وزارت صنعت، معدن، تجارت
سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

عنوان:

گزارش نقشه زمین شناسی 1:100.000مرزن آباد

شماره برگه:

6262

تهیه کننده / تهیه کنندگان:

ر.اسرتو، ا.دژوال، ف.وحدتی دانشمند، ح.ندیم، م.گلاس، ا.کارتیر، ا.گنسر، ح.هوبر.س.لورنز، م.راسخ، پ.استدلر

سال تولید:

2001

TR247

گزارش نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰
برگه شماره ۶۲۶۲– مرزن‌آباد

پیش‌درآمد

ورقه مرزن‌آباد با مختصات طولهای جغرافیایی خاوری '۵۱°،۰۰ تا '۵۱°،۳۰ و عرضهای جغرافیایی شمالی '۳۶°،۰۰ تا '۳۶°،۳۰ در گوشه جنوب باختری چهارگوش ۱:۲۵۰،۰۰۰ آمل جای گرفته و بر پایه نقشه‌های پیش‌تر ارائه شده به شرح مذکور در راهنمای پائین ورقه و نیز برداشت‌های صحرائی تکمیلی جدید در تابستان ۱۳۷۸ (وحدتی – ندیم)، تهیه و تلفیق شده است. همه داده‌های منطقه مورد بررسی با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰،۰۰۰ دوباره ترسیم شده‌اند.

جغرافیا

شهرستان مرزن‌آباد در حدود ۱۷۵ کیلومتری شمال تا شمال باختری تهران و ۲۵ کیلومتری جنوب چالوس جای دارد. نزدیک‌ترین مسیر دسترسی به آن، راه آسفالته تهران – کرج – چالوس است که در دره رودخانه‌های کرج و چالوس احداث شده است. راههای آسفالته دوآب کجور به گلنده‌رود و علمده، مرزن‌آباد به کلاردشت و رودبارک، پل زنگوله به بلده و هراز، گچسر به دیزین و شمشک و نیز جاده شنی جنوب گچسر به آزادبر و دره طالقان، مهم‌ترین راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه هستند و فزون بر آنها، شماری جاده‌های فرعی نیز وجود دارند. نقشه‌های همسایه ورقه مرزن‌آباد عبارتند از چالوس، بلده، تهران و شکران به ترتیب در شمال، خاور، جنوب و باختر. بطور معمول در ارتفاعات بالای ۱۷۰۰ تا ۱۸۰۰ متر که اکثر سطح ورقه را تشکیل می‌دهند، درخت رشد نمی‌کند و پوشش گیاهی این گونه مناطق منحصر به درختچه و گیاهان بوته‌ای است. فقط در بخش شمال‌خاوری نقشه همراه با کاهش ارتفاع، جنگلها به تدریج ظاهر شده‌اند. به جز مرزن‌آباد با چند هزار نفر جمعیت، در بقیه نقاط و بویژه در نواحی مرتفع‌تر، جمعیت انسانی، محدود به شماری روستاهای کوچک و بزرگ پراکنده است.

بلندیهای پرشماری با ارتفاع بیش از سه هزار و در مواردی متعدد بیش از ۴۰۰۰ متر در سطح منطقه مورد مطالعه دیده می‌شوند. بلندترین ارتفاع نقشه (۴۳۵۰ متر) در ارتفاعات آزادکوه، در نوار خاوری دیده شده است و پست‌ترین نقطه منطقه با بلندای حدود ۳۵۰ متر بالای سطح دریاهای آزاد، در جاده چالوس در مرز شمالی نقشه.

در حدود ثلث جنوبی نقشه که اکثر ارتفاعات بیش از ۳۰۰۰ متر به مانند آزادکوه، گردنه دیزین، گردنه کندوان، کوه کهار و ارتفاعات تخت سلیمان را شامل می‌شود، شرایط آب و هوائی اقلیم اگزریک سرد (Axerique froid) برقرار و مدت ۵ تا ۸ ماه سال را در سرما و یخبندان به سر می‌برد. در این اقلیم، مراتع ییلاقی و در قلل مرتفع آن، یخچالهای دائمی دیده می‌شود.

در ارتفاعات جنوب و شمال دلیر تا ولی‌آباد، کوه دهلا و بلندیهای شمال نسن، شرایط آب و هوائی اقلیم استپی سرد (steppique froid) برقرار و مجموع ماههای خشک و یخبندان ۵ تا ۸ ماه در سال است (نمونه‌وار، ایستگاه پلور با میانگین حدود ۴۴۴ میلی‌متر بارندگی سالیانه).

به تدریج به سوی شمال و همراه با کاهش بلندا، نخست نواری باریک از سرزمینهای با شرایط آب و هوائی اقلیم مدیترانه‌ای گرم (نمونه‌وار، ایستگاه بلده با میانگین حدود ۳۳۷ میلیمتر بارندگی سالیانه) و پس ار آن نوار باریکی دیگر، با شرایط اب و هوائی اقلیم مدیترانه‌ای معتدل (نمونه‌وار، ایستگاه قائم‌شهر با میانگین حدود ۸۲۱ میلیمتر بارندگی سالیانه) دیده می‌شود. در گوشه شمال خاوری نقشه، شرایط اقلیم نیم مدیترانه‌ای برقرار است (نمونه‌وار، ایستگاه نوشهر با میانگین حدود ۱۱۵۵ میلیمتر بارندگی سالیانه).

رودخانه‌ها و نهرهائی پرآب، با جریان اب دائمی در طول سال، به فراوانی در منطقه دیده می‌شوند که بر حسب مورد، سرانجام به سوی جنوب (رودخانه کرج)، باختر (طالقان رود)، جنوب خاوری (جاجرود)، خاور (نور رود) و یا دریای خزر در شمال (رودخانه‌های چالوس و سردآب رود) روانند.

زمین ریخت شناسی

منطقه مورد مطالعه به مانند بام بخش مرکزی سلسله جبال ۸۰۰ کیلومتری البرز، دارای بلندی‌های پرشماری با ارتفاع بیش از سه هزار و در مواردی فراوان، بیش از ۴۰۰۰ متر است. دامنه‌های خاوری یک گروه کوههای گنبدی شده با ریخت‌شناسی آلپی، موسوم به تخت سلیمان و یا برحسب نام بلندترین قله ۴۸۴۰ متری آن، گروه علم‌کوه، در شمال باختر نقشه دیده می‌شود که پس از دماوند (۵۶۷۰ متر) رفیع‌ترین بلندی غیر آتش‌فشانی ایران است (گانسر و هوبر، ۱۹۶۲).

اشتوکلین، اهمیت البرز را. به عنوان خط تقسیم آب در زمانهای ترسیر و کواترنر یادآور شده است. امروزه، بلندیهای گذرگاه کندوان، اب پخشان منطقه را ساخته‌اند. بوبک (۱۹۳۷)، بگونه‌ای متقاعد کننده نشان داده است که در عصر حاضر، به مانند پلیوسن، دامنه های شمالی البرز بیش از دامنه‌های جنوبی آن زیر تأثیر فرسایش قرار دارند. در برخی نقاط منطقه و به پیروی از ساختار به تقریب خاوری – باختری البرز، در اثر گسلها و راندگیها، الگوی کوه – دره در چند نوبت تکرار شده است. این احتمال وجود دارد که در دره‌های بالا طالقان و قلعه دختر، با یکی از قدیمی‌ترین سری دره‌های البرز مرکزی سروکار باشد که راستای به تقریب خاوری – باختری دارد و تا گاجره قابل تعقیب است. در این صورت باید پذیرفت که نمونه‌های با راستای شمالی – جنوبی به مانند دره‌های رودخانه‌های کرج و چالوس، دارای سن‌کمتری هستند (ددوال، ۱۹۶۷ – ترجمه ع. مفید، ۱۳۶۷).

ریخت شناسی منطقه به شدت تحت تأثیر ماهیت سنگ‌شناسی و ساخت‌های ناحیه‌ای است و در آن بالا آمدگیهای شدید استمرار یافته تا پلئیستوسن، آشکارا نقشی اساسی داشته‌اند. اشکال زمین ریخت‌شناسی شاخص، از ساختمانهای زمین ساختی عمده پیروی می‌کنند. راندگیها و گسلهای مهم به همراه زیر ساخت قطعه قطعه و بلوکی، ریخت‌شناسی فعلی منطقه را به وجود آورده‌اند. آبراهه‌ها، هماهنگ با ویژه‌گیهای هر نقطه، به شکلهای موازی، عمود بر ساختمانها، با طرح شعاعی و یا آبراهه‌های شاخه‌ای، حفر شده‌اند. بیشتر، در بخشهای زیرین آنها، دره‌هائی ژرف و به شدت بریده شده دیده می‌شوند که دلالت بر بازبرنایی ناحیه (تغییر سطح اساس) در عهد حاضر دارند.

انواع سنگهای رسوبی، آذرین و دگرگونی رخنمون دارد. همهٔ ردیفهای چینه‌شناسی از سازند کهار تا انباشته های کواترنر، به جز چند وقفه رسوب‌گذاری، شناخته شده‌اند. انباشته‌های کم گستره کواترنر، بیش‌تر در پیرامون مرزن‌آباد و دشت نظیر قابل مشاهده‌اند. هماهنگ با میزان مقاومت سازندها در برابر فرسایش و جایگاه ساختاری مربوطه، اشکالی بسیار متنوع پدید آمده است. نهشته‌های به نسبت نرم‌تر سازند شمشک و نیز رسوبات مارنی – آهکی کرتاسه بالا، پستی و بلندیها و دامنه هائی کم ارتفاع‌تر را ساخته‌اند در حالی که، باتولیت کوارتز مونزونیتی اکاپل، دگرگونه‌های شمال باختری ناتر، توف‌های سازند کرج، دولومیتهای مقاوم سازندهای سلطانیه و الیکا، سنگ آهک‌های صخره‌ساز سازندهای تیزکوه، لار، روته و مبارک، برجستگیها و دیواره‌هائی گاهی پله مانند پدید آورده‌اند. در نهشته‌های سازند کرج، نمونه‌هایی پرشمار از ناودیسهای ارتفاع یافته با توپوگرافی معکوس (دره‌های تاقدیسی و برجستگی‌های ناودیسی) قابل مشاهده است.

چینه‌نگاری

تفاصیل بررسیهای زمین‌شناسی پرشمار پیشین و مأخذهای گوناگون، مجالی برای ارائه در این مختصر نیافته‌اند و فقط به اشاراتی بسنده شده است. توضیح این نکته نیز ضرورت دارد که به علت کمبود فضای حاشیه نقشه، تنها به

شرح آنهم بسیار مختصر برخی نمونه‌های فسیل‌شناسی برداشتهای جدید اکتفا شده است. خوانندگان بیش‌تر علاقمند، شایسته است به منابع اصلی مراجعه نمایند.

ستبرای ستون چینه‌نگاری واحدهای سنگی رخنموده در منطقه مورد مطالعه، با توجه به بیش‌ترین ضخامت شناخته شده برای هر واحد و بی در نظر گرفتن بخشهای حذف شده در اثر فرسایش، نزدیک به ۱۶۰۰۰ تا ۱۷۰۰۰ متر برآورد شده است. به جز سنگهای سیلورین و دونین زیرین - میانی، واحدهای سنگی بسیار متنوعی از اواخر پره‌کامبرین تا عهد حاضر در محدوده مورد بررسی، به شرح زیر و به ترتیب از قدیم به جدید، شناخته شده‌اند:

سازند کهار $P\epsilon_k$

کهن‌ترین سنگهای منطقه با ضخامت ۱۶۰۰ متر در بالا آمدگی کوه کهار پیدا شده و سازند کهار (ددوال، ۱۹۶۷) نامبردار شده‌اند. مطالعه ماسه سنگهای سازند کهار نشان می‌دهد که باحتمال، رسوبات یک حوضه عمیق هستند. در این سازند، بیش‌تر شیل‌های سیلت‌دار نازک لایه و نیز ماسه‌سنگهای ریزدانه دیده می‌شوند. به سوی بالا، رنگ سبز شاخص این سازند به تدریج قرمز و دانه‌ها نیز درشت تر می‌شوند. پایه ان نمایان نشده و در بخش پائین برش الگو در کوه کهار، چند میان لایه از دولومیتهای زرد مایل به قهوه‌ای و سنگ آهک خاکستری تیره رنگ یافت می‌شود. گاهی طبقه‌بندی متقاطع و موج نقش‌های فراوان دیده می‌شود. برخلاف بخش پائینی، در بخش بالائی آن اغلب، کوارتزیت‌های خیلی روشن و متمایل به قرمز دیده می‌شود. چنین می‌نماید که به سوی پائین، به میزان میکاها و کانی‌های رسی در شیل‌ها افزوده می‌شود. سطح طبقات پوشیده از ورقه‌های سریسیت – مسکویت است که پیشنهاد دگرگونی خفیف و ابتدائی زمینه رسی در همه سازند را می‌نماید.

در نواحی خاوری بالازدگی علم کوه، از دلیر تا فیروزآباد و چیتن، گلاوس (۱۹۶۵) حدود ۸۰۰ متر اسلیتهای سیلت‌دار سبز – قرمز و گاهی درون لایه‌های دولومیتی متبلور خاکستری تا قهوه‌ای – زرد و ماسه‌سنگهای کوارتزیتی قرمز – سبز سازند کهار را بررسی نموده است. در منطقه گلاوس (در شمال) ماسه‌سنگهای ورقه‌ای در مقایسه با شیل‌ها رو به فزونی گذاشته‌اند. فسیلی دیده نمی‌شود ولی جایگاه چینه‌ای آن، سن پره کامبرین پسین را پیشنهاد می‌نماید. ج. صبوری (گفته شفاهی، ۱۳۷۹) در نهشته سنگهای بخش بالائی سازند کهار در فیروزاباد، پالینومرف‌های به سن نئوپروتروزوئیک پسین (ریفین پسین – وندین) را یافته است.

سازند سلطانیه $P\epsilon$- ϵ_s

برش الگوی سازند سلطانیه (اشتوکلین و همکاران، ۱۹۶۴) با ضخامت ۱۱۶۰ متر در جنوب خاوری زنجان و در یال جنوبی کوه سلطانیه بررسی و به سه عضو دولومیتی و شیلی بخش شده است. بعدها دو عضو دیگر به این تقسیم‌بندی اضافه شد ولی نکته شایان توجه، تغییرات شدید ضخامت دولومیت سلطانیه و شیلهای چپقلو است. بیشتر، با کاهش ضخامت دولومیت به ضخامت شیلها افزوده می‌شود و برحسب نقاط مختلف ممکن است عضوهائی دیده نشوند و یا به یکدیگر تبدیل شده باشند.

سازند سلطانیه از دولومیتهای ضخیم لایه روشن، سفید تا خاکستری – زرد تشکیل شده است که همراه با عضو شیلی چپقلو در بخش زیرین آن (متشکل از سیلتهای تیره، شیلهای ماسه‌ای، دولومیتهای قهوه‌ای و سنگ آهک)، بدون اختلاف شیب محسوس، با ناپیوستگی و همبری تند ناهمزمان، بر روی سازند کهار جای گرفته است. در شمال باختر لیلستان و به سوی باختر، قرارگیری مستقیم شیلهای چپقلو بر روی سازند کهار قابل مشاهده است (ددوال، ۱۹۶۷).

به جز تغییر ضخامتهای زیاد جانبی سازند سلطانیه در مناطق مطالعاتی گلاوس (تا ۶۰۰ متر)، ددوال (۴۰ تا ۲۰۰ متر)، دره کرج (حدود ۱۰۰۰متر)، لورنز (۳۳۰ تا ۶۰۰متر)، رویهمرفته و به مانند سازند کهار، به سوی شمال از ضخامت سازند سلطانیه نیز کاسته می‌شود تا آنجا که کارتیه (۱۹۷۱ – ترجمه ع. مفید، ۱۳۷۹)، در نواحی میان بلندیهای دلیر، دره آله رود، خاور امامزاده، به بودن تنها ۵۰ متر از نهشته‌های قابل انتساب به عضو چپقلو، بر روی سازند کهار اشاره نموده است. ب. حمدی (۱۹۸۹) سن سازند سلطانیه را پره‌کامبرین پسین (وندین) تا کامبرین

پیشین تعیین نموده است. ناگفته نماند که پژوهشگرانی پرشمار نیز هستند که مرز سازند سلطانیه با سازند کهار را پیوسته می‌دانند.

سازند باروت ϵ_b

سازند باروت (اشتوکلین و همکاران، ۱۹۶۴) بیش‌تر از شیلها و سیلت سنگهای میکادار قرمز تیره، بنفش و سبزرنگ گاهی دارای درون لایه‌های سنگ آهک متبلور آلگ‌دار سیاه رنگ و نیز دولومیتهای چرت و الگ و حفره‌دار زردرنگ پدید آمده است که بگونه هم شیب بر روی سازند سلطانیه جای گرفته است. در شمال گسل مشا – فشم رخنمون‌هائی از آن با ضخامت‌های متغیر چند ده تا چند صد متر، از ارتفاعات جنوب کوه کهار تا دره کرج و نیز پیرامون گشنادر قابل مشاهده هستند. همچنین در نواحی جای گرفته در شمال گسل کندوان، از خاور تا باختر نقشه، رخنمون‌هائی از آن دیده می‌شوند. در سازند باروت، در کنار آثار انباشتگی‌های آواری، آثار دخالت نهشته‌گذاری دریائی هنوز قابل رویت است. فسیلی از این سازند به دست نیامده ولی آلنباخ (۱۹۶۶) از شمال چابان و نیز اشتایگر (۱۹۶۶) از آروه، فسیلهای تائید کننده کامبرین زیرین گزارش نموده‌اند. مرز بالائی آن آخرین افق کربناته است که بر روی آن سازند زاگون با هم‌شیبی نشسته است.

سازند زاگون ϵ_z

رخنمونهای سازند زاگون (آسرتو، ۱۹۶۳) در نقشه، همسان سازند پیشین است و در مناطقی که تفکیک ناپذیر بوده‌اند، همراه با آن ($\epsilon_{b,z}$) نشان داده شده‌اند. این سازند از تناوب شیل، سیلت سنگ و ماسه سنگهای آرکوزی قرمز – بنفش ساخته شده است و بسوی بالا با پیوستگی، به تدریج تبدیل به سازند لالون می‌شود. بطور معمول، مرز آن در تارک بالاترین طبقه سیلت سنگ قرمزرنگ متمایز قرار داده می‌شود. در دره کرج، لورنز ضخامت ۳۵۰ متر را گزارش نموده است. فسیلی در این سازند یافت نشده ولی موقعیت چینه‌نگاشتی آن سن کامبرین پیشین را پیشنهاد می‌نماید.

سازند لالون ϵ_l

ماسه‌سنگهای قرمزرنگ آرکوزی دانه متوسط سازند لالون (آسرتو، ۱۹۶۳)، با ویژگیهای سنگ‌شناسی کم و بیش ثابت ولی ضخامت‌های بسیار متغیر، در همان برونزدهای سازندهای باروت و زاگون منطقه قابل مشاهده هستند و نشانه‌ای از برجسته‌ترین دوره آواری در تاریخ چینه‌نگاشتی البرز به شمار می‌آیند. چون اجزاء سازند کهار، ریزتر از اجزاء سازند لالون است، پی‌سنگ کهار به سختی می‌تواند به عنوان خاستگاه این انباشته‌های ماسه‌سنگی در نظر گرفته شود. ستبرای این سازند در منطقه ددوال به ۵۰ تا ۱۰۰ متر کاهش یافته ولی به سوی خاور، ضخامت آن تا ۱۰۰۰ متر می‌رسد. نزدیک گذرگاه کندوان، گلاوس ضخامتی ۳۰۰ متری را اندازه‌گیری کرده و بر این باور است که به سوی نوک علم‌کوه در باختر، از ضخامت آن کاسته می‌شود. گانسروهوبر (۱۹۶۲) در منطقه هزار چال، سازند لالون را به عنوان سازند هزار چال بالائی توصیف کرده و ضخامت آن را حدود ۲۰۰ متر نوشته‌اند. در منطقه گلاوس، این سازند دربرگیرنده یک بخش زیرین ۲۰۰ متری از ماسه‌سنگهای کوارتزیتی و یک بخش فوقانی ۶۰ متری، متشکل از شیلهای ماسه ای قرمز با درون لایه‌های کنگلومرا و ماسه‌سنگ است. در شیلهای تارک سازند لالون. قالبها، اثرات و ترکهای گلی مربوطه نشانگر شرایط خیلی کم ژرفا و حتی گاهی غیر دریائی هستند. شاید لایه‌های کنگلومرائی دارای قلوه‌های از ریولیت تجزیه شده و کوارتزیت‌های متراکم رنگارنگ در زمینه ماسه‌ای، از منشاء رودخانه‌ای باشند. در شمال سربندان و بطور معمول، در بخش بالائی سیلتی، آثار فسیلی کروزیانا، وابسته به کامبرین زیرین – میانی تشخیص داده شده است.

کوارتزیت کامبرین (در گذشته، تاپ کوارتزیت) ϵ^q

در دره کرج، با همبری تند سنگ‌شناسی، بر روی بخش شیلی – سیلتی رأس سازند لالون، ضخامتی ۱۰ تا ۳۵ متری از کوارتزیتهای دانه درشت سفیدرنگ دارای کمی میکروکلین و پلاژیوکلازهای اسیدی جای گرفته است (لورنز، ۱۹۶۴ – ترجمه س. علائی مهابادی، ۱۳۶۹) که در گذشته به عنوان کوارتزیت رأس (تاپ کوارتزیت) و بخشی

از سازند لالون پنداشته می‌شدند ولی امروزه، تمایل بیش‌تر بر این است که کوارتزیت‌های یاد شده، پیش‌رونده و وابسته به قاعده سازند میلا در نظر گرفته شوند.

سازند میلا ϵO_m

از پنج عضو سازند میلا در برش الگو در میلاکوه دامغان (روتنر و همکاران، ۱۹۶۴)، در محدوده نقشه مرزن‌آباد و در رخنمون‌های از باختر دورود تا حسنکدر (دره کرج)، سه عضو زیرین شناسایی شده است (آسرتو، ۱۹۶۳). برای عضوهای یاد شده و بر پایه تریلوبیت‌ها، سن کامبرین میانی تا پسین در نظر گرفته شده است. این سازند از دولومیت، دولومیت آهکی، مارن برگ‌برگی. سنگ آهک سفید – صورتی، ماسه سنگ، سیلت سنگ و شیل پدید آمده است. در برداشتهای اخیر در دره کرج و خاور حسنکدر (وحدتی – ندیم، ۱۳۷۸)، حدود ۲۵ تا ۳۰ متر سیلت سنگها و شیلهای سیلت دار سبز – زیتونی رنگ روی عضو سوم سازند میلا و در زیر سازند جیرود، به نشانه بودن عضو پنجم سازند میلا دیده شدند و زودتر از آن، قویدل سیوکی و همکار، با مطالعه پالینومرفهای مربوطه، سن اوردویسین را تشخیص داده‌اند. لورنز، همه ضخامت سازند میلا (بدون کوارتزیت پایه) در دره کرج را ۳۹۵ متر اندازه گرفته است.

سازند لشکرک O_l

این سازند برای نخستین بار توسط گانسروهوبر (۱۹۶۲) از منطقه جنوب علم‌کوه توصیف شده و عبارت است از یک سری دولومیت، شیلهای ماسه‌ای، ماسه سنگها، مارنها و سنگ‌آهک مارنی صورتی رنگ تریلوبیت‌دار که بر روی سازند لالون (سازند هزار چال بالائی) و در زیر سازند مبارک جای گرفته‌اند. تریلوبیت‌ها و سیستوئیدهای گردآوری شده توسط بوبک (۱۹۳۴) بعدها توسط دیتریش (۱۹۳۷) تعیین سن شده‌اند. تریلوبیتها به سن اوردویسین پیشین و سیستوئیدها به احتمال قوی به سن اوردویسین میانی هستند. گلاوس (۱۹۶۵) این سازند را در برش الگو به شش واحد اصلی بر روی هم با ضخامت ۱۷۵ متر بخش کرده است. گمان می‌رود که تغییرات زیاد ضخامت و رخساره سازند لشکرک (از صفر تا حدود ۲۰۰متر) به جز فرسایش پسین، بیش‌تر مربوط به رسوب‌گذاری نامنظم است. نکته شایان توجه، بی فسیل بودن به تقریب نیمه زیرین و دولومیتی سازند یاد شده است (۹۵ متر) که به احتمال زیاد، قابل مقایسه با عضو اول سازند میلا و به سن کامبرین حدس زده می‌شود. ج. صبوری (گفته شفاهی، ۱۳۷۹) در شیلهای برش الگو، پالینومرف های اوردویسین زیرین تا میانی را یافته است.

سازند جیرود D^a_j

سازند جیرود (آسرتو، ۱۹۶۳) با بیش‌ترین ضخامت (حدود ۹۸۰ متر)، در نواحی دربندسر تا گرمابدر رخنمون دارد و به چهار عضو بخش شده است. در گوشه جنوب خاوری ورقه مرزن‌آباد نیز برونزد دارند ولی به سوی باختر، سازند دورود به تدریج بر روی بخشهای کهن‌تر این سازند بر جای گذاشته شده است و نبود رسوبی عمده‌ای وجود دارد. به گونه‌ای که در حسنکدر (جاده چالوس – دره کرج)، سازند دورود بر روی عضو A و گدازه‌های بازالتی آن دیده شده است. تا به کنون در شمال راندگی کندوان، بودن سازند جیرود دیده نشده بوده است. ولی در برداشتهای اخیر (وحدتی – ندیم، ۱۳۷۸) در جاده چالوس، در نیمه راه ولی‌آباد به نهارخوران لارک، بخش‌هایی از سازندهای میلا و کوارتزیت‌های قاعده‌ای آن و نیز سازند جیرود، در میان سازندهای لالون و مبارک شناخته شده است. حدود ۵۰ تا ۶۰ متر ماسه‌سنگها، شیلها و درون لایه‌های سنگ‌آهک براکیوپوددار و نیز افق نازک گدازه‌بازی وابسته، به احتمال قوی، نشانگر بودن تنها عضو A (زیرین) سازند جیرود در این منطقه هستند و چه بسا، همسان آنها در نقاطی دیگر نیز در قاعده سازند مبارک وجود داشته باشد. در بررسی میکروسکپی نمونه‌ی مربوطه، ح. پرتوآذر، سن استرونین – تورنزین را تشخیص داده است.

از حسنکدر به سوی باختر، لورنز سازندهای میلا و جیرود را از یکدیگر تفکیک ننموده ($\epsilon D_{m,j}$) و بر این باور است که به سوی باختر به تدریج نازک و ناپدید می‌شوند و در منطقه ددوال، تنها بقایائی از سازند جیرود به همراه سازند روته ($DP_{j,r}$) رخنمون دارد و سازندهای نسن، مبارک و میلا دیده نمی‌شوند.

سازند مبارک C_m

سازند مبارک (آسرتو، ۱۹۶۳) با بیشینه ضخامت نزدیک به ۴۵۰ متر در برش الگو (شمال مبارک‌آباد) و پیرامون گردنه امامزاده هاشم رخنمون دارد که بر روی عضو A سازند جیرود قرار گرفته است. از سنگ آهک‌های سیاه رنگ فسیل و یا اینتراکلاست‌دار پدید آمده و در بخش پائینی آن درون لایه‌های مارنها و شیلهای سیاه‌رنگ دیده می‌شود. برای این سازند سن کربونیفر پیشین در نظر گرفته شده است. رخساره متفاوت دیگری از سنگهای دونین بالائی – کربونیفر (سازند جیرود) از دره جیرود تا دره کرج، در شمال راندگی مشا – فشم برونزد دارد. ولی در شمال راندگی کندوان به مانند مبارک‌آباد، به جز چندتایی رخنمونهای کوچک شامل چند ده متر نهشته‌های قاعده‌ای قابل مقایسه با عضو A (تحتانی) سازند جیرود، بقیه ردیف سنگهای کربناته کربونیفر، کم و بیش همسان سازند مبارک هستند. کارتیه در جاده چالوس، در حوالی مکارود یک مقطع کامل از سازند مبارک، شامل شش بخش، با ضخامت ۴۹۰ متر و با ویژگیهای پلاتفرمی را اندازه‌گیری کرده است و نیز گلاوس مقطعی کم و بیش همسان در دزبن. ناگفته نماند که در شمال توده کوارتز مونزونیتی اکاپل، در رخنمون‌های سازند مبارک که در مجاور توده تبدیل به مرمر شده‌اند، ضخامتهای ۶۰۰ تا ۷۰۰ متر هم به چشم می‌خورد (وحدتی – ندیم، ۱۳۷۸) و همچنین، تناوب‌های مارن و آهک بخش بالائی سازند در جنوب مجل ($C_m^{l,m}$) قابل جداسازی بوده‌اند.

سازند دورود P_d

سازند دورود (آسرتو، ۱۹۶۳) در برش الگو در شمال خاور روستای دورود، با ضخامت حدود ۱۸۰ متر رخنمون دارد. بطور عمده متشکل است از ماسه سنگ، سیلت سنگ و شیلهای قرمزرنگ گاهی دارای تناوب‌های سنگ‌آهک مارنی، کوارتزیت و کنگلومرای کوارتزیتی. در میانه‌های آن سنگ آهکهای فوزولینیددار خاکستری رنگ با ضخامت ۴۰ تا ۵۰ متر، با سن پرمین پیشین دیده می‌شوند. در بالا، سازند روته به گونهٔ هم شیب بر روی آن قرار گرفته است. گاهی آثار فسیلهای گیاهی و یا به ندرت عدسی نازک زغال‌سنگ دیده می‌شود. در نزدیکی حسنکدر، ضخامت دورود تا ۹۰ متر کاهش می‌یابد تا اینکه در باختر کوه هزاربام به شدت نازک می‌شود و از میان می‌رود (لورنز، ۱۹۶۴). ضخامت دورود در هریجان ۳۷۰ متر و در برش نزدیک مکارود در جاده چالوس، توسط کارتیه (۱۹۷۱) تا ۴۹۰ متر اندازه‌گیری شده و توسط او، افزایش چشمگیر ضخامت آن و دو سازند دیگر پرمین در البرز مرکزی، از جنوب به شمال تذکر داده شده است.

سازند روته P_r

شرایط دریایی واقعی، دوباره در میانه‌های پرمین برقرار شده و با ۲۵۰ متر سنگ آهکهای تیره‌رنگ چرت‌دار سازند روته (آسرتو، ۱۹۶۳) شناخته می‌شود. سن مرز زیرین و رویی آن ثابت نیست. به عنوان مثال، گلاوس (۱۹۶۵) مشاهده کرد که بخش بالایی سازند روته ناحیه الگو به احتمال زیاد با بخش زیرین سازند نسن از منطقه اش در دره چالوس بالایی، تطبیق می‌نماید و وحدتی (گزارش نیمه غربی چهارگوش ۱:۲۵۰,۰۰۰ ساری) نیز بر این باور است که در برخی نقاط، سازندهای روته و نسن با تغییرات جانبی به یکدیگر تبدیل می‌شوند. چنانکه به عنوان مثال، فون‌های ویژه سازند نسن ممکن است در بخش بالایی سازند روته نیز دیده می‌شوند.

سوسلی (۱۹۷۶) سازند روته را به سن‌داروازین پسین – مرغابین می‌داند. آسرتو ضخامت آن را در خاور دره کرج ۳۰۰ متر ذکر نموده و حال آن که در غرب دره کرج، حدود ۹۰ متر (لورنز) و به سوی باختر در منطقه میر، سازند روته به ندرت و آن هم به صورت عدسی‌هائی کوچک، در امتداد راندگی مشا – فشم نمایان می‌شود. کارتیه از منطقه غرب کلاردشت ضخامت تا حدود ۵۰۰ متر را ذکر نموده است.

آتش‌فشانی اواسط پرمین

یک دوره فعالیتهای آتش‌فشانی در اواسط پرمین رخ داده است که برحسب نقاط گوناگون، به شکل درون لایه هائی در سازند دورود، بر روی آن (P_d^v) و یا قدری بالاتر و در بین سازندهای روته و نسن (P^v) جای گرفته است. این واحدها از توف و اگلومرای فراوان و در شرایط خشکی پدیدار شده‌اند. به سوی خاور و به احتمال با دور شدن از مرکز اتش‌فشانی، به سرعت از ضخامت کاسته می‌شود و به ۱۵ تا ۲۰ متر رسیده است. ترتیب عمودی لایه‌های توفی،

اگلومرائی و دیابازهای خروجی، در هر محل، تغییر می‌کند زیرا که طبقات بطور جانبی نازک و توسط لایه‌های جدید جایگزین می شوند. یک نمونه دستی از بخش قاعده‌ای یک جریان، در رخنمون خاور هریجان، هم‌آهنگ با سرد شدن تدریجی، ساختار پورفیری خشنی را نشان می‌دهد. در گدازه‌های خروجی متراکم، درون لایه هائی از توفها، توفیت‌ها و اگلومراهای ریز و درشت‌دانه به ضخامت ۱۰ تا ۳۰ متر دیده می‌شوند. بخصوص توفیت های ظریف‌دانه که به شدت شیلی هستند، بیش‌تر بوسیله مواد زمینه هماتیتی شده قرمزرنگ، سیمان شده‌اند. پذیرفتنی می‌نماید که توف‌های شیشه‌ای و لاپیلی توف‌ها، در شرایط خشکی انباشته شده باشند و در شرایط آب و هوائی نیمه حاره‌ای – مرطوب پیدایش پوسته‌های لاتریتی داده‌اند (گلاوس، ۱۹۶۵). نمونه‌های سال ۱۳۷۸ از واحد P_d^v یاد شده در بالا در هریجان، در بررسیهای میکروسکپی به توسط م. پشتکوهی، آلکالی پیروکسن گابرو تشخیص داده شده و نمونه‌ی واحد P^v در خاور سیاه بیشه، دیاباز نامیده شده است (وحدتی – ندیم).

سازند نسن P_n

رسوب‌گذاری سازند روته، در برخی نقاط با روانه‌های گدازه قلیائی آتش‌فشانی بریده شده است. پس از آن، دیر یا زود، پسروی دریا در بیشتر نقاط البرز مرکزی رخ داده است. از این رو، سطح رویی سازند روته فرسوده و کارست مانند است و گاهی بر روی آن انباشته ها و قلوه‌های لاتریتی ناشی از فرسایش شدید سنگهای آتش‌فشانی مزبور، در قاعده سازند نسن دیده می‌شود. برش الگوی سازند نسن (گلاوس. ۱۹۶۴) با ضخامت ۱۴۴ متر (+۸۶) در حدود ۱۰ کیلومتری شمال غرب نسن قرار دارد. با احتمال، یک ایست چینه‌نگاری آن را به دو عضو زیرین و زبرین بخش می‌نماید. بخش زیرین با ضخامت ۸۶ متر شامل ماسه‌سنگهای اهکی است که با سنگ آهک‌های سیاه مختصری مارنی پوشیده شده است. بخش بالائی از سازند نسن با ضخامت ۱۴۴ متر شامل نهشته‌های مارنی – آهکی دارای براکیوپودهای فراوان است. نسن بالائی معرف پرمین بالائی تا رأس آن است و می‌تواند با سنگ آهک میانی و بالائی پرودوکتوس‌دار طبقات جلفا مقایسه شود. در سمت جنوب باختری، این سازند کاهش خیلی سریعی در ضخامت نشان می‌دهد و سازند نسن زیرین بطور کامل ناپدید شده و تنها بخش‌هائی از عضو بالائی با ضخامت ۴۵ متر در دوروبر جاده چالوس دیده می شود. ناگفته نماند که استپانوف و همکاران (۱۹۶۷)، ۸۶ متر طبقات نسن زیرین را هنوز جزئی از سازند روته در نظر می گیرند. اگر چنین باشد، سنگهای آتشفشانی مربوطه در برش الگو، در درون سازند روته جای خواهند داشت، نه در روی آن.

سازند الیکا TR_e

سازند الیکا با رخساره به تقریب ثابت، گسترش وسیعی در شمال ایران دارد و در منطقه مورد مطالعه، بدون اختلاف شیب محسوس، با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند نسن جای گرفته است. گلاوس (۱۹۶۴)، برش الگو را در سمت راست رودخانه الیکا و ۵ کیلومتری باختر دهکده توصیف نموده است. یک بخش قاعده‌ای با ضخامت حدود ۱۰۰ متر از سنگ آهکهای مارنی بیش‌تر نازک لایه ورقه‌ای و یک بخش بالائی دولومیتی زردرنگ ضخیم لایه با ضخامت متغیر تا حداکثر ۲۰۰ متر دیده می‌شود. در سنگ آهکهای بخش زیرین، اثرات جانوران حفار و گاهی لاملی برانش‌ها (کلارایا) و شکم پائیان دیده می‌شود.

سازند الیکا به توسط آسرتو (۱۹۶۳) به سه عضو بر روی هم با ضخامت دست‌پر تا ۶۳۰ متر، بخش شده است. تغییر و تبدیل‌های جانبی عضوها به یکدیگر متداول است ولیکن عضو دولومیتی بالائی پابرجاتر است. سوسلی (۱۹۷۶) بر پایه کونودونت‌ها، سن بخش زیرین را تریاس پیشین در نظر گرفته است. یک نمونه از سنگ آهکهای مارنی عضو $TR_e^{m.l}$ در جنوب نساء (وحدتی – ندیم، ۱۳۷۸)، در بررسیهای دیرینه‌شناسی به توسط ف. کشانی، دارای فونای زیر و به سن تریاس پیشین – اشکوب اسکیتین - تشخیص داده شده است.

Spirorbis aff. phlyctaena, Spirorbis sp., Shell`s frag., Gastropoda

سازند شمشک TR_3J_s

سازند شمشک (آسرتو ۱۹۶۶) در این ورقه نیز گسترشی چشمگیر، بیش‌تر در شمال راندگی کندوان و غرب مرزن‌آباد، دارد که با ناپیوستگی فرسایشی، اغلب بر روی سازند الیکا و یا گاهی سنگهای قدیمی‌تر از آن جای گرفته

است. از ماسه‌سنگها و شیلهای گاهی زغال‌دار خاکستری تا سبز – زیتونی از منشاء نزدیک به ساحل تا دریا کناری پدیدار شده است. تغییرات ضخامت بسیار شدید است. در منطقه ددوال ۲۲۰ متر گزارش شده و به سوی باختر تا آبیک رو به کاهش است. در منطقه لورنز ۲۵۰ متر برآورد شده و به سوی خاور به ضخامت آن افزوده می شود. سوسلی در دره نور، ضخامت بیش‌تر از ۱۵۰۰ متر را تخمین زده است و آسرتو و همکاران (۱۹۶۸) در اطراف روستای نج، ضخامت بیش‌تر از ۲۷۵۵ متر را عنوان نموده‌اند. آسرتو این سازند را به چهار زون سنگی بخش نموده و سن هتانژین – باتونین را برای ان پیشنهاد نموده است ولی در منطقه زیر آب، جای گرفته در محدوده شرکت زغال‌سنگ البرز مرکزی، با مطالعات کاملاً تفصیلی، سن سازند شمشک را، بخشی از کارنین تا باتونین پیشین می‌دانند (وحدتی، ۱۳۶۳).

در زیر سازند شمشک، در برخی نقاط، گدازه‌ها و آذر – آواری‌های مرتبط با یک تکاپوی آتش‌فشانی در تریاس پسین، با ضخامت چند ده متر قابل تشخیص است. گلاوس (۱۹۶۵) حدود ۳۰ متر آذر – آواری های با لایه‌بندی خوب را از شمال گردنه بین دره های نور و الیکا (شمال کمربن) گزارش کرده است و در برداشتهای جدید (وحدتی – ندیم، ۱۳۷۸) در جنوب باختر معدن دونا (جنوب الیکا)، در این افق ۱۵ تا ۳۰ متر اولیوین بازالت، بازالت آندزیتی و آذر – آواریها مشاهده شده است. یک کیلومتر جنوب غرب معدن دونا، در زیر افق مزبور و بر روی دولومیت های سازند الیکا، حدود ۲۰ تا ۳۰ متر سنگ آهک، شیل و ماسه سنگ به سن تریاس پسین (سازند پالند TR^1_3) نیز مشاهده شده است (وحدتی – ندیم، ۱۳۷۸).

سازند دلیچای J_d

در البرز مرکزی، در ژوراسیک میانی تا بالائی، یک پیش روی گسترده ولی نامنظم و ناهمزمان، سبب پدیدار شدن محیط اغلب دریائی با رسوب‌گذاری کربناتها شده است. سازند دلیچای (نام‌گذاری کمیته چینه‌شناسی ایران، ۱۹۶۴) متشکل از تناوب مارن و سنگ‌آهک، با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند شمشک جای گرفته است و مرز بالائی آن نیز نا همزمان می‌نماید. در بیشتر نقاط منطقه، کم و بیش بخش‌هائی از این سازند به گونه‌ای پراکنده و لایه‌هائی عدسی شکل، در زیر سازند لار دیده می‌شود ولی تهیه کنندگان پیشین نقشه‌ها، آن را جدا نشان نداده‌اند. در برداشتهای تازه در خاور معدن دونا و دامنه‌های باختری آزادکوه، حدود ۳۰ تا ۴۰ متر از این سازند به گونه‌ای جدای از لار مشخص شده است. ددوال (۱۹۶۷)، از کلها به سوی گردنه قلعه دختر، سازند دلیچای با ضخامت تا ۸۸ متر و شامل تناوب مارن و سنگ‌آهک پلاژیک آمونیت – بلمنیت‌دار به سن باژوسین – کالووین را گزارش نموده که در زیر سازند لار جای گرفته است.

سازند لار J_l

ریویر (۱۹۳۴) این سازند را از نواحی دره لار، با ضخامتی حدود ۹۰۰ متر، شامل دو واحد سنگی زیرین و زبرین گزارش نموده است. بخش زیرین متشکل از سنگ آهکهای نازک لایه‌تر خاکستری روشن با لایه بندی خوب است و در بخش بالائی سنگ آهکهای متبلور گاهی دولومیتی ضخیم لایه تا توده‌ای شکل قرمز مایل به زرد دیده می‌شود. دلنباخ (۱۹۶۴) سن آکسفوردین تا کیمریجین پیشین را گزارش داده ولی مطالعات جدیدتر در طبقات همسان و با فسیل بیش‌تر، وجود تیتونین را محرز ساخته است. در منطقه میر ضخامت تا ۶۰ متر از سازند لاز دیده شده و ددوال در برش کلها به قلعه دختر، ضخامت ۱۹۰ متر را عنوان نموده است. در باختر مرزن‌آباد نیز گاهی چند ده متر از این سازند دیده می‌شود.

کرتاسه

کارتیه (۱۹۷۱) مجموعه رسوبات مختلط کربناتی – آتشفشانی کرتاسه. شامل بارمین بالائی تا به احتمال کونیاسین را که بر روی نهشته‌های ژوراسیک بالائی – نئوکومین و نیز در زیر سنگ آهکها و مارنهای گلوبوترونکانادار کرتاسه بالائی جای گرفته‌اند، به عنوان سازند چالوس معرفی نموده و در برش الگو در شمال پل دوآب (ورقه چالوس) و با ضخامت ۱۸۰۰ متر، برای آن پنج عضو در نظر گرفته است. در گروه بندی نامبرده، سنگ آهکهای اوربیتولینادار (سازند تیزکوه) به عنوان عضو دوم سازند چالوس در نظر گرفته شده‌اند. در ورقه مرزن‌آباد، بیش‌ترین ضخامت

ولکانیتهای زیر سازند تیزکوه در شرق میانق ۴۹۰ متر است (عضو یک) و بیش‌ترین ضخامت ولکانیتهای روی سازند تیزکوه (شامل عضو سه ولکانیکی + عضو پنج ولکانیکی) در برش مزبور را ۷۰۰ متر اندازه‌گیری نموده است. در برش میانق، عضو چهارم شامل درون لایه سنگ آهکی ۳۰ متری برش مکارودبار (۷۰ متر در برش الگو) دیده نمی‌شود.

سنگهای آتشفشانی کرتاسه زیرین k_1^V (عضو یک سازند چالوس)

بر روی سازند لار، با و یا بدون وجود مقداری از لایه‌های گذر، سنگهای آتشفشانی کرتاسه زیرین به ضخامت ۴۹۰ متر در خاور میانق نمایان شده و دربرگیرنده سنگهای آتشفشانی پورفیری، دیاباز پورفیری، گدازه‌های آمیگدالوئیدی، ولکانیتهای اگلومرائی با سیمان آهکی – ماسه‌ای، شیلهای سیلتی قرمز، لایه‌های نازک سنگ آهک ماسه‌ای، درون لایه‌های ماسه‌ای – سیلتی است. کارتیه (۱۹۷۱) سن‌هوتریوین – بارمین بالائی را برای آنها در نظر گرفته است و به نظر می‌رسد که اغلب در شرایط نزدیک به ساحل تشکیل شده‌اند. از جنوب روستای تویر و در محدوده روستاهای کوتیر، مرس، مکار و کنس دره، رخساره‌هائی کم و بیش مشابه و با ضخامتی به مراتب بیش‌تر، حداقل ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ متر، رخنمون دارد (وحدتی – ندیم، ۱۳۷۸) و در نمونه‌های مربوطه، آلکالی بازالت و بازالت اسپیلیتی هم تشخیص داده شده است. به خاطر رسوب‌گذاری یک افق عدسی شکل از سنگ آهکهای نئوکومین (K_1^l) با ضخامت حدود ۳۰ متر در شرق و ۵۰ متر در باختر روستای تلی، در میانه‌های آن، به جز مشخص شدن محدوده سنی این واحد، امکان تفکیک آن به دو زیر واحد تحتانی K_1^{V1} و زیر واحد رویی K_1^{V2} وجود داشته است (وحدتی – ندیم، ۱۳۷۸). در بررسیهای میکروسکپی هفت نمونه‌ی مربوطه توسط ف. کشانی – ز. سهرابی، فسیلهای زیر و سن بریازین – والانژینین تشخیص داده شده‌اند.

Salpingoporella annulata, Conicospirillina aff. basiliensis,Protopeneroplis aff. striata, Trocholina alpina,Neotrocholina sp., Conicospirillina spp., Eggerella sp.,Trocholina sp., Cristelaria sp., Aeolisaccus sp.,Valvulinids, Cyclamina sp., Pseudocyclamina sp., Miliolids,Nipponophycous sp., Textularids, Cyanophycea, Ostracods,Sponge`s spicules, Echinoid`s spine & debris, Gastropoda,Bryozoa, Shell`s fragments

سازند تیزکوه K_t (عضو دوم سازند چالوس)

سازند تیزکوه (آسرتو، ۱۹۶۴)، در برش مکارودبار (کارتیه) ۸۵ متر ضخامت دارد و دربرگیرنده سنگ آهکهای اربیتولینادار، سنگ آهکهای االیتی، شیلهای ماسه‌ای، سنگ آهکهای ماسه‌ای، تناوب سنگ آهک و مارنهای ماسه‌ای زرد، شیلهای آهکی – ماسه‌ای است. بطور معمول سن بارمین پسین تا آپسین برای آن در نظر گرفته شده است. در گوشه شمال خاوری نقشه، در واقع کمی شرقی‌تر و در محدوده ورقه بلده (ع. سعیدی، زیر چاپ)، نمونه‌های برداشتهای نوین به سن سنومانین تشخیص داده شده‌اند که با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند شمشک جای گرفته‌اند. در منطقه ددوال، در نزدیکی نساء، سازند تیزکوه ۷۰ تا ۹۰ متر ضخامت دارد.

سنگهای آتشفشانی کرتاسه بالائی K_2^V (عضوهای سوم و پنجم سازند چالوس)

کارتیه (۱۹۷۱) در برش مکارودبار، ضخامت ۸۰ متر را برای عضو سوم، پدید آمده از ولکانیتهای تیره و پیروکلستیکی، ماسه توفی سبز باریگهای آهکی، دیاباز سیاه رنگ و لایه‌های سیلتی قرمز، دیاباز پورفیری سیاه به شدت هوازده در نظر گرفته است. وی در برخی نقاط منطقه‌اش، به خاطر وجود افق سنگ آهکی عدسی شکل عضو چهارم در میان عضوهای سوم و پنجم، امکان تفکیک دو عضو یاد شده از یکدیگر را داشته است. عضو چهارم در برش مکارودبار از ۳۰ متر سنگ آهک ماسه‌ای، شیلهای ماسه‌ای، سنگ آهکهای فشرده سیلیسی و مارن تشکیل شده است. در برش الگو (در ورقه چالوس)، ضخامت عضو چهارم تا ۷۰ متر هم می‌رسد.

عضو پنجم سازند چالوس در برش مکارودبار ۵۱۰ متر ضخامت دارد و تشکیل شده است از دیاباز پورفیری، ماسه آتشفشانی سبز رنگ همراه با ریگها، توفیتهای ماسه‌ای و اگلومرای بیش تر سبز رنگ با درون لایه هائی از قلوه سنگ های آهکی به اندازه توپ، اگلومراهای ریز تا متوسط دانه بنفش تا مایل به قرمز، گدازه‌های کم ضخامت، ولکانیتهای متراکم و تیره، گاهی ریگهای آهکی و تناوب ولکانیتهای سخت بنفش تیره متناوب با اگلومراهای سبز و قرمز، مختلط ماسه‌ای ریز متشکل از توفیتهای سبز – آبی و توفیتهای نخودی رنگ با صدفهای گوناگون. در برش

مکارودبار، بر روی این واحد آتشفشانی، سنگ آهکها و مارنهای گلوبوترونکانادار با ضخامت ۳۱۷ متر جای گرفته است. چنین می‌نماید که سنگهای آتشفشانی کرتاسه بالائی نیز اغلب در شرایط نزدیک به ساحل پدیدار شده‌اند.

از باختر کنس دره تا فشکور، شمال بیجه نو و شمال ناتر، مجموعه‌ای ضخیم از سنگهای آتشفشانی کرتاسه بالا بر روی سازند تیزکوه دیده می‌شود. ضخامتی بیش از ۱۰۰۰ متر برآورد شده و به خاطر رسوب‌گذاری یک افق عدسی شکل ۱۵ تا ۲۰ متری از سنگ آهکهای مارنی و سنگ آهک فسیل‌دار ($K_2^{m.l}$) در میانه‌های آنها، سوای مشخص شدن محدوده سنی سنگهای مربوطه، امکان تقسیم آنها به دو زیر واحد زیرین K_2^{v1} و زیر واحد فوقانی K_2^{v2} وجود داشته است (وحدتی – ندیم، ۱۳۷۸). در بررسیهای میکروسکپی در پنج نمونه‌ی مربوطه توسط ف. کشانی – ز. سهرابی، فسیلهای زیر، به سن سنومانین تا کونیاسین تشخیص داده شده‌اند.

Calcisphaerula innominata lata, Calcisphaerula innominata,Stomiosphaera sphaerica, Stomiosphaera conoida, Globotruncana sp., Hedbergella sp., Textularia sp.,Oligosteginids, Pseudolituonella sp., Heterohelix sp.,Rotalia sp., Echinoid spine & deris, Bryozoa, Ostracoda,Shell`s fragments

سنگ آهک و مارن کرتاسه بالائی

در منطقه مورد بررسی، سنگ آهکها و مارنهای گلوبوترونکانادار کرتاسه بالائی در گوشه شمال شرقی نقشه به فراوانی گسترش دارند و بطور کلی شامل یک بخش آهکی تحتانی (K_2^l) و یک بخش مارنی فوقانی (K_2^m) هستند. به سمت خاور و بیش‌تر در محدوده ورقه بلده (ع. سعیدی، زیر چاپ)، نهشته‌های حد واسط دو واحد مزبور، شامل تناوب سنگ آهک و مارن ($K_2^{l,m}$) نیز قابل جداسازی هستند.

کارتیه (۱۹۷۱) در برش شماره دو، در شمال دوآب (ورقه چالوس)، بخش سنگ آهک قاعده‌ای (K_2^l) به ضخامت ۸۴ متر را اندازه‌گیری کرده که تشکیل شده است از سنگ آهک ماسه‌ای گلوکونیتی خاکستری متوسط، سنگ آهک متراکم خاکستری روشن و سنگ آهک ماسه‌ای خیلی ریزدانه خاکستری روشن. بر روی آن بخش مارنی – آهکی (K_2^m) با ضخامت ۳۳۱ متر دیده می‌شود که پدیدار شده است از مارنهای آهکی سبز، مارنهای مایل به سبز، درون لایه‌های سنگ آهکی سخت خاکستری و سنگ آهکهای مارنی خاکستری روشن مایل به سبز، درون لایه‌های نازک آهکی – مارنی مایل به زرد – سفید و در بالا، ترادفی مارنی – ماسه‌ای خاکستری – قهوه‌ای روشن. بر حسب فرامینی فرهای مطالعه شده، سن‌سانتونین تا کامپانین مشخص شده است.

در برش دره گلنده رود به علم ده، که با احتمال، کامل‌ترین برش کرتاسه بالائی در سرتاسر البرز مرکزی است، در قاعده ۴۵۰ متر نهشته‌های مربوطه، ۴۰ متر سنگ آهک دیده می‌شود و در طبقات بالائی بخش فوقانی مارنی و سنگ آهکی، گلوبوترونکاناهای ماستریشتین دیده و مطالعه شده است.

سازند فجن (فاجان) PeE_f

رشته کوههای البرز در پایان کرتاسه، زیر تأثیر یک فاز جنبشی بسیار پویا (لارامیدین) قرار گرفته که فرجام آن پیدایش ساختهای اصلی رشته و نیز ظهور کامل رشته پالئوزوئیک مرکزی آن بوده است. فرسایش شدید پی‌آمد آن سبب تشکیل کنگلومراهای ضخیم سازند فاجان (نام‌گذاری کمیته چینه شناسی ایران، ۱۹۶۴) شده است. تغییرات زیاد در ستبرا و گسترش این سازند، دیده می‌شود و در منطقه مورد بررسی، برونزدهای کوچک و پراکنده ای از آن در گوشه جنوب خاوری نقشه، با ضخامتهای از چند ده تا چند صد متر دیده می‌شود. به سبب تغییرات رخساره‌ای شدید، در سه گروه اصلی، با رخساره کنگلومرائی (PeE_f^c) و رخساره نرم فرسایش ماسه ای – مارنی – توفی ($PeE_f^{s,m,t}$) و رخساره آتشفشانی – آذر آواری (PeE_f^v) گروه بندی شده‌اند.

در گوشه شمال خاوری نقشه، شرایطی دیگر برقرار بوده و چنین می‌نماید که پس از نهشته شدن کرتاسه بالائی، رسوب گذاری تا اوایل ترشیری (پالئوسن – اشکوب دانین) ادامه داشته است. در حدود سه کیلومتر شمال خاور دشت نظیر و در جنوب جاده دوآب به گلنده رود، چند ده متر ماسه سنگهای آهکی و سنگ آهک ماسه‌ای گلوکونیتی (Pe^s)، بر روی نهشته‌های کرتاسه دیده شده است که نشانگر پر شدن حوضه رسوبی هستند. در بررسیهای فسیل شناسی نمونه‌های مربوطه به توسط ز. سهرابی، مجموعه‌ای از فسیلهای دست دوم کرتاسه و نیز برخی فسیلهای اوایل ترشیری (به احتمال پالئوسن) تشخیص داده شده است.

سازند زیارت PeE_z

ستبرای کمی از سازند زیارت (دلنباخ، ۱۹۶۴) در برخی نقاط منطقه، در قاعده سازند کرج قابل مشاهده است. لورنز (۱۹۶۴) بطور متوسط ضخامتی ۵ تا ۱۵ متری از سنگ آهکهای آلوئولینادار این سازند در تنگه نساء را گزارش نموده است و نیز از محدوده گچسر تا ولایت رود، سنگ آهکهای نومولیتی همراه با کمی مارن.

دو کیلومتر جنوب معدن دونا و در شوپن زون خاور کندوان، حدود ۵۰ تا ۷۰ متر سنگ آهکهای نازک لایه کمی مارنی – سیلیسی (E^l) که بر روی کنگلومرائی شبیه فاجان جای گرفته‌اند، دیده شده است (وحدتی – ندیم، ۱۳۷۸). در بررسیهای فسیل شناسی سه نمونه مربوطه، زون رادیولاریا و مخلوطی از دو گروه فسیلهای متفاوت، با سنهای ائوسن میانی – پسین و نیز اولیگوسن پیشین (اشکوب روپلین) به توسط ح. پرتوآذر – ف. کشانی تشخیص داده شده است:

Globigerina ampliapetura, Globigerina cf. angulosuturalis,Orbulina mexicana , Globigerinoides sp., Operculina sp.,Rubulus sp., Nodosaridea sp., Rotalia sp., Bulimina sp.,Globorotalia sp., Textularia sp., Miliolids, Cibicides sp.,Globigerina spp., Radiolaria, Ethelia alba,Ditrupa sp., Nodosaria sp., Lenticulina sp., Bryozoa,
Echinoid`s spins, Algal fragments

چنین می‌نماید که در این ناودیس باریک و عمیق، نهشته‌های یاد شده بر خلاف ضخامت به نسبت کم، به تقریب فاصله زمانی‌ای هم ارز همه درازنای زمانی پیدایش سازند کرج را در بر گرفته‌اند. در احتمالی دیگر، شاید فسیلهای ائوسن مربوطه، حمل شده و دست دوم بوده باشند و پیش روی دریا، در زمانی دیرتر، و در اوایل اولیگوسن به این نقطه رسیده باشد (وحدتی، ۱۳۷۹).

سازند کرج E_k

پس از لارامیدین یک تکاپوی شدید خروجی آغاز به خودنمایی می‌کند که در میانه‌های ائوسن (پس از لوتسین میانی) به نقطه اوجش رسیده و سبب پیدایش نهشته‌های توفی ضخیم و گسترده (سری سبز) سازند کرج (ددوال، ۱۹۶۷) شده است. برش الگوی اصلی در حدود ۵۰۰ متری جنوب خاوری کیاسر است. گمان بر این است که گسل مهم و رانده کندوان که زون ترشیری مرکزی را از رشته پالئوزوئیک – مزوزوئیک مرکزی جدا می‌سازد، کم و بیش با ساحل شمالی دریای ائوسن مطابقت نماید. بر روی سنگ آهکهای قاعده‌ای (سازند زیارت)، توفها و سنگهای آتشفشانی سازند کرج با ضخامت ۳۳۰۰ متر قرار گرفته است که به ترتیب از قدیم به جدید و از پائین به بالا، به شرح زیر تقسیم شده‌اند:

- شیلها و سنگ آهکهای کندوان (هم ارز سازند قرمز پائینی و سازند قم)
- عضو توف بالایی ـــــ ۹۰۱ متر
- عضو شیلی آسارا ـــــ ۱۶۷ متر
- عضو توف میانی ـــــ ۱۱۷۷ متر
- عضو شیل زیرین ـــــ ۱۰۵۵ متر

گروه بندی یاد شده کلی است و بر حسب مناطق گوناگون، تغییر و تبدیلهای جانبی فراوان و رخساره‌های سنگی بسیار متغیر و پیچیده ای دیده می‌شود و از ضخامت عضوها، بخصوص عضو شیلی زیرین، از جنوب به سوی شمال کاسته می‌شود.

عضو شیل زیرین

شامل شیلهای سیلیسی تیره رنگ با درون لایه‌های توف و توف سنگی. ویژگیهای دریائی عمیق را نشان می‌دهند در حالی که بقیه عضوهای سازند کرج، از نوع رسوبات دریائی هستند.

عضو توف میانی

از خاکستر – توفهای ضخیم لایه با رنگ سبز زیتونی تا سبز مایل به آبی پدید آمده که به ندرت درون لایه‌های توف بلوردار دانه درشت و شیلهای توفی همراه آنهاست.

عضو شیلی آسارا

دارای میکروفسیل‌های ائوسن میانی – بالائی هستند. از شیلهای آهکی رس دار تیره با مقدار بیتومین قابل توجه و اغلب با آثار گیاهی فراوان تشکیل می گردند. در میان آنها مقداری توفهای جریانی دانه درشت و نازک لایه گسترش دارند.

عضو توف بالائی

بیشتر از توف بلوردار، توف شیشه ای و توف سنگی ریزدانه پدید آمده و شیلهای توف‌دار به صورت درون لایه هستند. در برخی نقاط، شیلهای ماسه‌ای – مارنی را بطور محلی می‌توان دید (ددوال، ۱۹۶۷).

در بخش بالائی سازند کرج، مواد آواری رو به افزایش است. آنگاه که تکاپوهای اتشفشانی شدیدتری وجود داشته‌اند، مقدار مواد آواری دانه درشت نیز رو به فزونی بوده‌اند. ددوال، در حدود ده مقطع زمانی با تکاپوهای شدید آتشفشانی تشخیص داده است که نیمی از آنها در عضو توف بالائی قرار می‌گیرند و به ظاهر، در زمان رسوب گذاری این طبقات، تکاپوهای آتشفشانی بسیار شدید بوده‌اند (واحد آتشفشانی – اگلومرائی E_k^v). در فاصله‌های کوتاه، اختلاف رخساره قابل توجهی وجود دارد و باید فواصل نواحی مختلف از یک یا چند دهانه خروجی، متفاوت بوده باشند.

لورنز، پخش یکنواخت مواد رسوبی در توفها را به دلیل وجود شرایط فوران زیر آبی دانسته است. ولی نباید فراموش کرد که در آن نزدیکی (به احتمال در شمال)، به خاطر وجود بقایای گیاهی کمربند ساحلی در توفها، بایستی ساحلی هم وجود داشته باشد. با در نظر گرفتن گسترش زیاد سازند کرج، باید مراکز متعددی را که مواد از آنها آورده شده‌اند، قبول کنیم. این امکان وجود دارد که یک مرکز فرضی در شمال (گلاوس، ۱۹۶۴) در خشکی واقع بوده است. افزایش رگه های اگلومرائی در پائین دره کرج نیز احتمال نزدیک بودن به یک کانون ماگمائی جنوبی را قوت می‌بخشد. در سازند کرج میکروفونای بنتونیک و پلاژیک با هم دیده می‌شوند و بدون شک بخش عمده‌ای از آن به سن ائوسن است (میانی – پسین) ولی برای قسمت بالائی عضو توف بالائی و به احتمال زیاد، برای شیلهای کندوان، می‌توان سن اولیگوسن را قبول کرد (ددوال، ۱۹۶۷).

بطور معمول توفها قابل نسبت دادن به دو گروه متفاوت اسیدیته هستند. این می‌تواند به علت اختلاط مواد از دو سر منشاء ناشی از دو مرکز ماگمائی ناحیه‌ای مختصری متفاوت در اسیدیته مواد خروجی و نفوذی بوده باشد (گلاوس، ۱۹۶۵). در تجزیه شیمیایی، پلاژیوکلازهای توفها، دارای ۲۵ تا ۵۰ درصد آنورتیت و پلاژیوکلازهای شیلها و دایکها اغلب ۵۵ تا ۶۵ درصد آنورتیت (لابرادوریت) هستند. چنین می‌نماید که ماگماتیزم سازند کرج از انواع تجمع مدیترانه ای با حرکت ضعیف پاسیفیکی باشد ولی در آغازتکاپوی آتشفشانی (خروج توفها) به انواع اتلانتیکی نزدیک بوده است. تفریق در این ماگما، پیش از بیرون انداختن توفها، در همان کانون‌ها انجام گرفته است. توفها ممکن است با جدا شدن پیروکسن و اولیوین از ماگمای مادر اولیه دایکها، تشکیل شده باشند. دراین صورت با یک ماگماتیزم معکوس سروکار است و این بدان معنی خواهد بود که در آغاز، ماگمای اسیدی و سپس ماگمای به نسبت بازی پدیدار گشته‌اند (ددوال، ۱۹۶۷).

ددوال در بخش دیگری از گزارشش یادآوری می‌کند که حتی در خود برش الگو، مقداری از رسوبات شیلی واحد کندوان شیل وجود دارد (در نقشه‌اش نشان داده نشده) و لورنز (۱۹۶۴) نیز بر این باور است که در منطقه کندوان، واحدهای تفکیک شده در برش الگو، قابل شناسائی نیستند. چنین می‌نماید که اختلاف رخساره‌ها، تعیین روابط را پیچیده می‌کند تا بدان جا که در منطقه کندوان و نیز در وارنگه‌رود، برای لورنز، در عمل تفکیک عضو توف میانی از عضو توف فوقانی و حتی مقداری کندوان شیل حقیقی، ممکن نبوده است (وحدتی – ندیم، ۱۳۷۸). در برداشتهای جدید، در یک کیلومتری باختر ورودی جنوبی تونل کندوان و در محدوده واحد توف میانی لورنز، در نمونه‌های مربوطه که از درون لایه‌های بیش‌تر کربناته لابلای شیلها و توفها تهیه شده‌اند، ح. پرتوآذر سن ائوسن پسین - اولیگوسن پیشین را تشخیص داده است و واحد شیلی – آهکی کندوان (طبق نظر لورنز = واحد OM وحدتی – ندیم) واقع بر روی آنها بایستی به مراتب جوان‌تر باشند.

اولیگو – میوسن

یک فاز زمین ساختی شدید در اولیگوسن پیشین، رسوب گذاری ائوسن – اولیگوسن آغازین را بریده است و انباشته‌های جوان‌تر را با ناپیوستگی آشکار بر روی سازند کرج جای داده است. از سوی باختر، آخرین پیش روی دریائی سبب پیدایش چند نوار کوچک و باریک دریا شده که در خاور، به جاده کرج – چالوس و نیز خاور وارنگه‌رود رسیده است. در این حوضه‌های باریک، نهشته‌های آواری سازند قرمز (اولیگو – میوسن) ددوال (۱۹۶۷) و یا کنگلومرا و ماسه سنگ در برش آزادبر (لورنز، ۱۹۶۴) و یا شیل کندوان و یا سنگ آهک کندوان و غیره ...، بر جای گذاشته شده است و از سوی دیگر، تمایزی آشکار میان آنها و شیلها و یا سنگ آهکهای کندوان قائل نشده‌اند و یا به عبارتی بهتر، همه نهشته‌های جوان‌تر از سازند کرج، از اولیگوسن تا پلیوسن – کواترنری این محدوده را با یکدیگر مخلوط نموده‌اند. در برداشتهای جدید (۱۳۷۸)، واحدهای سنگی مربوطه از یکدیگر تفکیک شده و در حد امکان، روابط میان آنها نیز مشخص گردیده و چکیده‌ای از آنها به شرح زیر است:

در حوضه های باریک یاد شده در بالا، نخست نهشته‌های اولیگو – میوسن (واحد OM) بر جای گذاشته شده‌اند. این واحد کم و بیش قرمز رنگ، بطور عمده از سیلت سنگ، مارن، ماسه سنگ، افقهای کنگلومرائی و درون لایه‌های سنگ آهک و گاهی گچ و به ضخامت از چند ده تا چند صد متر پدید آمده است. لورنز از ناودیس وارنگه‌رود، ضخامت ۱۵۰ متر را گزارش می‌دهد. بطور معمول، باناپیوستگی فرسایشی و گاه زاویه دار، بر روی سازندکرج نشسته است. در برخی نقاط، در پایه آنها، برش و کنگلومرا را نیز می‌توان دید. کنگلومراهائی قرمز رنگ، از انواع شاخص سازند قرمز پائینی، با ضخامت ۱۲ تا ۱۵ متر در ۲/۵ کیلومتری شمال ناریان، در قاعده این سری قابل جداسازی بوده‌اند ($Ol_l^{c,s}$) که بدون اختلاف شیب محسوس ولی با ناپیوستگی فرسایشی بر روی واحد E_k^v جای گرفته‌اند که به سوی بالا، به تدریج ریزدانه تر و ماسه ای و به سوی جنوب خاور نازک می‌شوند. افقهای گچی با ضخامت شایان توجه (۲۰ تا ۳۰ متر)، کمی دورتر از مرز باختری نقشه در ناریان رود و نیز همسان آنها در آزادبر، خاور کندوان، باختر انگوران، در این واحد دیده می‌شود (gy). در برخی نقاط، درون لایه‌های آهکی پرشمار دربردارنده فونای کم عمق از فرامینی‌فرهای کوچک و میلیولید فراوان به همراه گونه‌های دیگر برخورد شده است (وحدتی – ندیم، ۱۳۷۸). در دو نمونه‌ی برگرفته از این واحد در شمال ناریان نیز آمیزه‌ای از دو گروه فسیلهای ناهمسان با سنهای ائوسن پسین و نیز اولیگوسن به توسط ح. پرتوآذر ف. کشانی تشخیص داده شده و گمان می‌رود فسیلهای ائوسن حمل شده باشند.

Globigerina ampliapetura, Globigerina angulosuturalis,Globigerinoides sp., Hastigerina sp., Globigerina sp.,
Rubulus sp., Euvigerina sp., bulimina sp., Globorotalia spp.,Echinoid`s spines

در برونزدهائی دیگر از این واحد، در شمال آزادبر، شمال خاور گرآب و خاور آسکان، در بررسیهای میکروسکپی هجده نمونه مربوطه به توسط ف. کشانی – ح. پرتوآذر، فسیلهای زیر و سنهای اولیگوسن پسین، آکی تانین، بوردیگالین، آکی تانین – بوردیگالین، میوسن پیشین و میوسن میانی تشخیص داده شده است:

Dendritina rangi , Kuphus arenarius, Austrotrillina howchini,Dorothia sp., Quinqueloculina spp., Spiroculina spp.,
Spirolina sp., Bolivina sp., Elphidium sp., Archaias sp.,Valvulina sp., Bulimina sp., Rotalia sp., Idalina sp., Discorbis sp.,Peneroplids, Dendritina sp., Miliolids, Miliola sp., Cibicides sp.,Tubucellaria sp., Bigerina sp., Triloculina sp., Euvigerina sp.,Polymorphinidae, Chilostomellids, Ammobaculites sp.,Discorbinella sp., Biloculina sp., Verneuitina sp., Chara,Lagenids, Lithothamnium sp., Coral, Lithphyllum sp.,Bryozoa, Crinoid`s stems, Echinoid`s spines, Ostracoda, Algal frag., Shell`s frag., Worm`s tube

بر تارک این واحد، در ۲/۵ کیلومتری شمال خاوری دهدر و نیز در یک کیلومتری شمال خاور آسکان، عدسیهایی به ضخامت ۱۰ – ۱۵ متر از سنگ آهکهای نازک تا متوسط لایه زرد – قهوه‌ای روشن برخورد شده است (M^l) که گمان می‌رود جوان‌ترین بخش این واحد باشند. نمونه‌های تهیه شده از این سنگ آهکها، در بررسیهای میکروسکپی، دارای فسیلها و سنی کم و بیش همسان نمونه‌های واحد OM در آزادبر، گرآب و آسکان هستند.

بنابراین، برای نخستین بار، بطور مستند، نهشته های اولیگوسن و میوسن پیشین، به گونه‌ای جدا از سازند قرمز بالائی، در این بخش از البرز شناخته، برداشت و معرفی شده‌اند (وحدتی –ندیم، ۱۳۷۸). نهشته‌های مزبور (OM) اگر چه شباهت کمی به رخساره‌های شاخص سازند قرمز پائینی و بویژه سازند قم حوضه ایران مرکزی دارند ولی می‌توان آنها را کم و بیش، دست کم، به عنوان هم ارزهای دو واحد مزبور، اما با رخساره کم عمق‌تر و به احتمال لب‌شور، به شمار آورد.

میوسن

انباشته‌های آواری قرمز رنگ تا اندازه‌ای همسان سازند قرمز بالائی، به گونه رسوبات پرکننده حوضه‌های رسوبی، به شکل ناودیسهای کوچک و باریکی در جنوب راندگی مشا – فشم شناخته شده اند. ددوال، ضخامت آنها را در حد فاصل اویزر تا روستای تکیه سپهسالار حدود ۵۰ متر دانسته است (واحد M). در شمال راندگی طالقان، شرایط به گونه‌ای دیگر است و از جنوب گچسر به سوی باختر و شمال باختر، تا ناریان و طالقان، ضخامتهای شایان توجهی از نهشته‌های قرمز رنگ همسان سازند قرمز بالائی رسوب گذاری نموده است. ضخامتها به سوی باختر، و در محدوده ورقه باختری شکران (آنلز و همکاران، ۱۹۷۷) بیش تر می‌شود. در قاعده، ۵۰ تا ۱۰۰ متر کنگلومرا و ماسه سنگ قرمز رنگ (واحد $M^{c,s}$) دیده می‌شود که با ناپیوستگی و در شمال دهدرو آسکان، با ناپیوستگی فرسایشی و گاهی زاویه دار جزئی، بر روی واحد OM قرار گرفته است. در جنوب آزادبر، به تدریج بر روی آن حدود ۷۰ تا ۹۰ متر ماسه سنگهای آهکی و مارن سیلت‌دار قرمز – خاکستری روشن واحد $M^{s,m}$ برجای گذاشته شده است ولی از شمال دهدر تا ناریان، بر روی کنگلومرای قاعده‌ای مزبور، واحد بیش تر مارنی $M^{m,s}$ به ضخامت حدود ۳۰۰ تا ۴۰۰ متر (در شمال ناریان) گذاشته شده است که در آن درون لایه‌های نازک گچ و یا افق گچ (gy) نیز دیده می‌شود (وحدتی – ندیم، ۱۳۷۸).

کنگلومراها و ماسه سنگهای پلیوسن – کواترنری ($PlQ^{c,s}$)

انباشته‌های کنگلومرائی و درون لایه‌های ماسه سنگی پلیوسن – کواترنری با ضخامت از چند ده متر و تا ۸۰-۹۰ متر در شرق گرآب، و کم و بیش مشابه سازند هزار دره البرز جنوبی، به عنوان انباشته‌های پایانی پرکننده ناودیس‌ها، نشانگر آخرین مرحله نهشته‌گذاری در منطقه هستند که با ناپیوستگی اغلب زاویه‌دار، بر روی نهشته‌های قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند. در باختر آزادبر و نیز پیرامون گراب گسترش دارند و بویژه در جنوب گرآب، اختلاف زاویه ۱۷ درجه‌ای میان آنها و رسوبات عضو توف میانی دیده شده است (وحدتی – ندیم، ۱۳۷۸). در فرونشست ارتفاع یافته دشت نظیر، گسترش بیش‌تری از این واحد دیده می‌شود که باناپیوستگی زاویه‌دار، اغلب بر روی واحدهای سنگی کرتاسه بالائی قرار گرفته‌اند.

کواترنری

انباشته‌های کواترنری منطقه مورد بررسی، به نسبت، بسیار ناچیز و کم گسترش هستند زیرا، همان گونه که بوبک (۱۹۵۳ و ۱۹۳۷) نشان داده، یال شمالی البرز، بیش‌ترین بخش از شدیدترین نزولات کواترنری را بخود دیده و در نتیجه، فرسایش بسیار شدیدی را پشت سر گذاشته است. به علت حضور پرشمار بلندیهای بسیار سرفراز در ناحیه، اکثر انباشته‌های کواترنری، مجالی برای رسوب گذاری پیدا ننموده و به تقریب، همه آنها به خارج از منطقه حمل شده‌اند. در بقایای ناچیز بر جای مانده در ورقه مرزن آباد نیز تقسیم‌بندیهای متداول چندان کارساز نبوده است و لذا بر روی نقشه، مجموعه رسوبات آبرفتی کهن و جدید، کولوویوم، خاکهای بر جای مانده، رسوبات پرکننده دره‌ها که بخشی از آنها دریاچه‌ای هم می‌توانند باشند، به گونه تفکیک نشده، مشخص شده‌اند (Q).

رسوبات فلات کلاردشت نیز به عنوان نهشته‌های یک دریاچه قدیمی شناخته می‌شوند که بوسیله تجمع آب رودخانه سرد آب‌رود در برابر آخرین فاز چین‌خوردگی تشکیل شده‌اند (کارتیه، ۱۹۷۱). در رسوبات جنوب دشت نظیر نیز چینه‌بندی متقاطع و ساختارهای واروی، نشان از واریزه هائی دلتائی – دریاچه‌ای دارند (ریویر،۱۹۳۴). وضعیت زمان یخبندان در حدود و مشابه زمان حال بوده، ولی با دمای پایین‌تر (بوبک). نامبرده در یال شمالی البرز به وجود یخ رفتهای (Q^m) فراوان پی برده است و در گروه علم کوه، بزرگ ترین یخچالهای ایران دیده می‌شود. در حالی که در

یال جنوبی البرز، امروزه خط برف در ارتفاع حدود ۴۵۰۰ متری است و تنها در دره های بسیار تنگ با جهت بیشتر شمالی است که می‌توان در تابستان، توده‌های بزرگی از برف را در ارتفاع ۳۵۰۰ تا ۴۰۰۰ متری ملاحظه کرد (ددوال، ۱۹۶۷).

آبرفتها، از مکارود به سوی شمال، در جاده چالوس به سرعت افزایش یافته و به ضخامتی بیش‌تر از ۱۰۰ متر می‌رسد (کارتیه، ۱۹۷۱). همچنین آبرفتهای جوان سخت نشده بستر رودخانه‌ها (Q^{al})، تراورتنهای شمالدهکده شاه پل (Q^{tr})، واریزه‌ها (Q^{s})، سنگ ریزشها ($Q^{r.f}$)، مخروط افکنه‌های آبرفتی (Q^{f}) و زمین لغزشها (Q^{l}) از دیگر نهشته‌های کواترنری هستند که گاهی در گوشه و کنار منطقه مورد بررسی دیده می‌شوند.

سنگهای دگرگونه ناحیه علم کوه (مجموعه دگرگونی بریر)

در البرز مرکزی، نفوذ با تولیت گرانیتی علم کوه و با تولیت کوارتز مونزونیتی اکاپل، سبب دگرگونی مجاورتی سنگهای پیرامون شده است. گانسروهوبر (۱۹۶۲)، گمان می‌کردند که با مجموعه سنگهای دگرگونی پره کامبرین سروکار دارند ولی امروزه، بیشتر سازندهای دگرگونه مجاور این توده‌های نفوذی شناخته شده‌اند و با دور شدن از همبری با نفوذی‌ها، فسیل‌های قابل تعیین سن پیدا شده اند. سنگهای کهن‌تر از سازند مبارک (کربونیفر) و شاید با احتمال مقداری جیرود؟ (دونین پسین)، در مجاور توده‌های نفوذی شناخته نشده‌اند. در کمپلکس بریر، مجموعه‌های بزرگ مرمر سفید، همان دولومیتهای سازند الیکا بوده‌اند؛ مرمرهای متمایل به آبی – سبز روشن سازند مبارک بوده اند؛ سازند بریر در واقع به احتمال زیاد همان سازند دورود دگرگون شده است؛ کنگلومراهای با قلوه‌های کوارتز و شیستهای لکه‌دار فلوگوپیت – سریسیت – آلبیت‌دار (از سنگ مادر سیلت سنگها و گریوکها)، همان سازند شمشک بوده‌اند و سرانجام، توفهای دگرگونه، هورنفلسهای بازی (گرین شیست) و تناوبهای توف و هورنفلسهای بازی، در واقع ردیفهای آتشفشانی کرتاسه دگرگون شده هستند (mt) که گاهی در آنها، درون لایه های مرمر و سنگ آهکهای مرمری شده خاکستری روشن (mb) نیز دیده می‌شود. به سوی خاور به تدریج از شدت دگرگونه شدن این ردیفهای آتشفشانی کاسته شده و در شمال ناتر، درون لایه‌های سنگ آهکهای هنوز کمی متبلور، دارای فسیلهای قابل تعیین سن بوده‌اند (وحدتی – ندیم، ۱۳۷۸).

گانسروهوبر (۱۹۶۲)، این ردیفهای بازی دگرگونه را با اوفیولیتها مقایسه نموده و نهشته‌های ائوژئوسنکلینال در نظر گرفته‌اند، بر خلاف بقیه رسوبات البرز که اختصاصات رسوب گذاری میوژئوسنکلینال تانوع سکو را مشخص می‌سازند.

سنگهای آذرین

مونزونیتها m

در مرز باختری نقشه و در شمال ناریان، اشتالدر (۱۹۷۱)، یک توده مونزونیتی را که در سازند کرج نفوذ کرده، مشخص نموده است. در جنوب وارنگه‌رود نیز یک سیل مونزونیتی به عرض ۳۵۰ متر (لورنز) در نهشته‌های سازند کرج نفوذ نموده است. در بررسیهای سنگ شناختی نمونه‌های مربوطه (وارنگه رود) به توسط م. پشتکوهی، مونزونیت و مونزوسیینیت تشخیص داده شده است. اگر چه این مونزونیتها و نیز انواع مشابه در ورقه جنوبی (ورقه تهران – ب. امینی) در درون عضو توف بالائی جای گرفته‌اند ولی با توجه به این که سیل هستند و نفوذی، پس باید در زمانی جوان‌تر از ائوسن، و با احتمال، در اولیگوسن جایگزین شده باشند.

داسیت‌ها da

رخساره‌ای استثنایی از توده‌های داسیتی نامنظم و کوچک که در سازند شمشک نفوذ کرده‌اند، در نزدیکی راندگی کندوان و در شمال آن، در طرفین جاده چالوس برداشت شده است. نمونه‌های مربوطه در بررسیهای میکروسکپی، ریوداسیت و ریولیت تشخیص داده شده‌اند. برای اینها نیز سن جوان‌تر از ائوسن و با احتمال، اولیگوسن در نظر گرفته شده است (وحدتی – ندیم، ۱۳۷۸).

کوارتز مونزونیت اکاپل qm

در البرز مرکزی، گروه علم کوه (تخت سلیمان) در زون رشته مرکزی پالئوزوئیک ظاهر شده است. خارج از مرز غربی نقشه، باتولیت گرانیتی علم کوه، قله های بلند تخت سلیمان (۴۶۲۰ متر) و علم کوه (۴۸۴۰ متر) را ساخته است و

خط‌الرأس دندانه دندانه باختر علم کوه، سیرک یخچالی شمال باختر علم کوه را احاطه کرده است. بلوکهای فرسایش نیافته عظیمی از این گرانیت در مورن یخچال شمال شرق علم کوه مشاهده شده است.

در منطقه مورد بررسی و در جنوب باختر رودبارک، باتولیت کوارتز مونزونیتی اکاپل نمایان شده است. رخنمون‌های خوبی از این سنگهای آذرین درونی توده‌ای شکل، متوسط تا درشت دانه، در طول دره سرداب رود، شمال اکاپل تا جنوب و نداروند دیده می‌شود. باتولیت در غرب بریر و نیز در سمت جنوب خاور، با گسلها محدوده شده است (گانسروهوبر، ۱۹۶۲). در دره مجل، در اثر پائین آمدن محور گنبد اکاپل، بازپسین دنباله‌های خاوری باتولیت نفوذی قابل مشاهده است (کارتیه، ۱۹۷۱). با توجه به شیستوزیته، شاید بتوان نتیجه گرفت کوارتز مونزونیت اکاپل، قدیمی‌تر از گرانیت علم کوه است (گانسروهوبر، ۱۹۶۲). در شمال باختر ناتر، ردیف آتشفشانی کرتاسه بالائی، جوان‌ترین سنگهای دگرگون شده هستند (وحدتی – ندیم، ۱۳۷۸). در ورقه شکران، توفها و سایر وابستگان به سن پالئوژن، جوان‌ترین نهشته‌های دگرگون شده در اثر نفوذ گرانیت علم کوه هستند (آنلز و همکاران، ۱۹۷۷). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که سن نفوذیها، نئوژن و شاید با احتمال، پلیوسن است.

شمال اکاپل، میان و نداروند و بریر، رخساره حاشیه‌ای دانه درشت لارویکیتی (نفلین سینیت) مشاهده شده است (la). در دره نفت چال، بخشهای لایه‌ای تیره‌تر این کوارتز مونزونیتها، ترکیب هورنبلند – گابرو – دیوریت دارد.

دایک‌ها

به تقریب در همه سازندها، دایکها یافت می‌شوند. انواع کوارتز پورفیریتها، دیابازهای پورفیریک، لامپروفیرها، دیوریتها، اولیوین بازالت‌ها، گابرو – دیوریتها و نیز رگه‌های آپلیتی تشخیص داده شده که شرح آنها در برخی از گزارشهای قبلی منطقه موجود است. اندکی از آنها در روی نقشه مرزن‌آباد قابل نمایش بوده‌اند.

زمین ساخت

چکیده‌ای بسیار مختصر، از مهم‌ترین پدیده‌های ساختاری منطقه در زیر ارائه شده است:

سلسله جبال البرز، با یک انحنای باز خاوری – باختری، منطقه خزر را از فلات ایران مرکزی جدا کرده و حلقه واسط بین کوههای آناتولی – قفقاز و افغانستان را پدید آورده و سرانجام در خاور، به سلسله جبال پامیر – هندوکش در آسیای مرکزی پیوسته است (کارتیه، ۱۹۷۱).

رشته البرز از نظر زمین‌شناسی، مرز جنوبی ندارد و برعکس، شدت کوهزائی‌ها به سوی جنوب افزایش یافته است. این رشته فقط از نظر ریخت شناسی، دارای خصوصیات مستقل است و باید به عنوان یک سلسله جبال حاشیه ای از یک کوهزائی که همه ایران مرکزی را در برمی‌گیرد، دیده شود. گانسر با تاکید ثابت می‌کند که شدیدترین فاز چین‌خوردگی ایران مرکزی، یعنی فاز پیچیده ژوراسیک (پسین)، در البرز مرکزی حداکثر بطور غیر محسوس وجود دارد. در عوض، در البرز، حرکات خشکی‌زائی نمایان می‌شوند که بویژه پس از اواسط کرتاسه، در کرتاسه بالائی، در برخی نقاط سبب قطع روابط دریائی میان سپر ایران مرکزی و رشته کوههای حاشیه‌ای البرز شده است. این روند جدائی در لارامیدین کامل شده و تا امروز ادامه دارد (گانسر، ۱۹۵۵ و اشتوکلین، ۱۹۵۹).

در البرز مرکزی، از کوهزائی کالدونین و هرسی‌نین کمتر نشانه‌ای می‌توان پیدا نمود. شاید یک فاز چین‌خوردگی (کوهزائی) پره‌کامبرین – کامبرین خود را در بالاآمدگی کوه کهار جلوه‌گر می‌سازد. زیرا بطور اعم، در جهت این بالا آمدگی، کاهشی از ضخامت رسوبات بعد از کامبرین (پیشین) را می‌توان مشاهده کرد. قله این بالا آمدگی بایستی خیلی زود شکل پایداری بخود گرفته باشد زیرا فازهای زمین ساختی پسین نتوانسته‌اند تغییراتی چندان در آن پدید آورند و تشکیل بلوکی سخت را داده که واحدهای زمین ساختی بعدی به اجبار، بایستی دور آن بچرخند. نبودهای چینه ای در پالئوزوئیک را باید به حرکات خشکی‌زائی نسبت داد. همچنین بالا آمدگی مهم رشته جبال مرکزی در کرتاسه پسین نیز یک برآمدگی عمودی ناشی از تکاپوی خشکی زائی است (ددوال، ۱۹۶۷).

یک فاز مهم چین‌خوردگی اولیه، در اولیگوسن جای می‌گیرد. این فاز در برخی نقاط سبب غیر موازی قرار گرفتن واحد OM بر روی سازند کرج شده است. فاز بعدی چین‌خوردگی را می‌توان در میو – پلیوسن دانست. این فاز مهم

بر روی همه سری طبقات اثر کرده و سیستمهای گسلی کهن را فعال ساخته است. همهٔ محورهای چین‌خوردگی‌ها، ناشی از این فاز دومی هستند و به احتمال نزدیک به یقین، جنبش‌های اولیه‌ای که روراندگیهای بزرگ را پدید آورده‌اند، در طی این فاز رخ داده‌اند (ددوال، ۱۹۶۷).

نکته شایان توجه آن است که در زون پالئوزوئیک – مزوزوئیک جنوبی و حتی زون ترشیری جنوبی، ساختها، آشکارا با دو روند نمایان می‌شوند. نمونه اول دارای راستای جنوب خاوری – شمال باختری است که کم و بیش موازی ریخت شناسی کنونی سلسله جبال البرز است. اما در محدوده افضل – کهار، و بویژه در زون پالئوزوئیک – مزوزوئیک، ساختهائی دیده می‌شوند که دارای روند خاور شمال خاوری – باختر جنوب باختری (راستای البرز شرقی) هستند. نمونه‌وار، در خاور افضل، چند محور دیده می‌شوند که در آغاز دارای روند جنوب خاوری – شمال باختری هستند و سپس راستای امتداد خود رابه خاور شمال خاور – باختر جنوب باختر تغییر می‌دهند. همچنین ما، در زون ترشیری جنوبی، در جنوب کوه کهار به ساختهائی بر می‌خوریم که روند نخستین خود را تغییر داده و روندی خاوری – باختری می‌گیرند. در این جا این پرسش پیش روی است که آیا این روند خاور شمال خاوری – باختر جنوب باختری، خود را با یک روند کهن‌تر، یعنی یک امتداد قبل از میوسن هماهنگ نکرده است؟ (ددوال، ۱۹۶۷).

پایه و اساس ریخت کنونی البرز در یک فاز بالاآمدگی سومی، یعنی در پلئیستوسن (جوانترین کوهزائی) ریخته شده و این فاز است که شرایط را برای ایجاد روراندگیها و گسلهای بزرگی از قبیل گسل کندوان، روراندگی مشا – فشم (روراندگی اصلی مرکزی) و زون گسستگی طالقان فراهم آورده است. نباید فراموش کرد که روراندگی مشا – فشم، با بلندای نزدیک به ۴۰۰۰ متر، بقیه ساختها را بریده و جوانترین آنهاست. با وجود این، روراندگی یاد شده در محدوده کوه کهار، از چرخش به سوی جنوب باختری پیروی می‌کند (ددوال، ۱۹۶۷).

فاز پلیوسن پسین و آشکارا قویترین فاز، مسئول یک فشردگی شدید با گرایش به سوی شمال ساختمانها در خاور البرز، و نیز یک گرایش به سوی جنوب ساختمانها در البرز مرکزی است. در حالیکه، البرز باختری بیشتر به مانند یک بلوک همراه با مقداری عنصرهای با جهت به سوی شمال (تا خلیج رشت در جنوب غرب خزر) بوده است. راندگیهای پرشیب پدید آمده در پلیوسن، بعدها سبب جابجایی افقی شدید شده و دوباره با حرکات زمین ساختی قائم دنبال شده اند. بلندای امروزی رشته کوه البرز، خیلی جوان است و از حرکات قائم میوسن و بطور عمده پلیو-پلئیستوسن نتیجه شده است. این جوانترین حرکات، معرف یک مورفوژنی شاخص که رشته کوه کنونی را پدید آورده، هستند و فازهای کوهزائی پیشتر از پلئیستوسن، با این فاز مورفوژنی بعدی هماهنگی ندارند. این وضعیت از انحراف راستای اشکال زمین ساختی اصلی (قدیمی) در مقایسه با ریخت شناسی کنونی رشته البرز بخوبی دیده می‌شود (گانسروهوبر، ۱۹۶۲).

گانسر و هوبر (۱۹۶۲)، رشته البرز را در برش چالوس – کرج، از شمال به جنوب، به هفت عنصر (زون) ساختاری و چینه نگاشتی بخش می‌کنند که تنها برای البرز مرکزی معتبر است. در باختر البرز، ساختمانها از این ساده‌ترند. در حالی که در خاور البرز، عناصری دیگر به این گروه بندی افزوده می‌شوند:

- جلگه کاسپین
- زون مزوزوئیک شمالی (به سوی جنوب شرق صعود کرده و با زون بعدی –۳- ترکیب می‌شود)
- رشته پالئوزوئیک مرکزی (رانده شده به روی زون ۴)
- زون ترشیری مرکزی
- زون پالئوزوئیک – مزوزوئیک جنوبی
- زون ترشیری جنوبی
- فرونشستگی جبهه‌ای جنوبی

زونهای ۱ و ۷ در ورقه مرزن آباد دیده نمی‌شوند و برای اختصار، از ذکر جزئیات پنج زون نمایان شده نیز خودداری شده است. بطور کلی، ساختمانهای زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه در دو دسته عمده به شرح زیر گروه بندی شده‌اند:

– گسلها و شکستگیها – چین‌خوردگیها

– گسلها و شکستگیها

در خود رشته البرز نیز اختلافهای ساختاری و چینه شناسی قابل تشخیص است. در حالی که برای البرز جنوبی، روراندگیهای به سوی جنوب با شیب تند شاخص می‌باشد، در البرز شمالی، اغلب شیب آنها آشکارا به سوی شمال است و میل مشخصه گسلها بطرف شمال، نشانگر حرکت کلی به سوی شمال است که به موازات البرز خاوری است (اشتوکلین، ۱۹۶۹). در ضمن در شرق البرز، در رشته کوههای مرکزی چین خوردگی پلاستیکی نمایان می‌شود اما در البرز مرکزی و بیش‌تر به طرف شمال، بلوک تکتونیک غالب است. در منطقه مورد بررسی، مجموعه‌هائی از سیستمهای راندگیها و گسلهای معکوس اغلب بزرگ زاویه دیده می‌شوند (وحدتی، ۱۳۷۹) که مهمترین آنها به ترتیب از شمال به جنوب عبارتند از:

گسل معکوس بزرگ زاویه مرزن‌آباد

راندگی – گسل معکوس بزرگ زاویه دشت نظیر – ناتر

راندگی – گسل معکوس بزرگ زاویه سماء – مجلار

گسل معکوس بزرگ زاویه مکارود – دلیر

گسل معکوس بزرگ زاویه شمال دزبن

راندگی چیتن – دزبن

گسل معکوس بزرگ زاویه نسن

گسل معکوس بزرگ زاویه ولی آباد

راندگی سیاه بیشه

گسل معکوس بزرگ زاویه دونا – سیاه بیشه

راندگی کندوان

گسل معکوس بزرگ زاویه آزاد کوه

گسل معکوس بزرگ زاویه وارنگه رود

گسل آزادبر (گسل گرآب، گسل ناریان)

گسل معکوس بزرگ زاویه گچسر

راندگی طالقان

گسل شمال کوه کهار

گسل معکوس بزرگ زاویه جسنکدر

راندگی مشا – فشم

– چین‌خوردگیها

بطور معمول، شدت چین‌خوردگیها به سوی گودال کاسپین در شمال به تدریج کاهش می‌یابد. بطور کلی می‌توان نتیجه گیری کرد که شدت چین‌خوردگیها، بر حسب نقاط با سنهای مختلف، از درجه ملایم تا شدید و حتی در مواردی بسیار شدید و همراه با برگشتگی طبقات بوده است. اشتوکلین، البرز را به سان یک کلان تاقدیس مرکب (Anticlinorium) حاشیه‌ای ایران مرکزی در نظر گرفته است که امروزه بقایائی از آن در محدوده رودبارک تا علم کوه، دلیر تا سماء، لشکرک تا ولی آباد، شوپن زون خاور کندوان، تاقدیس کوه کهار، تاقدیس نساء، تاقدیس جیرود، برغم شکستگیها و راندگیهای بعدی فراوان، البته مقداری با تجسم وضع گذشته، قابل مشاهده است.

چین خوردگیهای نام گذاری شده، بیشتر ثانوی (تکراری) مهمتر، عبارتند از: تاقدیس کوه کهار، ناودیس ونتار، دنباله ناودیس آدران، دنباله تاقدیس رازکان، تاقدیس سیرا، ناودیس پل خواب، ناودیس کیاسر، ناودیس همه جا، تاقدیس قلعه دختر، ناودیس ولایت رود، تاقدیس شمال شرق وارنگه رود، ناودیس وارنگه رود – آزادبر، تاقدیس جنوب الآمل،

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

ناودیس کوه بارو، ناودیس ناریان – آسکان، ناودیس پل زغال (ناودیس دشت نظیر – دریاچه ولشت)، تاقدیس میانق، تاقدیس مکارودبار، تاقدیس کهنه ده – ویبان، ناودیس جنوب انگوران، ناودیس جنوب کوه کهار، ناودیس غرب کلوان.

زمین‌شناسی اقتصادی

منابع معدنی و امکانات اقتصادی منطقه، فراوان و چشمگیر است. مهمترین ماده معدنی در منطقه مورد بررسی، کوارتز مونزونیتهای اکاپل (گرانیت رودبارک) است که در حد نیاز به توسط شرکت راه آهن شهری (مترو) استخراج می‌شود. مرمرهای سبز و خاکستری (اصطلاح زمین شناسی) ناشی از نفوذ توده مزبور، به عنوان مرمریت (اصطلاح بازار مصرف) بهره‌برداری می‌شوند. در سری زغال‌دار اصلی سازند شمشک با ضخامت تقریبی ۸۰ متر، لایه‌های قابل استخراج زغال سنگ دیده می‌شود. ضخامت لایه‌های زغال بطور معمول بیش از ۵۰ سانتیمتر نیست و از معادن گاجره و الیکا و شمشک استخراج می‌شود. زغال سنگ گاجره در تجزیه معلوم شده است که به زغال سنگ قهوه‌ای شباهت دارد و درصد مواد فرار، بسیار بالاست و می‌توان آن را زغال شعله گازی نامید. از معدن باختر حسنکدر و در سازند دورود (پرمین) نیز زغال سنگ بهره‌وری می‌شود. این زغالها در تجزیه شیمیائی دارای مقدار خاکستر بیش از انواع زغال سنگ ریسین – لیاس است. مقدار کربن ثابت کمتر است و دارای ارزش گرمائی هم ارز زغال سنگ سازند شمشک است و بطور کلی یک زغال سنگ با کیفیت خوب نیست و همراه با زغال سنگهای گاجره برای مصارف حرارتی و پخت آهک به نساء و یا سایر نقاط برده می‌شود. سنگ آهک از سازندهای پالئوزوئیک و مزوزوئیک جنوب و شمال نساء بهره‌برداری می‌شود. روستای وله (جنوب گچسر) بر روی یک تراورتن ضخیم ولی متخلخل قرار دارد و یک چشمه گوگردی که به یک استخر می‌ریزد، نخست برای سفید کردن لباس و یا برای شفابخشی، برای آشامیدن اما نه با لذت مورد استفاده قرار می‌گیرد. گچ بطور گنبدی (Diapiric) به کرات و به مقدار فراوان انبوه شده است. بیشترین مقدار گچ در خاور آزادبر یافت می‌شود. در حالی که در داخل هر یک از استوکهای گچ، عدسیهائی به بزرگی توپ، از انیدریت ناپایدار اولیه را می‌توان تشخیص داد. توده‌هائی شایان توجه از گچ در خاور کندوان، باختر دهدر (ناریان رود)، باختر انگوران، خاور گچسر نیز قابل مشاهده هستند. در سازند کهار، سریسیت، بیشتر، به صورت ثانوی، به موازات لایه‌بندی جای گرفته که برخاسته از دگرگونی خفیف است. در بخش میانی برش الگو،اغلب زایش تالک فعال را می‌توان در شیلها گواه بود و گاهی تا بدان حد پیش رفته که منجر به پیدایش لایه‌های کامل تالکی قابل بهره‌برداری شده است. یک چنین معدنی در یال شمال خاوری کوه کهار. در ارتفاع تقریبی بیش از ۳۰۰۰ متر وجود دارد. به اثراتی از مولیبدن در رابطه با مونزونیتهای دروان – کردان برخورد شده است. در جنوب گته‌ده و در جای گذر گسلها، در توفهای سازند کرج، دگرسانی پیش رفته‌ای صورت گرفته و لذا مقداری خاک صنعتی نیمه مرغوب به وجود آمده است. چشمه‌های آب گرم اغلب گوگردی در شمال دهدر، شمال گرآب و شمال آزادبر و بطور معمول در وابستگی با گسلهای منطقه، قابل مشاهده هستند. نسوز و رسوبات لاتریتی در برخی نقاط در قاعده سازند نسن، در پایه سازند الیکا و یا در ارتباط با آذر – آواریها و سنگهای آتشفشانی زیرسازند شمشک شناخته شده‌اند که در مورد آخری، در شمال کمربن، بررسیهای تفصیلی نیز انجام شده است. سرب در معدنهای متروکه ناصرآباد، راشک و گورت وجود دارد. بزرگترین معدن سرب (دونا) در حدود ۷ کیلومتری جنوب شرق روستای الیکا و در دولومیتهای سازند الیکا ظاهر شده است که در حال بهره‌برداری است. اثراتی از فسفات در معدن متروکه جنوب دلیر و نیز در شمال ولی‌آباد شناخته شده که بر روی اینها نیز کارهای مطالعاتی انجام گردیده است. در سازند جیرود (عضو A تحتانی) اثراتی از فسفات قابل مشاهده است که در جیرود در حال بهره‌برداری است. توفهای سبز (بخصوص عضو توف میانی) سازند کرج برای سنگ لاشه به فراوانی از معادن سیرا تا لیلستان بهره‌برداری می‌شوند. ماسه سنگهای قرمز سازند لالون به عنوان سنگ لاشه کاربرد دارند. باریت از معدن الیت (چاک بزه) به مقدار چند ده هزار تن در سال بهره برداری و برای فرآوری به کارگاهی در غرب جاده چالوس، در جوار دزبن آورده می‌شود. دولومیت به فراوانی در سازندهای سلطانیه، الیکا و میلا دیده می‌شود. ماسه سنگهای کوارتزیتی سفیدرنگ (کوارتزیت رأس) برای

شیشه سازی، ساینده‌ها و مصارف ساختمانی کاربرد دارند. شن و ماسه، از آبرفتهای بهم نچسبیده بستر رودخانه‌ها به وفور برداشت می‌شود.

پر شمار چشم اندازهای بدیع، مناظر دیدنی و استراحتگاههای حاشیه جاده کرج – چالوس و سایر امکانات سیاحتی از قبیل ییلاقات کلاردشت، پیستهای اسکی دیزین، شمشک و دربندسر و پناهگاههای کوه‌نوردی در مسیر رودبارک به ارتفاعات علم کوه، تخت سلیمان، پیازچال، حصارچال و پیت‌سرا، در منطقه مورد بررسی دیده می‌شوند. چند صد متر شمال کهنه ده و در حاشیه باختری رودخانه، غار یخ‌مراد از دیگر جاذبه‌های گردشگری منطقه است. بلندیهای برفگیر منطقه، سرچشمه رودها و نهرهائی هستند که در نیمه شمالی نقشه، به سوی خزر روان هستند. رودخانه‌های با جریان آب دائمی در طول سال و اختلاف ارتفاع زیاد منطقه، توانائی‌های بالقوه و بسیار شایسته‌ای را برای تولید انرژی‌های تجدید شونده (برقابی) در منطقه پدید آورده‌اند.

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور