidi, A. R.⁴, Borzoi, M.⁹ and Aghaali, E.²

1. Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran-Iran
2. Expert, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran-Iran
3. Professor, Laboratoire Géosciences Montpellier, Université de Montpellier-CNRS UMR 5243, Montpellier-France
4. Expert, Geological Survey of Iran, Tehran-Iran
5. PhD student, Neotectonics and Natural Hazards Institute, RWTH Aachen University, Aachen-Germany
6. Expert, Kurdistan Mines and Mining Industries Development Company (KUMMIDCO), Tehran- Iran
7. Professor, Faculty of Literature and Humanities, University of Tehran, Tehran-Iran
8. Professor, Faculty of Humanities, University of Tarbiatmodares, Tehran-Iran
9. Expert, Civils and Reconstruction Organization, Sabzevar Municipality, Sabzevar-Iran

Received: 29 August 2020

Accepted: 8 February 2021

Abstract

Via combining the geological, geochronological data with archaeological and historical data synthesis, it is shown that the northern part of the central plateau of Iran corresponded to a large lake, at the very end of the Pleistocene-early Holocene period. The morphological and stratigraphic markers of this ancient lake are still visible in some areas of the central plateau of Iran, especially in the Kavir desert, the Qom-Aran desert and the region of Masileh. The Paleo shorelines located at altitude of ~1100 m found in many places around the current Great Kavir depression is one of the most important signs that confirms the existence of an integrated lake, especially during the younger Dryas. Our geochronological data suggest that between the beginning of the Holocene (~11.5 ka) and 8 ka, the lake level gradually decreased by 250 m, to reach the altitude of 850 m. It is suggested that the cause of this lowering is the evaporation due to warmer and drier climate.

According to absolute archaeological dating, the northern part of the Central Plateau has been inhabited by human communities for 50,000 years. From early Holocene; the first sedentary communities around 9,000 years ago provided the structure of rural communities in this part of Iran. From an environmental point of view, part of the water resources of these ancient settlements originated from the mountains of southern Alborz. Based on the newly found evidence of the present article, it can be assumed that in the current location of the Great Central Desert in the ancient world, freshwater lake or lakes provided suitable habitat, rich in biological resources, for prehistoric inhabitants.

Keywords: Paleoclimate, Paleolithic, Paleolake, Iranian Plateau, Neolithic.



Vol. 15, No. 60, Winter 2022

License Holder:

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editorial Director:

Dr. Khodaei, K., Assistant Professor - Research Institute of Applied Sciences

Editor in Chief:

Dr. Adabi, M.H., Professor - Shahid Beheshti University

Assistant Editor:

Dr. Nassery, H.R., Professor - Shahid Beheshti University

Editorial Board:

Dr. Adabi, M.H., Professor - Shahid Beheshti University

Dr. Nassery, H.R., Professor - Shahid Beheshti University

Dr. Rezaei, M.R., Professor - Curtin University of Australia

Dr. Raeisi, E., Professor - Shiraz University

Dr. Saeedi, A., Associate Professor - Geological Survey of Iran

Dr. Ghazban, F., Professor - Tehran University

Dr. Fatemi Aghda, S.M., Professor - Kharazmi University

Dr. Gharshi, M., Associate Professor - Geological Survey of Iran

Dr. Ghavidel, M., Professor of Institute of Petroleum Engineering - Tehran University

Dr. Moore, F., Professor - Shiraz University

Dr. Mousavi Harami, R., Professor - Ferdowsi University Mashhad

Dr. Mirzaei, S., Professor - Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Dr. Vossoughi Abedini, M., Associate Professor - Shahid Beheshti University

Dr. Kohandel, A., Associate Professor - Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Manager: Hatefi, R., Assistant Professor - Research Institute of Applied Sciences

Executive Director: Esmaili, E.

Editors: Dr. Nassery, H.R. and Faezi, N.

Designer: Ansari, A.

Published: Winter 2022

Print: Tarh and Naghsh

Print address: No. 40, 16 Azar Avenue, Keshavariz Boulevard, Tehran, Iran

Office address: Shahid Beheshti University, Evin, Tehran, Iran, P.O.Box. 196151171

Tel: +98(21)29902594-22431933-4

E-mail: zaminshenasiiran@yahoo.com

Website Journal: Journal.rias.ac.ir

Website: www.rias.ac.ir

This Quarterly Review of Science-Research to Number 3/309 and History 16 April 2008 from the Ministry of Science, Research and Technology.

This journal is indexed in the following sites:

<http://www.isc.gov.ir>; <http://www.srlst.com>; <http://www.sid.ir>; <http://www.magiran.com>