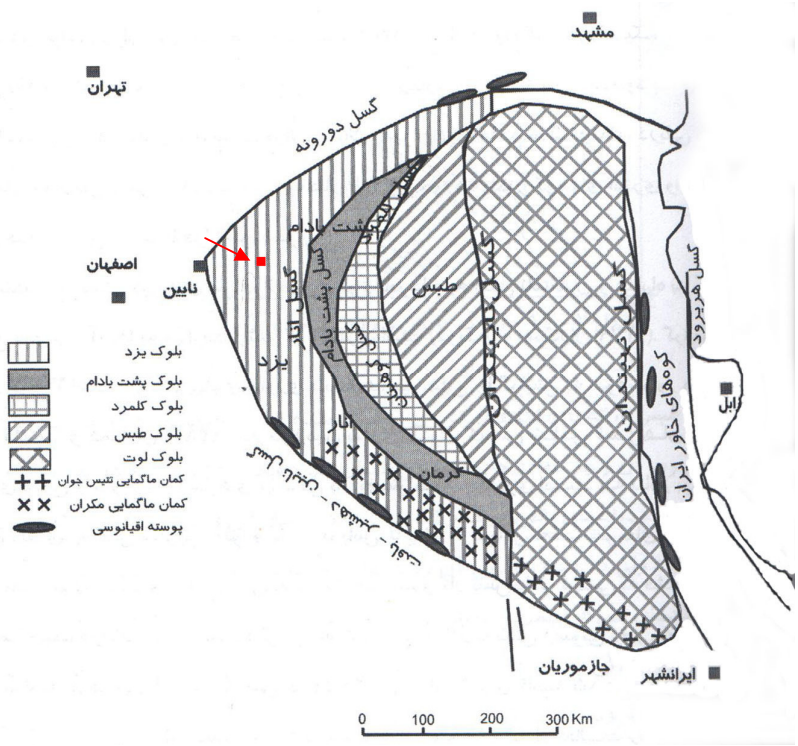
فصل دوم

زمین‌شناسی

۲-۱-مقدمه

کانسار چاه‌پلنگ از دیدگاه زون‌های ساختاری در ایران مرکزی قرار دارد. خردقاره ایران مرکزی بخشی از ایران میانی است که با زمین‌درزهای افیولیتی سیستان، نائین، بافت، گسل دورونه و افیولیت‌های کاشمر-سبزوار احاطه شده و توسط گسل‌های طویلی که به سمت باختر خمیدگی دارند و از نوع امتدادلغز راستگردند، قابل تقسیم به بلوک لوت، فرازمین شتری، فرونشست طبس، فرازمین کلمرد، بلوک پشت بادام، فروافتادگی بیاضه-بردسیر و بلوک یزد است (آقانباتی ۱۳۸۳) (شکل ۲-۱).



شکل ۲-۱-محدوده خردقاره ایران مرکزی و زیرپهنه‌های آن. منطقه مورد مطالعه در بلوک یزد واقع است و موقعیت آن بر روی نقشه با فلش و مربع قرمزرنگ نمایش داده شده است.

در گذشته، خردقاره ایران مرکزی را بخشی از توده میانی ایران مرکزی می‌دانستند ولی به باور اشتوکلین (۱۹٦۸) پس از سخت شدن پی‌سنگ پرکامبرین، بخش یادشده در زمان پالئوزوئیک ویژگی‌های سکویی داشته و در زمان‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک به منطقه‌ای پرتحرک و پویا تبدیل شده است. با

وجود این باید گفت که الگوی ساختاری حاکم بر این خردقاره از نوع بلوک‌های جداشده با گسل‌های عمده است که هر یک ویژگی جداگانه دارند و پویایی خردقاره در همه جا یکسان نیست. همانطور که در شکل ۲-۱ ملاحظه می‌گردد منطقه مورد مطالعه در بلوک یزد واقع شده است.

بلوک یزد بخش باختری خردقاره ایران مرکزی است که از شمال به گسل دورونه و از باختر به نوار افیولیتی نائین-بافت محدود است (شکل ۲-۱). دو نکته ویژه در بلوک یزد وجود دارد: یکی دگرگونه‌های انارک، دوم ردیف‌های تریاس نخلک. در ناحیه انارک که گاهی به نام ماسیف انارک-خور از آن یاد می‌شود مجموعه‌ای از رسوبات پلیتی-پسامیتی به همراه سنگ‌های کربناتی و آتشفشانی متعلق به شیب قاره وجود دارند که به صورت ناحیه‌ای و در رخساره‌های شیست سبز و شیست آبی دگرگون شده‌اند و به صورت ورق‌های بْرخورده با افیولیت‌ها، سنگ‌آهک‌های پلاژیک و رسوب‌های آشفته همراهند (آقانباتی ۱۳۸۳).

۲-۲-زمین‌شناسی

محیط زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه توسط تأثیر چین‌خوردگی کیمرین میانی همراه با بستر پروتروزوئیک بالایی تا پالئوزوئیک و روی هم قرار گرفتن کمپلکس فلیشی ژئوسینکلینالی مزوزوئیک و رسوبات تریجنوس کربناته کرتاسه-سنوزوئیک تعیین می‌شود. منطقه مورد مطالعه توسط سنگ‌های کمپلکس ژئوسینکلینال پوشیده شده است و رسوبات کواترنری و سنگ‌های آذرین کمیاب هستند.

۲-۳-چینه‌شناسی

بیشترین بخش مقطع زمین‌شناسی شامل رسوبات ماسه‌ای-رسی ژوراسیک می‌باشد که به صورت دگرشیب توسط ماسه‌سنگ‌های الیگوسن، سنگ‌آهک‌های الیگوسن-میوسن و کنگلومرای پلیوسن پوشانده شده‌اند. رسوبات کواترنری در دره‌های کوهپایه‌ای و شیارهای آبراهه‌ای فصلی شکل گرفته‌اند (تکنواکسپورت ۱۹۸۲).

۲-۳-۱-ژوراسیک

سیستم ژوراسیک، به طول حدود ٦٠ میلیون سال، نام خود را از کوه‌های ژورا در مرز فرانسه و سویس گرفته و شامل سه زیرسیستم ژوراسیک پایینی (لیاس)، ژوراسیک میانی (دوگر) و ژوراسیک بالایی (مالم) است. سنگ‌های لیاس و اوایل دوگر ایران، پیوند نزدیکی با نهشته‌های تریاس بالا دارند. از سوی دیگر، سنگ‌های ژوراسیک بالای ایران نیز به نوعی با نهشته‌های کرتاسهٔ آغازی در ارتباط است.

بررسی‌های دیرینهٔ جغرافیای ژوراسیک ایران گویای این است که در این زمان، شامل دو گسترهٔ مستقل بوده که در امتداد محل تقریبی راندگی اصلی زاگرس از یکدیگر جدا بوده‌اند. نوع سنگ‌ها و زیستواران این دو گستره تفاوت آشکار دارد و لذا بررسی ژوراسیک ایران در دو صفحهٔ ایران (البرز، ایران مرکزی، کپه‌داغ) و صفحهٔ زاگرس، می‌تواند بیانگر ویژگی‌های چینه‌شناسی این سیستم باشد.

در پاره‌ای نقاط، بویژه در زون سنندج-سیرجان و بلوک لوت، سنگ‌های ژوراسیک در رخسارهٔ شیست سبز و بندرت آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. به طور عموم، فرآیند دگرگونی به سن ژوراسیک پسین و نتیجهٔ سیمرین پسین دانسته شده، ولی داده‌های گوناگون، مانند محدود بودن پدیدهٔ دگرگونی به سنگ‌های ژوراسیک پایینی-میانی، پوشیده شدن این دگرگونی‌ها با ردیف‌های نادگرگونی ژوراسیک بالا و ...، بیشتر بر زمان ژوراسیک میانی و عملکرد سیمرین میانی تأکید دارد (آقانباتی، ۱۳۸۳).

تأثیر دو رویداد زمین‌ساختی بر حوضه‌های رسوبی ژوراسیک ایران درخور توجه است. به نخستین رویداد که تاکنون ناشناخته بوده و در اواسط دوگر (باژوسین-باتونین) روی داده، سیمرین میانی نام داده شده است. پیامد تحولات زمین‌ساختی این رویداد، چین‌خوردگی، ماگماتیسم و دگرگونی است و به نوعی می‌توان آن را کوهزایی دانست که اثرات آن به ویژه در زون سنندج-سیرجان و بلوک لوت بیشترین مقدار است. دومین رویداد زمین‌ساختی ژوراسیک ایران، رویداد سیمرین پسین است. اگرچه زمان این رویداد را مرز ژوراسیک-کرتاسه و آن را نوعی کوهزایی همراه با چین‌خوردگی ماگماتیسم دانسته‌اند، ولی با تکیه بر داده‌های زمین‌شناسی جدید ژوراسیک ایران، می‌توان گفت که برخلاف باور عموم این روند نه در مرز ژوراسیک-کرتاسه، که در مرز کرتاسهٔ پیشین (پیش از بارمین) رخ داده است. در ضمن این رویداد ماهیت خشکی‌زا داشته و بسیاری از تحولات زمین‌ساختی منسوب به زمان

ژوراسیک پسین و رویداد سیمرین پسین، در واقع حاصل چین‌خوردگی و ماگمازایی سیمرین میانی است که تاکنون ناشناخته بوده است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

سازند شمشک

در ایران مرکزی می‌توان سنگ‌های زمان ژوراسیک را در دو چرخهٔ رسوبی زغالدار (گروه شمشک) و چرخهٔ رسوب‌های دریایی (گروه مگو) جای داد که مرزهای زیرین و بالایی آن منطبق بر رویدادهای زمین‌ساختی است.

رسوب‌های زغالدار ایران مرکزی، به سن لیاس–دوگر میانی، در حوضه‌های پیش‌بوم کم‌ژرفای قاره‌ای–مردابی–کولابی با شرایط به تقریب یکسان نهشته شده‌اند. به همین دلیل، رخسارهٔ همگن و تفکیک‌نشدنی دارند. با وجود این، در برخی نقاط، با بهره‌گیری از تفاوت‌های سنگی و سنگواره‌ای می‌توان رسوب‌های مورد نظر را به چند واحد سنگی تقسیم کرد.

رسوب‌های ژوراسیک پایین (هتانژین–پلینسباچین) رخسارهٔ آبرفتی، رودخانه‌ای، دشت سیلابی و دریاچه‌ای–مردابی و نام *سازند آب‌حاجی* دارند. نهشته‌های زمان توآرسین–باژوسین پیشین از نوع آهک ائولیتی حاوی بلمنیت، دوکفه‌ای، مرجان و آمونیت به نام *سازند بادامو* است که کربنات‌های فراهم‌شده در دریای باز، کم ژرفا، گرم با محیط زیست مناسب برای رشد زیستواران فراوان و شوری عادی را نشان می‌دهد.

از آغاز باژوسین، با پسروی دریا و کاهش ژرفای حوضه، ردیف پسرونده‌ای بر جای گذاشته شده که نهشته‌های زغالی آن نشان از گسترش کوتاه‌مدت تورب‌زارها و رویش گیاه در نواحی نزدیک به خشکی دارد. داشتن سنگواره‌های دریایی نشانگر آن است که نهشته‌های پسروندهٔ باژوسین به نام *سازند هجدک* بیشتر در محیط‌های دریایی کم‌ژرفا نهشته شده‌اند. اگرچه در پاره‌ای نقاط شناخت و تفکیک سازندهای سه‌گانه یادشده امکان‌پذیر است، ولی این کار، در جاهایی که آهک‌های ائولیتی سازند بادامو به انواع شیلی و ماسه‌سنگی تبدیل می‌شود، شدنی نیست. لذا، برای مجموعهٔ تفکیک‌نشدنی آنها از عنوان *گروه شمشک* استفاده می‌شود که از آن جمله می‌توان به نواحی شتری، شیرگشت، فردوس، جنوب باختری کرمان، کاشان، رفسنجان، بلوک لوت و ... اشاره کرد. سازند شمشک در محل برش الگو ۱۰۲۷ متر ضخامت دارد ولی تغییرات جانبی ضخامت زیاد است. ستبرای آن در نقاط مختلف ایران از چندین متر

تا ۳۰۰۰ متر متفاوت است. مرز زیرین آن با ناپیوستگی سیمرین پیشین و مرز بالایی آن با رویداد سیمرین میانی مشخص می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۳).

رسوبات شمشک، ناحیه قابل توجهی از منطقه مورد مطالعه را دربرمی‌گیرد و شامل منحصراً سنگ‌های تریجنوس با درجه دگرگونی ضعیف شیل، متاسنداستون و متاسیلتستون می‌باشد. انواع تک‌سنگ‌ها به صورت لایه‌های تناوبی ریتمیک و گهگاه به صورت لایه‌هایی تا ۸۰ متر ضخامت وجود دارد. دگرگونی سنگ‌ها از حد رخساره شیست سبز تجاوز نمی‌کند. بافت سنگ‌های رسوبی بویژه در متاپسامیت‌ها که تنها سیمان دگرگون شده، بخوبی حفظ گردیده است. سنگ‌ها شدیداً به صورت بلوک‌های مختلف گسل‌خوردگی و چین‌خوردگی جابجا شده‌اند چنانکه ارائه یک مقطع زمین‌شناسی از سازند را در این منطقه مشکل می‌کند. پایین‌ترین بخش سکانس اساساً از لایه‌های شیل با مقداری متاسنداستون (با ضخامت کمتر از ۳۰ متر) تشکیل شده است. در بعضی جاها لایه‌های که ضخامتشان به ٦٥ متر می‌رسد از شیل با تناوب دوره‌ای با متاسنداستون و متاسیلتستون وجود دارد. بخش‌های میانی و شاید بالایی از میان‌لایه‌های دوره‌ای شیل، متاسنداستون و متاسیلتستون با تعدادی لایه‌های ضخیم متاسنداستون که یکی از این لایه‌ها که به ۸۰ متر ضخامت می‌رسد علامت خوبی برای ساختمان اصلی چین‌خوردگی منطقه می‌باشد.

شیل‌ها که فراگیرترین سنگ‌های سازند می‌باشند، سنگ‌هایی یکنواخت‌تر شامل هیدرومیکاها با مقداری سرسیت، کلریت، کوارتز تخریبی و مواد اپک هستند. همچنین لایه‌هایی از شیل‌های زغالدار و شیل‌های ماسه‌ای را می‌توان در نقاط مختلف منطقه مورد مطالعه مشاهده کرد (شکل‌های ۲-۲ تا ۲-۹).

سنگ‌های تخریبی با دگرگونی ضعیف عبارتند از متاسنداستون، متاسیلتستون و حدواسط متاسیلتستون-متاسنداستون می‌باشند. انواع کوارتزس، پلی‌میکتیک و گری‌واک ناقص در بین آنها تشخیص داده شده است.

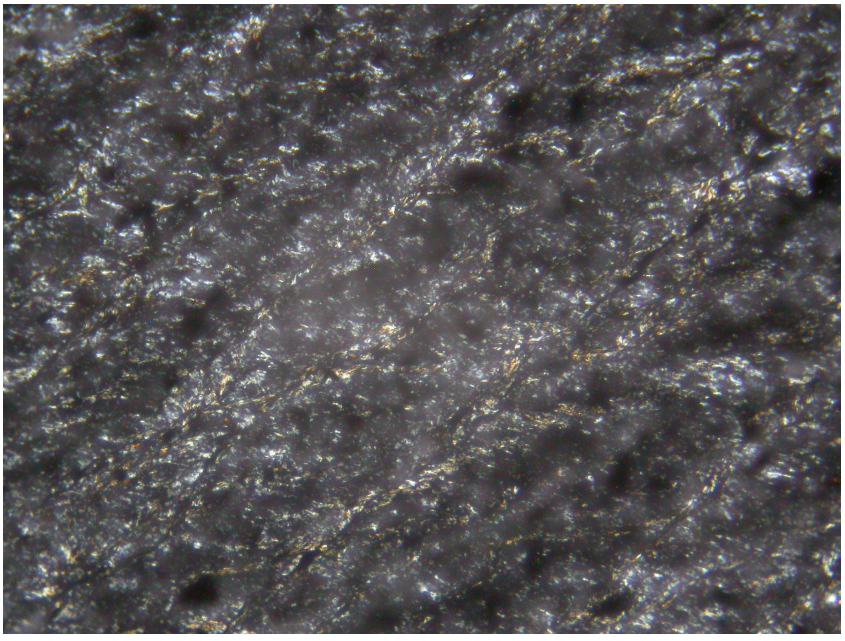
کوارتزس متاسنداستون و *متاسیلتستون* شامل عمدتاً دانه‌های کوارتز (۸۵ تا ۹۰ درصد) و حاوی مقادیر کمی از پلاژیوکلاز، زیرکن، آپاتیت، تورمالین، میکاها و کانه‌ها می‌باشند. قطعات گردشده‌اند و اندازه آنها از ۰/۰۱ تا ۰/۲ میلیمتر می‌رسد. سیمان اساساً شامل کربنات‌ها، میکاهای کربناته یا میکاها با مقداری کلریت، کوارتز و احتمالاً آلبیت می‌باشد.

متاسنداستون و *متاسیلتستون‌های پلی‌میکتیک*، نزدیک به انواع آرکوزها، شامل قطعات کوارتز (۵۰ تا ۶۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۳۰ درصد)، میکروکلین (کمتر از ۱۰ درصد) و میکاها، کلریت، زیرکن، کربنات، روتیل، گلاکونیت و کانه‌ها می‌باشند. قطعات از لحاظ اندازه از ۰/۰۱ تا ۰/۱۵ میلیمتر و از لحاظ شکل گردشده یا نیمه‌زاویه‌دار هستند. سیمان به صورت حوضه‌ای یا درون‌شبکه‌ای شامل کربنات یا میکاها می‌باشد.

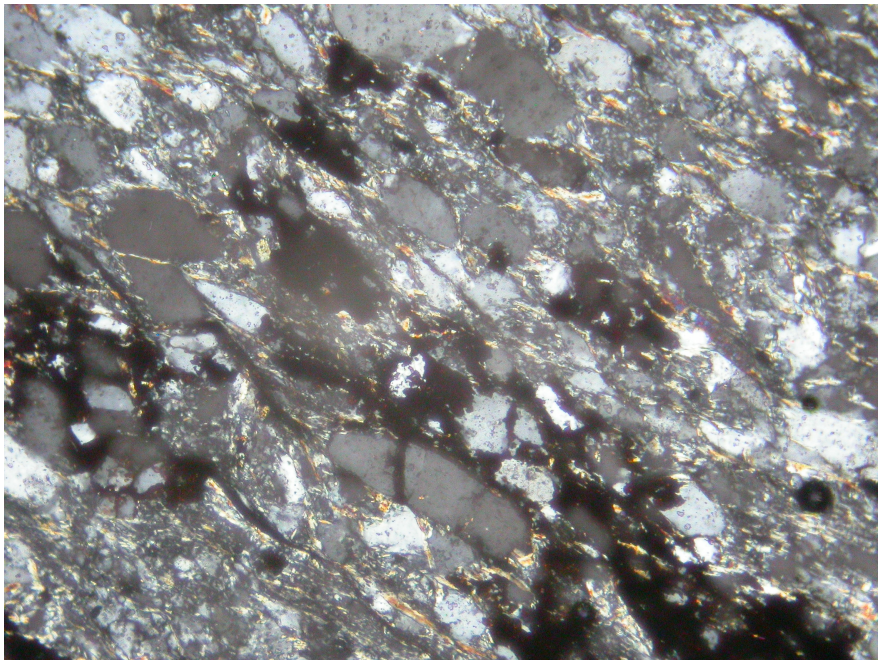
رسوبات سازند شمشک به سوی شمال منطقه گسترش دارند جایی که سن ژوراسیک پایینی تا میانی براساس مجموعه‌ای از باقیمانده‌های گیاهی تشخیص داده شده است (پرفلیف، آیستف و دیگران، ۱۹۷۹). سن ژوراسیک میانی سازند همچنین توسط الف. حقی‌پور تعیین گردیده است که تشخیص Modiola sp., Pleuromya cf. uniodes (Roemer) را که در ناحیه چهارگوش اردکان (حقی‌پور و دیگران، ۱۹۷۷) جمع‌آوری شده است گزارش کرده است (تکنواکسپورت ۱۹۸۲).

شکل ۲-۲-نمایی از لایه‌های شیل زغالدار در انتهای ترانشه ۲ کانسار چاه‌پلنگ جنوبی. در محل‌هایی که توسط فلش سفید مشخص شده مقدار زغال افزایش می‌یابد (دید به سمت جنوب غرب).

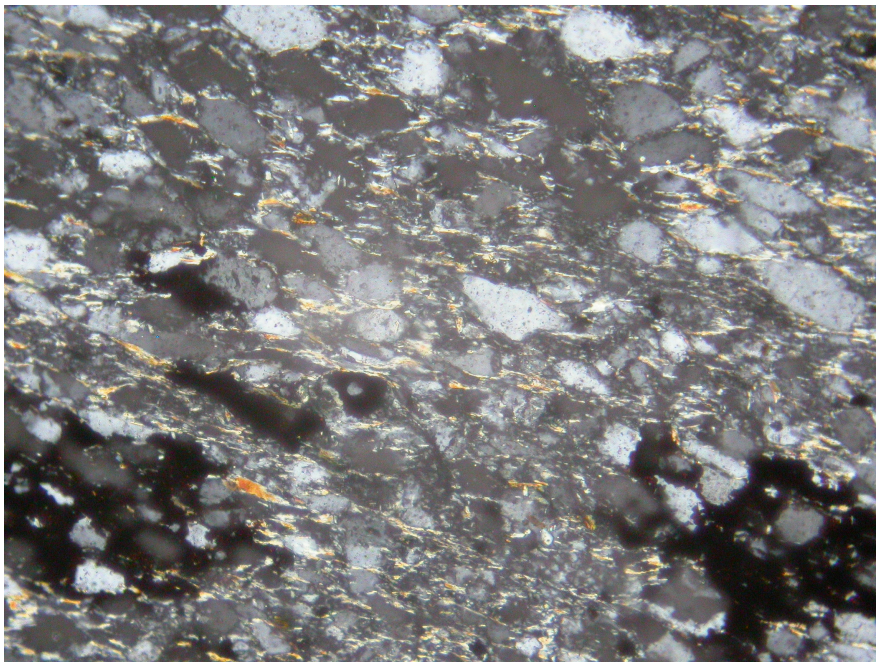
شکل ۲-۳-نمایی نزدیک از شیل‌های ماسه‌ای در چاه‌پلنگ جنوبی



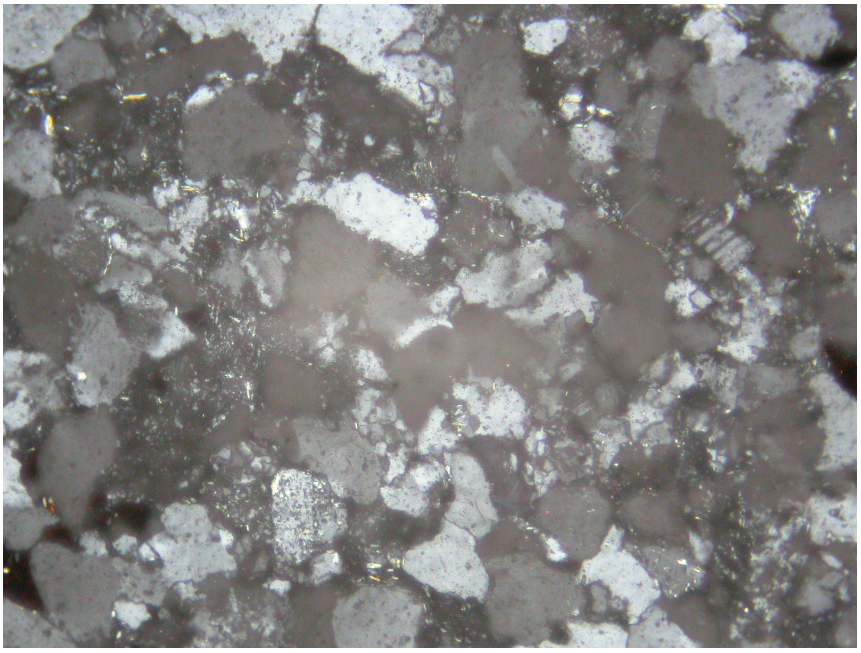
شکل ۲-٤-نمایی از بافت شیلی در شیل‌های زغال‌دار منطقه، XPL, 100X



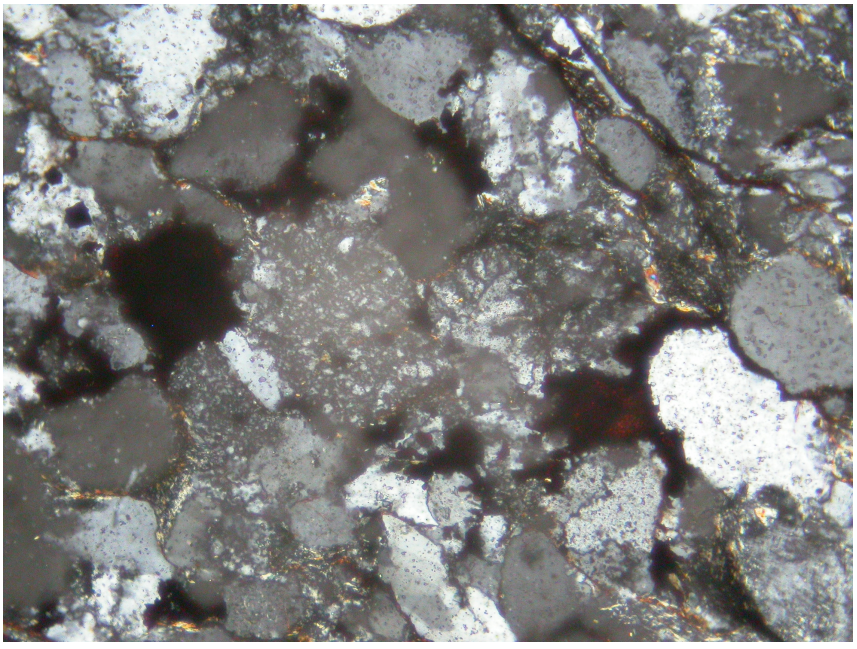
شکل ۲-۵-نمایی از بافت لپیدوبلاستیک در میکاشیست‌های محدوده چاه‌پلنگ جنوبی، XPL, 100X



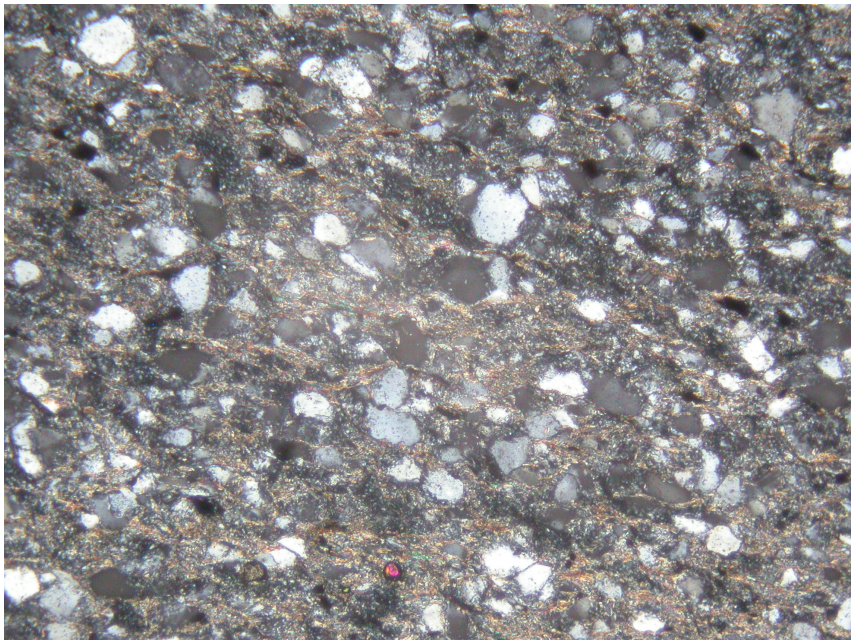
شکل ۲-٦- نمایی از بافت لپیدوبلاستیک در میکاشیست‌های محدوده چاه‌پلنگ جنوبی، XPL, 100X



شکل ۲-۷-نمایی از ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی محدوده چاه‌پلنگ جنوبی، XPL,100X



شکل ۲-۸- نمایی از ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی محدوده چاه‌پلنگ جنوبی، XPL,100X



شکل ۲-۹-نمایی از ماسه‌سنگهای نابالغ (immature) کمی دگرگون‌شده در منطقه چاه‌پلنگ جنوبی، XPL, 40X

۲-۳-۲-الیگوسن

پس از رویداد ائوسن پایانی (رخداد پیرنئن)، هوازدگی و فرسایش درخور توجهی بر پوستهٔ ایرانزمین تحمیل شد و مواد حاصل، در محیط‌های رسوبی آبرفتی، دشت سیلابی و یا دریاچه‌های موقت مناطق گرمسیری و در شرایط اکسیدی نهشته شده‌اند. جایگاه چینه‌شناسی نهشته‌های موردنظر، به طور کلی بین سنگ‌های ائوسن بالا و الیگوسن پسین است. از اینرو، با وجود نداشتن سنگوارهٔ شاخص، به سن الیگوسن دانسته شده‌اند که در زمین‌شناسی ایران به *سازند سرخ پایینی* شهرت دارند (آقانباتی ۱۳۸۳).

سازند سرخ پایینی

سازند سرخ پایینی معرف ردیف‌های قاره‌ای سرخ‌رنگ الیگوسن باختر ایران مرکزی است که به ویژه در نواحی قم، تفرش، جنوب خاوری تهران، شمال گرمسار و شمال سمنان گسترش درخور توجه دارد.

نام سازند سرخ پایینی که نخستین بار توسط گانسر (۱۹۵۵) پیشنهاد شد، به ردیفی از رسوبات سرخ‌رنگ گفته می‌شود که جایگاه روشنی بین سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن و لایه‌های دریایی الیگوسن-میوسن (سازند قم) دارند. ولی تاکنون برش الگوی مشخصی نداشته‌اند.

گسترش جغرافیایی قابل اطمینان این سازند به طور عمده بخش جنوب باختری ایران مرکـزی (قـم، تفرش، کاشان، باختر کرمان، جنوب زنجان) است.

چگونگی مرزهای پایین و بالا، سنگ‌شناسی و ضخامت این سازند تغییرات زیادی دارد. مـرز پـایینی سازند، در بیشتر نواحی به سنگ‌های ائوسن بالایی و ناپیوسته است. ولی در انارک ایـن سـازند بـه طـور پیوسته ردیف ائوسن–الیگوسن را می‌پوشاند. اما هرجا که سنگ‌های ائوسن–الیگوسـن وجـود نـدارد، بـا دگرشیبی زاویه‌دار بر روی سنگ‌های قدیمی‌تر دیده می‌شوند. بر روی سازند سرخ پایینی، سازند قم قرار می‌گیرد. به طور معمول مرز بین دو سازند سرخ پایینی و قم ناگهانی است و دگرشیبی مشخـصی نـدارد ولی در یال شمالی ناودیس آبگرم همدان، بین دو سازند، دگرشیبی حدود ۳۰ درجه دیده می‌شود.

از نگاه سنگ‌شناسی، کنگلومرا، ماسه‌سـنگ، ژیـپس، سـنگ نمـک، گـاهی گـدازه، سـیلت و رس از سازنده‌های اصلی سازند سرخ پایینی هستند ولی نسبت این سنگ‌ها در برش‌های گوناگون بـسیار متغیـر است (آقانباتی ۱۳۸۳).

در منطقه چاه‌پلنگ رسوبات این سازند بر روی لایه‌های فرسایش‌یافته ژوراسیک با دگرشیبی زاویه‌دار در نواری که در شرق منطقه گسترش دارد قرار گرفته است. این رسوبات شامل میان‌لایه‌هـای قهـوه‌ای و قرمز–قهوه‌ای ماسه‌سنگی، گراول‌اسـتون و بنـدرت دولومیـت مـی‌باشـند. بلافاصـله بـر روی لایـه‌هـای ژوراسیک، کنگلومرا با بولدرهای خاکستری‌رنگ با قطعاتی از شیل، متاسنداستون و سنگ‌های دیگر قـرار گرفته است. یک مقطع کامل از سازند سرخ پایینی در کرانه شمال شرقی منطقه توصیف شده است.

مقطع (شکل ۲–٤). موقعیت: بخش شمال شرقی منطقه، پروفیل ۵۲.

قاعده: سطح فرسایش‌یافته سازند شمشک.

۱–کنگلومرا شامل قطعات و پبل‌های کمی گردشده یـا گردنـشده از شـیل و متاسنداسـتون، قطعـات کوارتز، سنگ‌آهک و مرمر حضور دارند. سیمان ماسه‌سنگ متوسط‌دانه اسـت. انـدازه قطعـات در جهـت شیب کاهش می‌یابد. ۵۳ متر

۲–ماسه‌سنگ، ضخیم‌لایه، متوسط‌دانه، قرمز–قهوه‌ای با قطعات ریز کوارتز (زیر ۵ میلیمتر) در رأس.

۸۹/۵ متر

۳-میان‌لایه‌های دوره‌ای ماسه‌سنگ‌ها و گراول‌استون‌های قرمز-قهوه‌ای متوسط و درشت‌دانه (میان‌لایه‌ها ب ۰/۵ متر ضخامت می‌رسند). ۵۵ متر

٤-ماسه‌سنگ، متوسط‌دانه، قهوه‌ای، گهگاه همراه با میان‌لایه‌های نازک گراول‌استون (زیر ۰/۲ متر). ۸۰ متر

۵-میان‌لایه‌های دوره‌ای ماسه‌سنگ‌ها و گراول‌استون‌های قهوه‌ای و خاکستری-قهوه‌ای (میان‌لایه‌ها زیر ۰/۵ متر ضخامت دارند). ۷۰ متر

٦-ماسه‌سنگ، نازک‌لایه، متوسط‌دانه، قرمز-قهوه‌ای ٤۹ متر

۷-ماسه‌سنگ، ضخیم‌لایه، درشت و متوسط‌دانه، قهوه‌ای و خاکستری-قهوه‌ای و خاکستری، حاوی میان‌لایه‌های نادر نازک (زیر ۲/۳ متر) قرمز-قهوه‌ای ماسه‌سنگ و دولومیت. ١٦۰ متر

رأس: رسوبات کربناته سازند قم

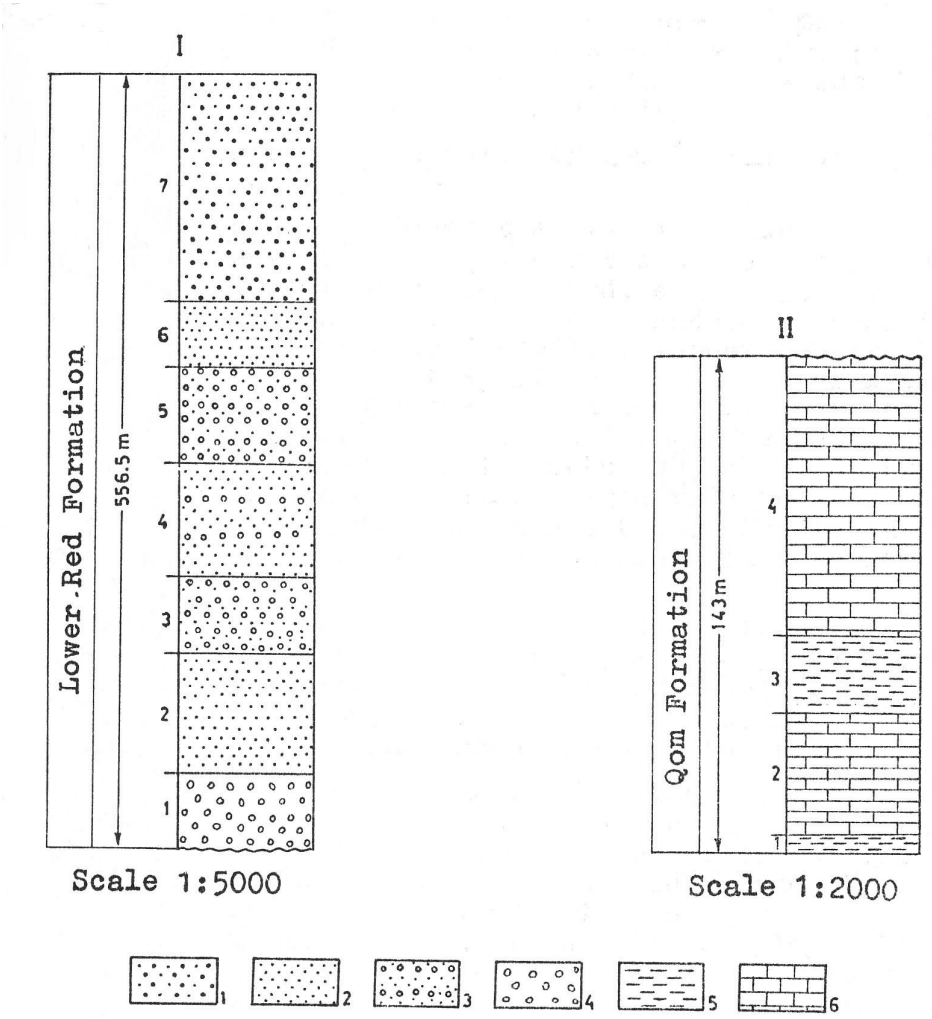
ضخامت: ۵۵٦/۵ متر

پتروگرافی. در بین سنگ‌های تخریبی سازند، ماسه‌سنگ‌های کوارتزس، ریز تا ضخیم‌لایه بیشترین گسترش را دارند و گهگاه گراول‌استون‌ها مشاهده می‌شوند. ماسه‌سنگ‌ها شامل کوارتز (۷۰ درصد)، فلدسپات (۳۰ درصد)، شیل، مسکویت، زیرکن و تورمالین می‌باشند. اندازه قطعات در انواع ریز، متوسط و درشت‌دانه به ترتیب برابر ۰/۱ تا ۰/۲۵، ۰/۲۵ تا ۰/۵ و ۰/۵ تا ۱ میلیمتر است. سیمان عموماً درون‌شبکه‌ای، کربناته، رسی و بندرت سیلیسی می‌باشد. گراول‌استون حاوی قطعاتی از کوارتز و کوارتزیت (۸۰ درصد) و شیل (۲۰ درصد) است. اندازه قطعات زیر ۲/۵ متر و گردشده می‌باشد. سیمان از انواع درون‌شبکه‌ای و کربناته است.

در *ماسه‌سنگ کربناته*، سیمان به ۵۰ درصد حجم سنگ می‌رسد. ماسه سنگ دولومیتی ریزدانه شامل قطعات کوارتز (۵۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۳۰ درصد)، شیل (۱۰ درصد) و مسکویت، بیوتیت، کلریت، تورمالین، آپاتیت و سیمان دانه‌ای دولومیتی می‌باشد.

در بین *دولومیت‌ها*، انواع ماسه ای پسودوائولیتی پیدا شده‌اند که جانشین سنگ‌آهک ائولیتی اولیه گشته‌اند. دولومیت ریزدانه همراه با مقدار زیادی انکلوزیون‌های ریز اکسید آهن بعد از ائولیت‌ها گسترش یافته‌اند و سیمان توسط آگرگات درشت‌دانه دولومیتی بدون انکلوزیون جانشین شده است. قطعات

کوارتز، کوارتزیت، پلاژیوکلاز، سنگ‌های بیرونی و شیل وجود دارد (حدود ۱۵ درصد). این قطعات گرد شده‌اند و اندازه آنها از ۰/۱ تا ۱/۵ میلیمتر می‌باشد.



شکل ۲-۱۰-مقاطع سازندهای سرخ پایینی و قم. بخش شمال‌شرقی منطقه چاه‌پلنگ.

۱ و ۲ ماسه‌سنگ: ۱-درشت‌دانه، ۲-ریزدانه، ۳-میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ و گراول‌استون، ٤-کنگلومرا، ٥-مارن، ٦-سنگ‌آهک

سن الیگوسن سازند سرخ پایینی از طریق موقعیت چینه شناسی آن در ناحیه‌ای در شمال منطقه تشخیص داده شده است جایی که بر روی لایه‌های ائوسن قرار گرفته‌اند و توسط رسوباتی که از دیدگاه آثار جانوری سازند قم (پرفیلیف، آیستف و دیگران، ۱۹۷۹) تعیین شده‌اند پوشیده گردیده‌اند (تکنواکسپورت ۱۹۸۲).

۲-۳-۳-الیگوسن-میوسن

در قسمت‌های باختری ایران مرکزی، یک واحد سنگ‌چینه‌ای، به طور عمده کربناتی، شاخص با تغییرات سنی الیگوسن پسین تا میوسن پیشین وجود دارد و لذا پذیرفته شده که به دنبال رخداد پیرنئن و یک دوره رسوبگذاری قاره‌ای در الیگوسن پایینی، باریکه‌ای از باختر ایران مرکزی از ماکو تا جنوب جازموریان، با یک دریای پیشرونده پوشیده می‌شده. زمان پیشروی و پسروی دریای موردنظر در همه جا یکسان نیست. در بعضی جاها مانند منطقهٔ سبزواران و قم، این پیشروی در آشکوب روپلین (الیگوسن پیشین) و در بعضی نقاط مانند آذربایجان، در آشکوب آکیتانین و حتی بوردیگالین بوده است. پسروی دریای مذکور هم در همه جا همزمان نیست. در طول زمان روپلین تا بوردیگالین و حتی جوانتر، این حوضه دچار تحولاتی شده که در نهایت یک چرخهٔ رسوبی بزرگ را به وجود آورده است.

ردیف‌های نهشته‌شده در این دریا، به طور عمده رسوبات آهکی است که در نواحی ساحلی، سکوهای کربناتی و سراشیبی سکوی کربناتی نهشته شده‌اند. به طور موضعی وجود تبخیری‌ها به ویژه نهشته‌های مارنی گسترده، نشان می‌دهد که بستر دریا توپوگرافی ناهمگن داشته و ژرفای آن از محیط‌های کولابی تا ژرفای مناسب برای نهشت مارن در تغییر بوده است. به پیشنهاد گانسر و دوزی (۱۹۵۵) برای این سنگ‌ها از نام *سازند قم* استفاده می‌شود (آقانباتی ۱۳۸۳).

سازند قم

سازند قم در بخش بزرگی از خاور ایران مرکزی گسترش دارد و به طور پیشرونده سازند سرخ پایینی و یا سنگ‌های قدیمی‌تر را می‌پوشاند از جمله در جنوب و جنوب باختری دشت کویر، نواحی نایین، انارک و خور برونزدهایی از سازند قم دارند.

مرز بالای سازند قم در همه جا یک سطح فرسایشی است که گاه با حذف پاره‌ای از عضوهای سازند همراه است. معمولاً بر روی این سطح به طور ناگهانی ردیف‌های آواری سازند سرخ بالایی قرار می‌گیرد که در بیشتر جاها هم‌شیب و گاه با دگرشیبی است. با این‌حال در منطقهٔ کاشان ارتباط سازند قم با سازند سرخ بالایی تدریجی است (آقانباتی ۱۳۸۳).

رسوبات این سازند بندرت در حد نهایی شمال شرق منطقه گسترش یافته‌اند و توسط میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک و مارن نمایان می‌شوند که به صورت همشیب بر روی رسوبات تریجنوس سازند سرخ پایینی قرار گرفته‌اند. در منطقه مورد مطالعه تنها بخش پایینی آن رخنمون دارد.

مقطع (شکل ۲-۱۱). محل: پروفیل ۵۳ در بخش شمال‌شرقی منطقه.

قاعده: سازند سرخ پایینی، مرز هم‌شیب.

۱-مرمر، توده‌ای، خاکستری روشن و خاکستری

۲-سنگ‌آهک، ارگانوکلاستیک، سفید و خاکستری روشن

۳-مارن، خاکستری و خاکستری روشن

٤-سنگ‌آهک، ارگانیک، سفید و خاکستری روشن

ضخامت: ۱٤۳ متر

سنگ‌آهک ارگانیک، شامل کلسیت پلیتومورفیک که در آن پوسته‌های ریز (کمتر از ۰/۵ میلیمتر) به طور یکنواخت توزیع شده است، ارگانیک، با بافت پلیتومورفیک.

سنگ‌آهک ارگانوکلاستیک شامل قطعاتی از سنگ‌آهک ارگانیک، پوسته تخریبی و پوسته‌های نشکسته فرامینفرا. سیمان و خیلی بندرت تخریبی‌ها دچار تبلور دوباره شده و پورفیروبلاست‌های کلسیت را تا اندازه ۱/۵ میلیمتر ایجاد کرده‌اند. دانه‌های کمیاب کوارتز و دولومیتی‌شدن خفیف مشاهده شده است. بافت ارگانوکلاستیک است.

مارن، آلئورتیک، حاوی قطعاتی از کوارتز، پلاژیوکلاز، قطعات ریزی از پوسته‌هایی در اندازه ۰/۰۱ تا ۰/۱ میلیمتر و تیغه‌های ریزی از میکا و کلریت. تک‌دانه‌های گلاکونیت و اکسید آهن مشاهده می‌شوند. نسبت رس کربناته و مواد سیلتی اساساً برابر هستند. بافت آلئورپلیتیک است (تکنواکسپورت ۱۹۸۲).

سن الیگوسن-میوسن رسوبات و نسبت دادن آن به سازند قم از طریق آثار جانوری اثبات گردیده است (پرفیلیف، آیستف و دیگران، ۱۹۷۹).

۲-۳-٤-پلیوسن

رخدادهای زمین‌ساختی قابل قیاس با فاز آتیکان سبب شده تا از فرسایش شدید بلندی‌ها، حجم درخور توجهی نهشتهٔ کنگلومرایی تشکیل و بطور هم‌شیب و گاه دگرشیب، سازندهای قدیمی‌تر را

بپوشاند. در این نهشته‌های قاره‌ای-رودخانه‌ای، فسیل کمیاب است ولی به دلایل گوناگون از جمله پیوند تدریجی با سازند سرخ بالایی، چین‌خوردگی قابل توجه و برخی نشانه‌های جانوری و گیاهی، به سن پلیوسن دانسته شده‌اند (آقانباتی ۱۳۸۳).

رسوبات پلیوسن حاشیه‌ای به صورت یک نوار باریک در غرب، جنوب و شرق منطقه ایجاد کرده که بر روی لایه‌های قدیمی‌تر قرار گرفته است. این رسوبات شامل کنگلومرای جورنشده بولدردار که با ماسه‌های گراولی به طور ضعیفی سیمانه شده‌اند می‌باشند. میان‌لایه‌های کمیاب و نازکی از پبل‌ها و ماسه‌سنگ‌های درشت‌دانه وجود دارد. ضخامت رسوبات پلیوسن بیش از ۵۰ متر نیست. رسوبات پلیوسن توسط پرفلیف و دیگران (۱۹۷۹) از روی موقعیت چینه‌شناسی آنها تعیین سن شدند (تکنواکسپورت ۱۹۸۲).

۲-۳-۵-کواترنری

رسوبات کواترنری واقع در منطقه به دو صورت جوان و جدید خودنمایی می‌کنند که بر طبق تقسیم‌بندی مطابق GE جدا شده‌اند. رسوبات جوان شامل سازندهای آلوویال-پرولوویال دره‌های کوهپایه‌ای، پبل‌های بولدری و ماسه‌های گراولی می‌باشد. رسوبات جدید شامل مخروط‌های پرولوویال و آلوویال آبراهه‌های فصلی حاوی پبل‌ها و ماسه‌های رسی با جورشدگی پایین است (تکنواکسپورت ۱۹۸۲).

۲-٤-سنگ‌های آذرین

هیچ اثری از رخنمون لایه‌هایی از سنگ‌های آذرین در منطقه به چشم نمی‌خورد، بااینحال در بررسی یکی از کنده‌کاری‌های متروکه، در دامپ آن در بین متاسنداستون‌ها و شیل‌ها، قطعاتی از سنگ‌های گرانیتی کشف شد. مطالعات پتروگرافی قطعات نشان داده است که اینها احتمالاً بایستی سنگ‌های دایک گرانیت تیپ پورفیری باشند.

پتروگرافی. سنگ یک بافت تیپیک پورفیریتیک دارد چنانکه فنوکریست‌ها حدود ۲۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند و شامل بلورهای گردشده کوارتز (اندازه آنها تا ۳ میلیمتر) و بلورهای صفحه‌ای پلاژیوکلاز است. توده اصلی شامل اسفرولیت‌هایی در اندازه ۰/۲ تا ۰/۳ میلیمتر و کوارتز پرکننده درز و شکاف می‌باشد. مقدار کمی از کانه‌ها مشاهده می‌شود. کانی‌های ثانویه به شدت گسترش یافته‌اند: سرسیت در توده اصلی معمولاً بعد از اسفرولیت‌ها به شکل فیبرهای شعاعی و تجمعات متمرکز گسترش یافته است. رگه‌های کوارتز–دولومیت هم حضور دارند (تکنواکسپورت ۱۹۸۲).

۲-۵-تکتونیک

همانطور که در بالا اشاره شد، در یک زمین‌شناسی ناحیه‌ای، این منطقه متعلق بـه زون چـاه‌پلنـگ از چین‌خوردگی کیمرین پسین مـی‌باشـد (پرفلیـف، آیـستف و دیگـران، ۱۹۷۹). بـه طـور طبیعـی تـاریخ زمین‌شناسی منطقه محدود به دوران مزو-سنوزوئیک نمی‌شود ولی ناحیه کوچـک مـورد بررسـی و یـک وقفه چینه‌شناسی محدود اجازه بازسازی کم و بیش کامل آن را نمی‌دهد.

۲-۵-۱-مراحل ساختمانی و چین‌ها

حداقل سه مرحله سـاختمانی را مـی‌تـوان در ایـن ناحیـه تـشخیص داد: ژوراسـیک پـایینی-میـانی، الیگوسن- میوسن و پلیوسن. این مراحل از لحاظ زمانی نزدیک به هم نیـستند و درنتیجـه نقـشی کـه در ساختمان ناحیه و منطقه‌بندی کانی‌سازی دارند یکسان نیست. مهم‌ترین آنهـا *مرحلـه سـاختمانی پـایینی*، ژوراسیک پایینی میـانی، بـا سـنگ‌هـایی (سـازند شمـشک) بـا ضـخامت زیـاد، چرخـه‌هـای فلیـشی و چین‌خوردگی پیچیده می‌باشد. این‌سنگ‌ها در منطقه وسیع‌ترین بخش را تشکیل داده‌اند و ساختمان ناحیه را تعیین می‌کنند.

در اصل، تمام منطقه توسط یک طاقدیس بزرگ اشغال شده است. این طاقدیس از دیدگاه کلـی یـک چین نرمال نسبتاً متقارن است که محور آن در جهت شمال‌غربی می‌باشد. هسته و یال‌هـا از سـنگ‌هـای متعلق به مرحله ساختمانی پایینی تشکیل شده‌اند. یال‌ها به طرف جنوب‌غربی و شمال‌شرقی شیب ۵۰ تـا ۷۰ درجه دارند. یال شمال‌شرقی احتمالاً در جنوب‌شرقی منطقه برگشته است. چـین‌هـای مـنظم بیـشمار هستند و گسل‌های عرضی و طولی با شیب تند در یال‌هـا و بـویژه در هـسته سـاختمان فـراوان هـستند. تمرکزهای (پهنه‌های) قابل توجه از رگه‌های کوارتز و مظاهر عمدهٔ کانی‌سازی مـس-تنگـستن در هـسته قرار دارند.

مرحله ساختمانی میانی، الیگوسن-میوسن، از سنگ‌های سازندهای قرمز زیـرین و قـم دارای امتـداد نزدیک به شمالی-جنوبی و یک شیب ۳۵ تا ۷۰ درجه به سمت شرق تشکیل شده است. در منطقه مـورد مطالعه، چین‌ها صفت مشخصهٔ این مرحلهٔ ساختمانی نیستند.

سنگ‌های آن به صورت غیرعادی بر روی یال شمال شـرقی طاقـدیس اصـلی قـرار گرفتـه اسـت و سنگ‌های مرحله ساختمانی پایینی را می‌پوشاند.

مرحله ساختمانی بالایی از کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های پلیوسن تشکیل شده است. این سنگ‌ها طاقدیس اصلی را محاصره کرده و به صورت نیمه‌افقی بر روی یال‌های آن قرار گرفته است و با شیب ۳۰ درجه از هسته دور می‌شود (تکنواکسپورت ۱۹۸۲).

۲-۵-۲-گسل‌ها

در طول گسل‌ها که در بعضی جاها شبکه‌های متراکم‌تری می‌سازد بویژه در جاهایی که گسل‌هایی با امتدادهای متفاوت یکدیگر را قطع می‌کنند، دو سیستم را می‌توان تشخیص داد: (a) گسل‌هایی با امتداد شمال غربی و (b) گسل‌هایی با امتداد نیمه‌عرضی و شمال‌شرقی.

گسل‌های سیستم اول با روراندگی‌های پرشیب (۷۰ تا ۸۰ درجه) و گسل‌های استریک‌اسلیپ همراه با سطوح گسل با شیب عمودی جنوب‌غربی یا شمال‌شرقی نشان داده می‌شود. این گسل‌ها را می توان تا چند یا ده‌ها کیلومتر در سنگ‌های مرحله ساختمانی پایینی دنبال کرد. پهنای زون‌های گسل از چند سانتیمتر تا ۱۰-۱۵ متر می‌رسد. با این گسل‌ها، در جاییکه سنگ‌ها شدیداً مچاله، خرد و سیلیسی شده‌اند، گسل‌های فرعی کوچکتر همراه با امتداد شمال‌شرقی و زون‌های پهناوری که به ۱۰۰ متر پهنا می‌رسد وجود دارد. کانی‌سازی اغلب در این زون‌ها یافت می‌شود.

گسل‌های سیستم دوم دارای یک امتداد نیمه‌عرضی و شمال‌شرقی، پیچیدگی چین‌ها را به طور وسیع گسترش داده و گسل‌های شمال‌غربی را جابجا کرده است. خیلی از آنها در سراسر منطقه گسترش دارند و قابل ردیابی در سنگ‌های مراحل ساختمانی پایینی و میانی هستند بدون اینکه تأثیری بر سنگ‌های پلیوسن بگذارند. اینها گسل‌هایی با فراوانی ناچیز هستند که به صورت زون‌هایی از سنگ‌های شکسته شده تا ۲۵ متر ضخامت (گهگاه تا ۸ متر ضخامت) نمایانگر می‌شوند.

گسل‌هایی کمیاب با امتداد نزدیک به شمالی-جنوبی نیز وجود دارد (در شمال و جنوب) (تکنواکسپورت ۱۹۸۲).

۲-٦-شرح نقشه زمین شناسی-معدنی ۱:۱۰۰۰ چاه پلنگ:

در این پروژه جهت انجام عملیات اکتشافی، پس از تهیه نقشه توپوگرافی منطقه، نقشه زمین شناسی-معدنی چاه پلنگ در مقیاس ۱:۱۰۰۰ به وسعت تقریبی ۱٦۰ هکتار تهیه گردید. بر روی این نقشه واحدهای زمین شناسی، گسل ها و محل کنده کاری و حفاری ها و دپوهای قدیمی، دهانه تونل قدیمی، ساختمان های قدیمی، ترانشه های جدید، ایستگاه های نقشه برداری و نقاط برداشت ژئوفیزیکی مشخص شده است.

در محدوده نقشه تهیه شده واحدهای سنگی شامل سنگ های رسوبی تخریبی سازند شمشک بوده که دچار دگرگونی خفیفی نیز شده اند. واحدهای سنگی منطقه عبارتند از شیل، متاسیلتستون و متاسنداستون. در لایه هایی از شیل مقدار مواد آلی افزایش می یابد و شیل ذغالدار را تشکیل می دهد که در بعضی جاها کاملا حالت ذغالسنگی به خود می گیرد (شکل ۲-۱۱). گودی ها و نقاط کم ارتفاع را لایه ای کم ضخامت از رسوبات آلوویوم پوشانده است.

لایه های واحد های سنگی مختلف دارای تناوب بوده و تغییرات از یک واحد به واحد دیگر به صورت تدریجی می باشد.

در این نقشه دو واحد اصلی شیل و متاسنداستون مشخص شده است ولی در هر یک از این دو واحد می توان لایه های نازکی از سنگ های دیگر رسوبی را نیز مشاهده کرد بطوریکه در لایه های ضخیم شیل، لایه هایی نازک متاسیلتستون و متاسنداستون وجود دارد که با مرز تدریجی از دو طرف به شیل تبدیل می شوند. همینطور درون لایه های متاسنداستون لایه هایی نازک از متاسیلتستون و شیل وجود دارد که باز به صورت تدریجی از دو طرف به متاسنداستون تبدیل می شوند (شکل های ۲-۱۲ و ۲-۱۳).

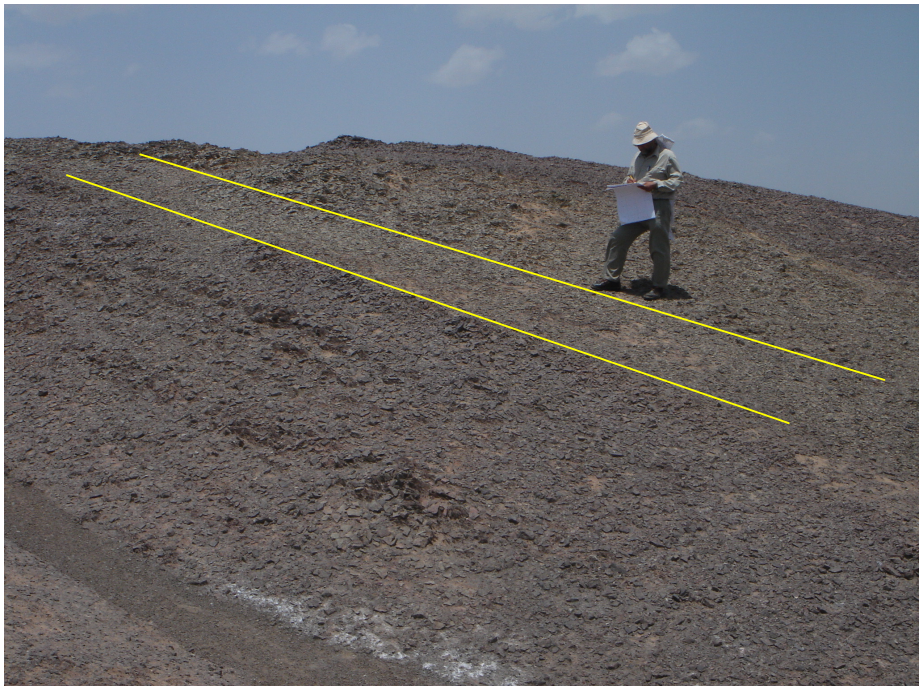
لایه های شیل ذغالدار در منطقه از وسعت قابل توجهی برخوردار است بنابراین محدوده گسترش آن به عنوان زیرمجموعه ای از واحد شیلی بر روی نقشه جدا شده است. محدوده گسترش آلوویوم و دپوهای قدیمی نیز بر روی نقشه تفکیک شده است.

از دیدگاه تکتونیکی منطقه مورد مطالعه در یال غربی یک طاقدیس قرار دارد و بر اثر چین خـوردگی همه لایه ها شیب قائم یا نزدیک به قائم دارند. امتداد اصلی لایه ها شمال غربی–جنوب شرقی می باشـد که در حاشیه شمال غربی منطقه امتداد لایه ها به شمالی–جنوبی تغییر می کند.

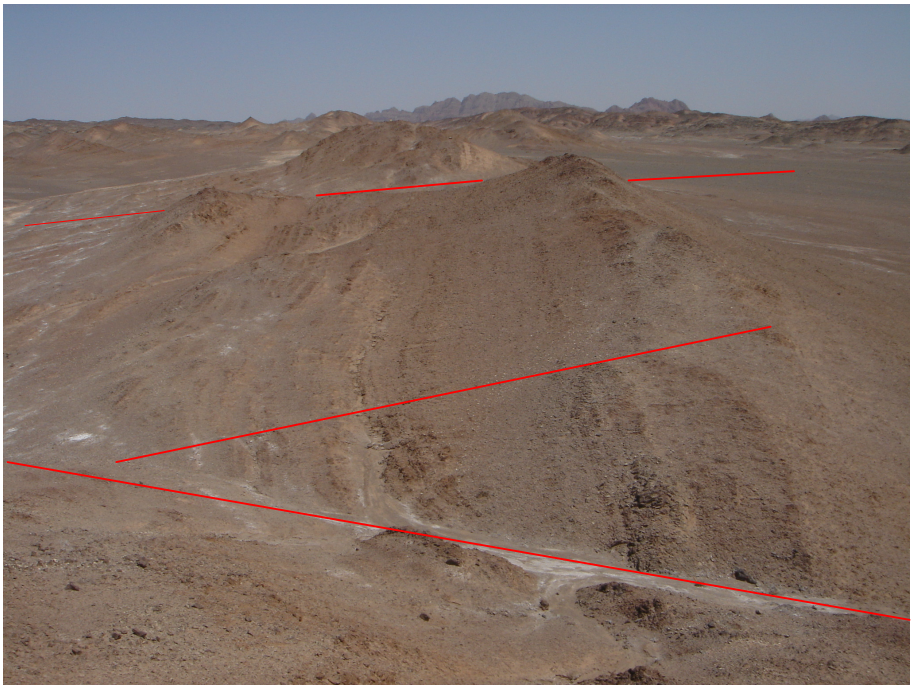
بر اثر چین خوردگی و قرارگیری لایه های متاسنداستون درون لایه های ضخیم تر شـیل، لایـه هـای ماسه سنگی بودینه شده و به صورت منقطع درآمده اند. همچنین لایه های شیلی نیز دارای ساختمان های انعطاف پذیر (Flexible Structure) شده اند.

در منطقه مورد مطالعه مهم ترین روندهای گسل ها شامل دو روند اصلی می شود. روند اول با امتداد شمال غربی–جنوب شرقی می باشد که کانه زایی منطقه و در نتیجـه حفـاری هـای معـدنی قـدیمی بـر شکستگی های حاصل از این گسل خوردگی بویژه در متاسنداستون ها منطبق است. روند دوم بـا امتـداد شمال شرقی- جنوب غربی است که موجـب جابجـایی جـانبی (امتـدادلغز) و عمـودی واحـدها بـویژه متاستداستون ها شده است (شکل های ۲-۱٤ تا ۲-۱۷).

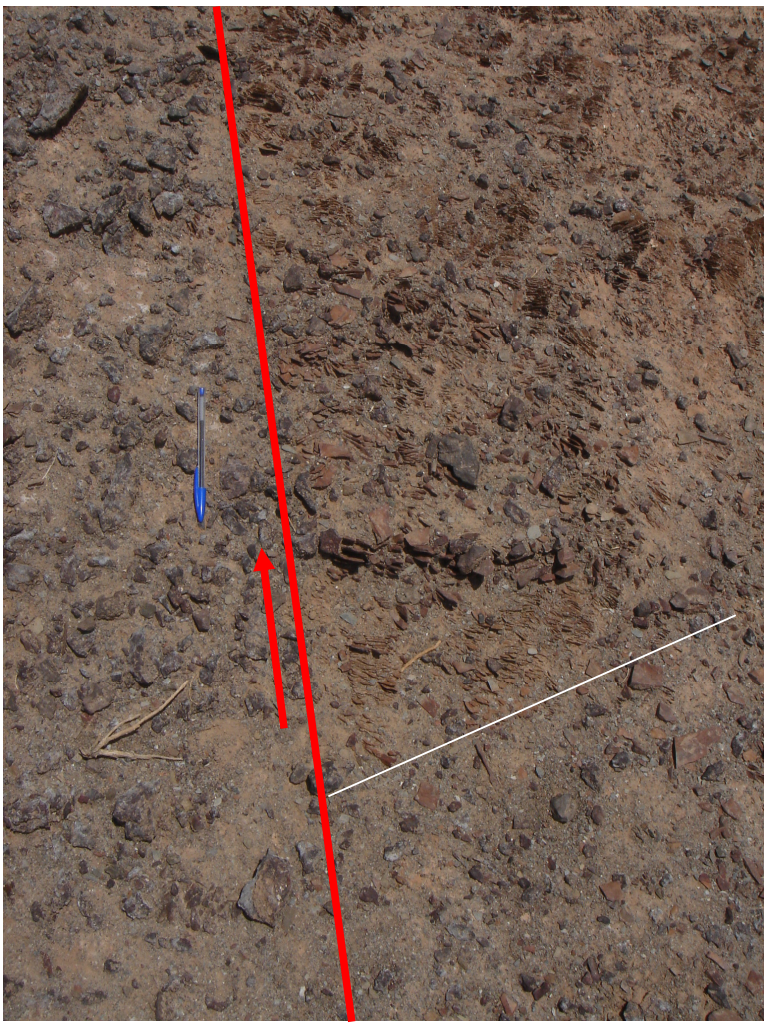
شکل۲-۱۱-رخنمونی از واحد شیل زغالدار در دیواره ترانشه



شکل ۲-۱۲-وجود لایه‌ای کم‌ضخامت از شیل در میان واحد متاسنداستون



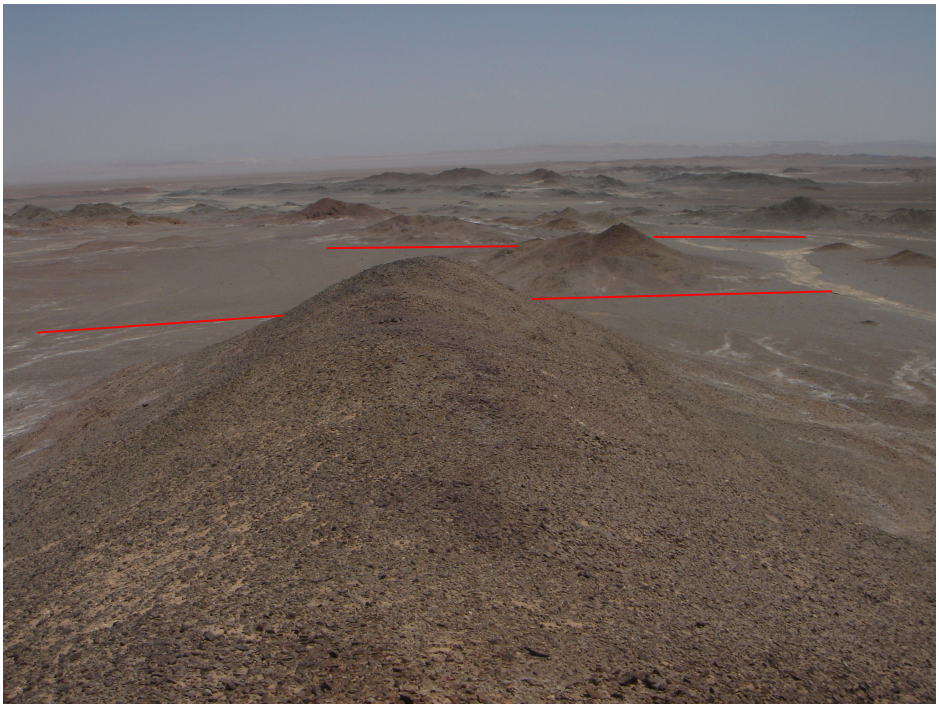
شکل۲-۱۳-قرارگیری شیل و متاسیلتستون در بین دو لایه از متاسنداستون. گسل‌های عرضی موجب جابجایی کم و بیش واحدها در منطقه شده‌اند.



شکل۲-۱٤-نمایی نزدیک از یک کنتاکت گسلی توسط گسله‌ای راست‌گرد بین واحد متاسنداستون در چپ و واحد متاسیلتستون و شیل در سمت راست بالا. گسل به رنگ قرمز و کنتاکت عادی دو واحد به رنگ سفید نشان داده شده است.

شکل ۲-۱۵-نمایی از سه رگه موازی سیلیسی آهندار که در شکاف سه گسل عرضی واحد متاسنداستون تزریق شده‌اند.

شکل ۲-۱۶-نمایی از جابجایی عرضی واحد متاسنداستون توسط گسلی راست‌گرد.



شکل ۲-۱۷ -نمایی از جابجایی عرضی واحد متاسنداستون در اثر عملکرد گسل‌های پهنابر در مقیاسی وسیع‌تر(دید به سمت جنوب شرق).