گزارش نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰
برگه ۶۳۶۱ – شرق تهران

مقدمه

ورقه شرق تهران در میانه بخش شمالی چهارگوش ۱:۲۵۰,۰۰۰ تهران قرار گرفته و عمدتاً بر مبنای نقشه های قبلا ارائه شده به شرح مذکور در راهنمای پائین ورقه، در سال ۱۳۷۶ توس تلفیق کننده (ف. وحدتی) تهیه گردیده است. بخش جنوب غربی آن ضمن برداشته های جدید تکمیل شده و نقاطی از نقشه دلنباخ نیز بازنگری گردیده و برای رعایت استانداردها، تمامی اطلاعات منطقه مورد بررسی بر روی نقشه های توپوگرافی ۱:۵۰,۰۰۰ مجدداً ترسیم شده است.

جغرافیا GEORAPHY

ناحیه مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی مشخص شده بر روی نقشه در دامنه های جنوبی رشته کوه های البرز مرکزی قرار گرفته و شامل مناطق واقع در شرق تهران تا آبعلی می باشد. بخش های جنوب شرقی، شرقی و شمال شرقی شهر تهران در این نقشه جای گرفته و شهرستان ها و شهرک های رودهن، بومهن، جاجرود، پارچین و آبعلی در درجات بعدی اسکان جمعیت قرار دارند.
بلندترین نقطه منطقه، قله کوه لار (۳۹۱۲ متر) واقع در شمال کند بالا می باشد و کم ترین ارتفاع منطقه (حدود ۹۸۰ متر) از چند کیلومتری جنوب غربی فرون آباد گزارش شده است. ارتفاعات چشم گیر شمال منطقه سرچشمه های رودخانه های پر آب لار، دلیچای، جاجرود و دماوند هستند که با سدسازی عمدتاً در شهر تهران مصرف می شوند. جاده های آسفالته تهران-رودهن-آبعلی (جاده هراز)، رودهن-فیروزکوه، تهران-گرمسار، سرخه حصار-پارچین و تهران-لشگرک-گرمابدر راه های مواصلاتی مهم منطقه هستند. به علت اختلاف ارتفاع شدید پستی ها و بلندی ها، شرایط آب و هوایی بسیار مختلفی وجود دارد. تپه و ماهورهای کم ارتفاع بخش جنوبی مشرف به دشت کویرند و کم و بیش شرایط آب و هوایی ایستگاه ورامین با میانگین بارندگی سالیانه حدود ۱۱۴ میلیمتر و مشخصات اقلیم نیمه بیابانی خفیف را دارند و حال آن که بیش تر نیمه جنوبی نقشه شرایط آب و هوایی ایستگاه های تهران و شمیران و مشخصات اقلیم مدیترانه ای گرم و خشک را دارند. اکثر بخش های نیمه شمالی ورقه شرایط آب و هوایی ایستگاه لتیان با میانگین بارندگی سالیانه حدود ۳۷۱ میلیمتر و مشخصات اقلیم استپی سرد را دارند و ارتفاعات نوار باریک شمالی نقشه مشخصات اقلیم اگزریک (Awerique) سرد را نشان داده و ۵ تا ۸ ماه سال را در سرما و یخ بندان به سر می برند (ح.ثابتی، ۱۳۴۸).

زمین ریخت شناسی GEOMORPHOLOGY

ریخت شناسی ناحیه مورد بررسی شدیدا تحت تاثیر ساخت های ناحیه ای و ماهیت سنگ شناسی رخ نمون هاست و منطقه ای با ارتفاعات زیاد می باشد که در آن بالا آمدگی های شدید استمرار یافته تا پلئیستوسن روند آشکاری به ریخت شناسی ناحیه داده است. از نگاه کلی از شمال به جنوب تقسیمات فیزیوگرافی تقریباً شرقی-غربی زیر قابل تشخیص است.
در گوشه شمال غربی نقشه، بلندی های جاجرود بالایی به شکل کمربندی باریک و شرقی-غربی و با برجستگی های نامنظم و غالباً از سنگ های پالئوزوئیک گسترش یافته است. ریخت شناسی هر نقطه متناسب با میزان مقاومت سازندهاست و سنگ های دولومیتی-آهکی مقاوم پالئوزوئیک تا تریاس برجستگی ها و صخره های تندی بر روی دامنه های نرم تر ماسه سنگ ها و شیل های کامبرین به وجود آورده اند. آبراهه ها شاخه ای شکل (Dendritic)

هستند با دره های عمیق شدیداً بریده شده و در بخش تحتانی که دلالت بر تجدید جوانی ناحیه (تغییر سطح اسا) در عهد حاضر دارند. به سمت شرق تا دره لار و نیز تا شمال مبارک آباد، الگوی کوه- دره در دوتا سه هزار متر سنگ های رسوبی به سن لیاس تا ائوسن به وجود آمده و ریخت شناسی آشکارا از ساخت های چین ها و گسل های شرقی-غربی تبعیت می نماید. برجستگی ها عموماً از سنگ آهک های ژوراسیک-کرتاسه تشکیل شده اند و حال آن که دره ها در رسوبات نرم سازند شمشک حفر گردیده اند و لذا توپوگرافی معکوسی به وجود آمده است (دره های تاقدیسی و برجستگی های ناودیسی). رودخانه های اصلی، مسیر موازی با ساخت های ناحیه ای و شبکه دار بستی عمود بر هم (Trellis) نشان می دهند.

بلافاصله در جنوب بلندهای جاجرود بالایی و تا نواحی جنوب دره لار، بلندی های ترشیی جنوبی عمدتاً متشکل از ردیف ضخیم توف های سبز ائوسن (سازند کرج) دیده می شوند که مشخص به داشتن دو کوه با عظمت بلندتر از ۲۵۰۰ متر (کوه لار و کوه توچال) می باشند و الگوی آبراهه ها متاثر از حضور این دو کوه بزرگ ناشی از بالازدگی عهد حاضر بوده و طرح شعاعی (Radial) نشان می دهد. رودخانه جاجرود در مسیرش این منطقه را عمیقاً تا ارتفاع حدود ۱۸۰۰ متر بالای سطح دریا شیار نموده است. یک پرتگاه گسلی واضح بخش شمال تهران این ناحیه را از دامنه های کوهپایه ای (Piedmont) تهران جدا می سازد.

تپه و ماهورهای ترشیری جنوبی، در جنوب گسل شمال تهران و نیز دنباله شرقی گسل فشم-مشا واقع شده و مجموعه ای از برجستگی کوتاه و تپه های طویل است و برخلاف بلندی های شمالی، دارای ریخت شناسی به نسبت ملایم می باشد و بخش اعظم آن توف ها و سنگ های آتش فشانی ائوسن، رسوبات قرمز بالایی و کنگلومراهای سازند هزار دره تشکیل شده است که غالبا به شکل تاقدیس ها و ناودیس هایی با درجات ملایم تا متوسط چین خورده اند. رودخانه های عرضی نیمه موازی و دارای انشعابات فرعی پی شکل (Pinnate) کنگلومراهای سازند هزاردره را شیار نموده اند. در جنوب غربی نقشه و نیز جلگه تهران، دامنه های کوهپایه ای دیده می شوندکه با مخروط افکنه های آبرفتی و نیز رسوبات دشت آبرفتی (Bajada) پوشیده شده اند.

چینه شناسی STARTIGRAPHY

ردیف چینه شناسی بخش جنوبی البرز مرکزی مشتمل بر سنگ هایی با ضخامت حدود ۱۱۰۰۰ تا ۱۳۰۰۰ متر و با سن از پره کامبرین پسین تا کواترنری است. واحدهای سنگی رخ نموده در منطقه مورد مطالعه از قدیم به جدید به اختصار در زیر شرح داده شده اند.

سازند سلطانیه $p€-€_s$

بر روی سازند کهر (در این نقشه برونزد ندارد) با ناپیوستگی (Unconformity) ردیف ضخیم پره کامبرین پسین-کامبرین (۲۵۰۰ متر) قرار گرفته است که از رسوبات اپی نریتیک و یا قاره ای مشتمل بر ماسه سنگ های قرمز، شیل ها، دولومیت ها و مختصری سنگ آهک سازندهای سلطانیه، باروت، زاگون، لالون و میلا تشکیل شده است. سازند سلطانیه (ج. اشتوکلین، اروتنر، م.ح.نبوی ۱۹۶۴) قدیمی ترین واحد سنگی شناخته شده ردیف مزبور در منطقه مورد بررسی است و اگر چه رخ نمون های کوچک و غالباً گسله و خرد شده ای از دولومیت های آن در نقشه زمین شناسی چهارگوش تهران با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ (تلفیق و بازنگری بوسیله ع-حقی پور، ه.تراز، ف.وحدتی دانشمند،۱۳۶۵) و در جنوب روستای مبارک آباد قبلاً نشان داده شده است ولیکن جدیداً دو برونزد دیگر در شمال رودهن و نیز شرق روستای آبعلی برداشت شده که گسترش و ضخامت بیشتر (حدود ۲۰۰ متر) و ترتیب چینه شناسی بهتری را نشان می دهند و از دولومیت های ریز بلور به رنگ خاکستری روشن ضخیم لایه تا توده ای شکل گاهی چرت دار تشکیل گردیده اند (وحدتی، ۱۳۷۶). در منطقه مورد بررسی مرز زیرین این سازند برونزد ندارد ولی گذر آن در سمت بالا به سازند باروت مشخص می گردد. ب. حمدی (۱۹۸۹) سن سازند سلطانیه را پره کامبرین پسین (وندین) تا کامبرین پیشین تعیین نموده است.

سازند باروت ϵ_{bt}

در این نقشه برونزدهای سازند باروت (ج.اشتوکلن، لروتنر، م.ح.نبوی، ۱۹۶۴) معمولا در شمال گسل مشا-فشم ظاهر گردیده ولیکن در برداشته های جدید در جنوب لتیان و شرق روستای آب علی نیز تشخیص داده شده است (وحدتی،۱۳۷۶) و غالبا از شیل‌ها و سیلیت سنگ های میکادار قرمز تیره، بنفش و سبز رنگ گاهی دارای درون لایه های آهک متبلور آلگ دار سیاه رنگ و نیز دولومیت های چرت و آلگ، حفره دار زرد رنگ تشکیل شده است. بیش ترین گسترش این سازند به شکل هسته یک تاقدیس در منطقه شرق میگون تا زاگون و با ضخامت حدود ۲۵۰ تا ۳۵۰ متر قابل مشاهده است. در دره روته و نیز رخ نمون های شمال افجه و کند، بخش تحتانی این سازند دارای دولومیت بیش تری می باشد و از شیل های سبز تیره یا سیاه متناوب با دولومیت های تیره رنگ ضخیم لایه تا توده ای شکل و دولومیت های آهکی سیاه رنگ تشکیل گردیده و لذا با نشانه ϵ^{d}_{bt} و در جعبه ای جداگانه نشان داده شده اند. مرز بین سازند باروت و سازند زاگون فوقانی، پیوسته و تدریجی است و با نازک تر شدن تدریجی درون لایه های دولومیتی و نیز بیش تر شدن سیلت سنگ های قرمز رنگ مشخص می گردد و بر راس آخرین لایه دولومیتی ضخیم سازند باروت منطبق است. در این نقشه فسیلی در سازند مزبور یافت نشده ولیکن در مناطق شرقی تر، در شمال جابان (نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ دماوند، تلفیق توسط ب. امینی،۱۹۹۶) فسیل های کاملا متبلور شده از طبقات سنگ آهکی سازند باروت توسط آلنباخ (۱۹۶۶) گزارش شده که با فسیل .Biconulites sp (مشخص کامبرین زیرین) قابل مقایسه است. این فسیل در آروه نیز توسط اشتایگر (۱۹۶۶) از طبقات با موقعیت چینه شناسی مشابه به دست آمده است.

سازند زاگون ϵ_{z}

برونزدهای سازند زاگون (ر.آسرتو، ۱۹۶۳) با مشخصاتی ثابت از میگون تا زاگون (ضخامت حدود ۴۵۰ متر) و نیز در شمال روستای آردینه (همگی در شمال گسل مشا-فشم) گسترش دارند ولیکن در برداشت های اخیر در جنوب لتیان، جنوب آردینه و شرق روستای آبعلی نیز شناسایی شده اند ولیکن با ضخامت هایی به مراتب کم تر (وحدتی،۱۳۷۶). این سازند در ناحیه برش الگو (روستای زاگون) به چهار عضو به ترتیب از پایین به بالا تقسیم شده است. عضو A (حدود ۱۰۰ متر) متشکل است از شیل های آهکی و مارن های رسی نرم قرمز تیره یا بنفش معمولاً خیلی نازک لایه که در نقاط بسیاری به طور محلی دارای درون لایه‌های خیلی نازک سنگ آهک خاکستری هستند. عضو B (حدود ۵۰ متر) با ماسه سنگ های ریز تا متوسط دانه قرمز-بنفش با لایه بندی به ضخامت ۵۰-۶۰ سانتیمتر و سیمان کمی آهکی مشخص می گردد. عضو C (حدود ۱۶۰متر) متشکل است از سیلت سنگ های نرم قرمز تیره میکادار با لایه بندی به ضخامت ۲۰-۳۰ سانتیمتر که به سمت بالا درون لایه هایی به ضخامت ۱-۲ متری ماسه سنگ صورتی در آن های ظاهر می‌شود. عضو D (حدود ۱۲۰متر) با ماسه سنگ های خیلی متراکم صورتی یا سفید با لایه بندی به ضخامت ۵۰-۶۰ سانتیمتر مشخص می‌گردد که متناوب با لایه‌های نازک سیلت سنگ ها و ماسه سنگ های به رنگ قرمز تیره هستند که ایجاد نوارهای متناوب سفید و قرمز رنگ شاخصی نموده است. سازند زاگون در سمت بالا با پیوستگی، تدریجا تبدیل به سازند لالون می گردد و معمولا مرز مربوطه در راس بالاترین طبقه سیلت سنگ قرمز رنگ متمایز قرار داده می شو د. فسیلی در این سازند یافت نشده ولیکن موقعیت چینه شناسی آن سن کامبرین پیشین را پیشنهاد می نماید.

سازند لالون ϵ_{l}

ماسه سنگ های قرمز رنگ آرکوزی دانه متوسط سازند لالون (ر.آسرتو،۱۹۶۳) با لایه بندی به ضخامت از ۴۰ تا ۸۰ سانتیمتر و با مشخصات سنگ شناسی ثابت و ضخامت حدود ۶۰۰ متر در برش الگو در جنوب روستای لالون، گسترش وسیعی در سرتاسر منطقه دارند. طبقه بندی متقاطع (Cross-bedding) به فراوانی دیده می شود و با بررسی های میکروسکوپی مشخص شده که از ۷۰ تا ۸۰ درصد دانه های متوسط خوب جور شده کوارتز و ۱۰ تا ۱۵ درصد فلدسپات تشکیل شده اند. دانه های چرت، سنگ آتش فشانی بازی و سنگ های دگرگونه درجه پائین نیز به مقدار کم دیده می شوند. فضاهای بین آن ها با زمینه کائولیتی قرمز رنگ سرشار از اکسیدهای آهن پر شده است.

در بخش بالایی سازند، یک زون سنگی (Lithozone) نرم فرسایش با ضخامت حدود ۳۵-۵۰ متر گسترش یافته است که شامل سیلت سنگ های آهکی متناوب با شیل های بنفش-قرمز یا سبز خیلی نازک لایه رنگارنگ می باشد. در ماسه سنگ های سازند لالون فسیلی پیدا نشده است ولیکن در نواحی شرقی‌تر از این نقشه، در شمال سربندان و معمولا در بخش بالایی شیلی-سیلتی، آثار فسیلی کروزیانا Crusiana مشاهده شده که توسط Sellacher (۱۹۶۶) ردپای تریلوبیت های گروه Redlichia و مربوط به کامبرین زیرین-میانی تشخیص داده شده است.

کوارتزیت کامبرین (سابقاً کوارتزیت راس) ϵ^q

بر روی بخش شیلی-سیلتی راس سازند لالون با همبری تند سنگ شناسی ضخامتی در حدود ۵۰ متر از کوارتزیت و ماسه سنگ های فلدسپات دار خیلی سخت و فشرده کوارتزیتی سفید رنگ با لایه بندی به ضخامت ۶۰ تا ۸۰ سانتی متر قرار گرفته است که سابقاً به عنوان کوارتزیت راس و جزئی از سازند لالون تصور می شدند ولیکن امروزه تمایل بیش تر بر این است که کوارتزیت های مزبور، پیش رونده و مربوط به قاعده سازند میلا در نظر گرفته شوند.

سازند میلا ϵ_m

از پنج عضور سازند میلا در برش الگو در میلاکوه دامغان (روتنر Rutner و همکاران،۱۹۶۴) در محدوده نقشه شرق تهران و در رخ نمون های جنوب روستاهای روته، زاگون، لالون و آب نیک (آبناک) تنها عضو اول (تحتانی) سازند مزبور با ضخامت حداکثر ۱۵۰ متر (دره جاجرود) تشخیص داده شده است که از مارن متورق دولومیتی زرد رنگ و دولومیت های سیاه رنگ و دولومیت های آهکی تشکیل شده است. بین این رسوبات و رسوبات پالئوزوئیک بالایی یک وقفه عظیم رسوبی وجود دارد و سازند جیرود با ناپیوستگی بر روی آن ها قرار گرفته است و در جنوب روته، آسرتو قرار گیری سازند فجن بر روی عضو اول را نیز گزارش نموده است.

در شمال آردینه و نیز در شمال و شرق مبارک آباد، عضو پنجم با ضخامت حدود صد متر و متشکل از ماسه سنگ ها و سیلت سنگ هایی قرمز یا سبز متناوب با شیل های رنگارنگ و اکثراً به رنگ های سیاه یا سبز با ناپیوستگی فرسایشی خفیف (Disconformity) بر روی دولومیت های عضو اول قرار گرفته است. در عضو اول فسیلی یافت نشده است ولیکن این حقیقت که در ناحیه کرمان تریلوبیت های کامبرین میانی زون Redlichia به توسط هوکریده و همکاران (۱۹۶۲) در بالای کوارتزیت راس سری داهو (=سازند لالون) پیدا شده اند، پیشنهاد می نماید که دولومیت های عضو اول ناحیه البرز که جایگاه چینه شناسی مشابهی بر روی کوارتزیت راس دارند نیز مربوط به کامبرین میانی باشند. عضو دوم نیز در نقشه سراسری آسرتو بدون فسیل است ولیکن در ناحیه دامغان حاوی تریلوبیت های گروه Lioparella and Anomocarella و احتمالا مربوط کامبرین میانی می باشد. فسیل های عضو سوم در ناحیه مورد بررسی آسرتو سن کامبرین پسین را پیشنهاد می نمایند و عضو چهارم را شناسایی ننموده است در حالی که در میلاکوه حاوی تریلوبیت هایی است که دلالت بر اشکوب بالایی کامبرین بالایی دارند. عضو پنجم در البرز مرکزی و نیز میلا کوه فاقد فسیل است ولیکن می توانند مترادف با بخشی از ماسه سنگ ها و سنگ آهک صورتی رنگ دارای فسیل های اورودیسین زیرین سازند لشگرک باشند (Dietrich, 1937, Glaus, 1965) که در فاصله کوتاهی از علم کوه پیدا شده است. در محدوده نقشه دلنباخ در جنوب لتیان نیز در برداشت های اخیر، برونزدهای دولومیتی به رنگ خاکستری تیره سازند میلا (عضو اول؟) شناسایی شده است (وحدتی،۱۳۷۶).

سازند جیرود DC_j

سازند جیرود (ر.آسرتو،۱۹۶۳) با بیش ترین ضخامت (حدود ۹۸۰ متر) درنواحی دربند سر تا گرمابدر رخ نمون دارد و به چهار عضو به ترتیب از پائین به بالا به شرح مختصر زیر تقسیم شده است.

- عضو A (D^a_j) با ضخامت حدود ۱۴۰ متر (بدون در نظر گرفتن ضخامت گدازه های بازالتی) تشکیل شده است از حدود ۱۵ متر ماسه سنگ کوارتزیتی سفید و سخت در قاعده و بر روی آن ماسه سنگ‌ها و شیل های متورق با درون لایه های آهن اُالیتی و لایه های نازک سنگ آهک ماسه ای و چندین لایه فسفاتی قرار گرفته است. بر روی آن ماسه سنگ ها و شیل های قرمز و سبز دارای فسیل های گیاهی قرار گرفته است (P.Sartenaer, 1964). بر روی آن‌ها گدازه بازالتی-آندزیتی پلاژیوکلازدار (D^v_j) به رنگ سبز تیره و بافت پورفیری و با ضخامت حداکثر ۱۵۰ متردر

جیرود قرار گرفته که به سمت شرق به مقدار قابل توجهی نازک شده است (در زاگون ۸۰ متر و در مبارک آباد۳ متر). بر روی گدازه ها ۴۰ تا ۵۰ متر ماسه سنگ های سبز-خاکستری و کنگلومراهای سبز رنگ قرار گرفته است که دارای دانه های آتش فشانی و کوارتز نیز هستند و بر روی آن ها ۵۰ تا ۶۰ متر سنگ آهک ماسه ای خاکستری سرشار از فسیل قرار گرفته که راس عضو A را تشکیل داده اند.

- عضو B (C^b_j) با ضخامت حدود ۲۲۰ متر از سنگ آهک های سیاه رنگ سرشار از فسیل تشکیل شده است که در بخش پائینی متناوب با شیل های مارنی سیاه رنگ هستند و در بالا مرجان ها و کرینوئیدهایی بزرگ دیده می شوند.

- عضو C (C^c_j) در نزدیکی دورود و نیز جنوب گرمابدر دارای بیش‌ترین ضخامت (۱۷۰ متر) است و از سنگ آهک های دولومیتی ریز تبلور ضخیم لایه به رنگ خاکستری روشن تشکیل گردیده که گاهی حاوی مرجان‌ها و براکیپودهای بد حفظ شده هستند.

- عضو D (C^d_j) در برش الگو وجود ندارد و در رخ نمون های کوچکی در نزدیکی آب نیک (آبناک)، گردنه لازم و در دره دربند سرظاهر شده و متشکل است از سنگ آهک های درشت تبلور اُالیتی و اینتراکلاست دار سیاه رنگ و در بخش بالایی درون لایه های نازک مارنی سیاه رنگ مشاهده می شود. در سنگ آهک های این عضو اثرات فراوان خیلی مشخصی از گاستروپودهای ریز دیده می شود و در بالاترین بخش سرشار از مرجان ها و براکیپودها هستند. بیش ترین ضخامت عضو D (حدود ۳۰۰ متر) در نزدیکی آب نیک (آبناک) است و در هر دو سمت شرق و غرب به سرعت نازک می‌شود.

در جنوب گرمابدر و آب نیک و نیز شمال گردنه لازم و دربند سر بر روی عضو D سازند جیرود، با یک ناپیوستگی فرسایشی و وقفه رسوبی جزئی، سازند دورود قرار گرفته است و حال آنکه به سمت غرب، سازند دورود به تدریج بر روی بخش های قدیمی تر سازند جیرود بر جای گذاشته شده و نبود رسوبی عمده ای وجود دارد به نحوی که در حسنکدر (جاده چالوس) حتی روی گدازه های بازالتی عضو A نیز مشاهده شده است. در شمال مبارک آباد و شمال آردینه و امامزاده هاشم تنها عضو A قابل مشاهده است که در سازند مبارک بر روی آن قرار گرفته است.

درباره سن سازند جیرود بین فسیل شناسان اتفاق نظر وجود ندارد. بر اساس مطالعه فسیل های مربوط به توسط Sestini, 1966a, Gaetani, 1965, Flugei, Fantini عضو A به فراسنین پسین تا تورنزین پیشین و عضو B به تورنزین پسین تا ویزئن نسبت داده شده است. کمبود فسیل های عضو C اجازه تعیین سن قطعی را نمی دهد ولیکن جایگاه چینه شناسی آن پیشنهاد سن عمومی کربونیفر را می نماید. بالاترین لایه های عضو D با یک فونای بومی مشخص می گردد که قرابتی با فونای اسیلت های اگلومرایی کشمیر و طبقات عمر یا در مرکز هندوستان نشان می دهند. فسیل های مزبور که قبلا به کربونیفر بالایی نسبت داده می شدند، اکنون به طور قطع در پرمین زیرین قرار داده می شوند (Fantini Seatini, 1966 a). در روی زمین بین دو عضو C و D ناپیوستگی مشاهده نشده است ولیکن با توجه به شواهد دیرینه شناسی می توانیم امکان وجود یک وقفه بین دو عضو در کربونیفر بالایی را به پذیریم و لذا این امکان را نباید از نظر دور داشت که بخش تحتانی بدون فسیل عضو D و یا شاید بخش بالایی عضو C ممکن است معرف کربونیفر بالایی باشند. به عقیده استپانوف (1967) تجمع فسیل‌های مربوطه بحث انگیز است زیرا که براکیوپودها سن پرمین پیشین را پیشنهاد می نمایند و حال آن که مرجان جنس Bothrophyllum و فقدان انواع تکامل یافته در میان فرامینی فرها پیشنهاد سن کماکان کربونیفر را می نمایند. م.احمدزاده هروی (۱۹۷۱) سن سازند جیرود را فراسنین تا ویزئن (کربونیفر پیشین) تعیین نموده و ف. بزرگ نیا (۱۹۶۹) عضو D را به کربونیفر زیرین نسبت داده است. طبق نظر کمیته ملی چینه شناسی ایران فقط عضو A از سازند جیرود به دونین نسبت داده شده است و سه عضو بالایی را مربوط به کربونیفر در نظر گرفته اند.

سازند مباک C_m

سازند مبارک (ر.آسرتو،۱۹۶۳) با حداکثر ضخامت حدود ۴۵۰ متر در شمال مبارک آباد (برش الگو) و اطراف امامزاده هاشم رخ نمون دارد که بر روی عضو A سازند جیرود قرار گرفته و به چهار زون سنگی تقسیم شده است. و از سنگ

آهک های سیاه رنگ فسیل و یا اینتراکلاست دار تشکیل شده و در بخش پائینی آن درون لایه های مارن های سیاه رنگ دیده می شود بر روی این سازند عموماً با ناپیوستگی فرسایشی برش های آهکی و سنگ آهک های اُالیتی سازند الیکا قرار گرفته است و معمولاً افق های سنگ آهن (Ironstone) بین دو واحد سنگی دیده می شود. در شمال مبارک آباد عدسی های کوچکی از سنگ آهک های مارنی قابل نسبت دادن به سازند نسن بین سازندهای مبارک و الیکا وجود دارد و در شمال آردینه ماسه سنگ های سازند شمشک با ناپیوستگی زاویه دار واضح بر روی سازند مبارک قرار گرفته است. به تصور آسرتو سازند مبارک هم ارز زمانی عضو B سازند جیرود و به سن کربونیفر پیشین است. استپانوف (۱۹۶۷) دو زون سنگی تحتانی سازند مبارک را به سن تورنزین پسین و دو زون سنگی بالایی را به سن ویزئن در نظر گرفته و سازند مزبور را هم ارز زمانی عضوهای B و C سازند جیرود فرض نموده و م.احمدزاده هروی (۱۹۷۱) نیز سن این سازند را کربونیفر پیشین تعیین نموده است.

سازند دورود P_d

سازند دورود (ر.آسرتو، ۱۹۶۳) در شمال شرق روستای دورود (برش الگو) با ضخامت حدود ۱۸۰ متر رخ نمون دارد و به چهار زون سنگی تقسیم شده و عمدتاً متشکل است از ماسه سنگ، سیلت سنگ و شیل‌های قرمز رنگ گاهی دارای تناوب های سنگ آهک مارنی، کوارتزیت، و کنگلوکرای کوارتزیتی و در اواسط آن سنگ آهک های فوزولینیددار خاکستری رنگ با ضخامت ۲۰ تا ۵۰ متر دیده می شود و در قاعده با ناپیوستگی موازی و انقطاع ناگهانی رخساره سنگ شناسی بر روی سنگ آهک های دولومیتی روشن رنگ راس عضو C سازند جیرود قرار گرفته است. در جنوب گرمابدر و آب نیک این سازند بر روی عضو D سازند جیرود مشاهده می شود. بر روی ماسه سنگ‌های کوارتزیتی خاکستری رنگ رأس سازند دورود، سنگ آهک های فسیل دار تیره رنگ قاعده سازند روته به صورت هم شیب قرار گرفته است. سن سنگ آهک های سازند دورود پرمین پیشین است (اشکوب Darwasian. آسرتو، ۱۹۶۶bو اشکوب Asselina. استپانوف، ۱۹۶۷). ناکفته نماند که در حال حاضر زون سنگی تحتانی را مربوط به سازند دورود نمی دانند.

سازند روته P_r

سازند روته (ر.آسرتو،۱۹۶۳) در دره ورته (برش الگو) با ضخامت ۲۳۰ متر و عمدتاً متشکل از سنگ آهک های فسیل دار به رنگ خاکستری متوسط لایه تا توده ای شکل دیده می شود و سازند الیکا با ناپیوستگی بر روی آن قرار گرفته است. سنگ آهک های نازک لایه تحتانی ترین بخش سازند روته گاهی دارای درون لایه های نازک مارن سیاه رنگ هستند. راس سازند روته با سنگ آهک های به رنگ خاکستری روشن توده ای شکل گاهی دارای قلوه ها و نوارهای چرت سفید رنگ مشخص می گردد که در برخی نقاط دارای درون لایه های سنگ آهک سیاه رنگ نیز هستند. در طبقات تحتانی و فوقانی سازند روته معمولا درون لایه های به ضخامت یک تا دو متر سنگ آهن دیده می شود.فون های غنی این سازند پیشنهاد سن پرمین پسین و به خصوص اشکوب مرغابین و شاید رأس اشکوب داروازین را می کند (Fantini Sestini, 1965: Flugel, 1964) که بیش تر با اواسط پرمین تطبیق می نماید.

سازند نسن P_n

رخنمون خیلی کوچک سنگ آهک های مارنی خاکستری نازک لایه سرشار از فسیل با ضخامت ۹ متر شمال مبارک آباد به عنوان سازند نسن در نظر گرفته شده که با ناپیوستگی بر روی سازند مبارک قرار گرفته و بین آن دو نیز افق ضخیم سنگ آهن جای گرفته است. فسیل های رخنمون مزبور دلالت بر پرمین بالایی دارند و مشابه آن ها از ناحیه الگوی سازند نسن (م.گلاوس، ۱۹۶۴) در ارتباط با فونای فراوانی از اواخر پرمین یافت شده است (Fantini Sestini and Fluge, 1966).

سازند الیکا TR_e

مشخصات سنگ شناسی رسوبات تریاس و نیز پالئوزوئیک بالایی منطقه نهشته شدن در محیط نریتیک سکو مانند (Shelf type) را پیشنهاد می نماید. در ناحیه مورد بررسی سازند الیکا (م.گلاوس،۱۹۶۴) توسط آسرتو به سه عضو به ترتیب از پائین به بالا تقسیم شده است. تغییر و تبدیل های جانبی عضوها به یکدیگر متداول است ولیکن عضو

دولومیتی فوقانی پا برجاتر است. عضو A تشکیل شده است از حدود ۱۸۰ متر سنگ آهک های مارنی به رنگ خاکستری روشن نازک لایه متناوب با مارن های آهکی متورق ($TR^{m,l}_e$). در سطح سنگ آهک ها اثرات جانوران حفار و گاهی صدف های پلسی پودها (کلارایا) دیده می شود. درون لایه های سنگ آهکی اُالیتی قرمز حاوی گاستروپودهای ریز و اینتراسپارودایت‌های شاخص و کنگلومراهای آهکی قرمز رنگ نیز مشاهده می گردد. عضو B تشکیل شده است از حدود ۱۸۰ تا ۲۰۰ متر سنگ آهک ها و سنگ آهک های دولومیتی سخت و فشرده سیاه رنگ با لایه بندی نامشخص (TR^{l}_e) و عضو C از ردیف یکنواختی از دولومیت های به رنگ خاکستری روشن ریز تبلور ضخیم لایه تا توده ای شکل (TR^{d}_e) تشکیل شده و ضخامت های متغیری نشان می دهد (حداکثر۲۵۰متر). بر روی سازند الیکا با ناپیوستگی گاهی زاویه دار؟ محسوس ماسه سنگ های سازند شمشک قرار گرفته است. بخش های تحتانی سازند الیکا (عضوA) قابل نسبت دادن به اسکیتین می باشد و عضوهای B و C فاقد فسیل های قابل تشخیص برای تقسیم بندی تفصیلی زمان چینه شناسی می باشد و با احتمال به تریاس میانی نسبت داده شده اند.

سازند شمشک TR_3J_s

جنبش های قوی زمین ساختی رخ داده در اواخر تریاس میانی سبب ظهور منطقه های مثبت خارج از آب گردیده اند که غالباً در لیاس با ناپیوستگی با ردیف ضخیم نهشته های دریا کناری (Parallc) سازند شمشک (ر.آسرتو،۱۹۶۶a)پوشیده شده اند. در ناحیه مورد بررسی این سازند با ضخامت حدود ۱۰۰۰ متر در برش الگو (شمال گردنه لازم) گسترش وسیعی دارد و آسرتو (۱۹۶۶) در آن چهار زون سنگی تحتانی، سری شیلی زغال دار تحتانی، ماسه سنگ فوقانی و سری شیلی زغال دار فوقانی تشخیص داده است. جنوب روراندگی گرمابدر و نیز جنوب راندگی وارود، سازند شمشک در بالا به صورت تدریجی و با پیدایش تناوب های مارن و سنگ آهک مارنی تبدیل به سازند دلیچای می شود و برعکس آن، در شمال راندگی وارود سنگ آهک های سیاه رنگ سازند آبناک به صورت هم شیب بر روی سازند شمشک قرار گرفته است. برحسب فسیل‌های جمع آوری شده، آسرتو (۱۹۶۶) سه زون سنگی تحتانی را به سن لیاس و چهارمین و بالاترین را به دوگر تحتانی تا میانی نسبت داده است ولیکن برخی دیگر، وجود آشکوب ریسین (ر آتیک) را نیز متحمل می دانند. ناگفته نماند که در منطقه زیر آب واقع در محدوده شرکت زغال سنگ البرز مرکزی سن سازند شمشک را بخشی از کارنین تا باتونین پیشین می دانند (وحدتی، ۱۳۶۳).

در زیر سازند شمشک در برخی نقاط منطقه سنگ های آتش فشانی از قبیل آندزیت، دولریت، کمی دیوریت، توف سنگی و آذر آواری ها (TR^{v}_3) تشخیص داده شده است که در جنوب سرخه حضار ضخامت آن ها به چند ده متر هم می رسد و قاعدتاً می بایستی مرتبط با فازهای انبساطی متعاقب رخداد زمین ساختی کیمرین پیشین در اواسط تریاس پسین بوده باشند که قبلاً مشابه آن ها در فیروزکوه (آلبناخ، ۱۹۶۶) و کندوان (گلاوس، ۱۹۶۵) و نیمه غربی نقشه ۱:۲۵۰,۰۰۰ چهارگوش ساری (وحدتی،۱۳۶۳) بررسی و تشخیص داده شده است.

سازند دلیچای J_d

در ژوراسیک میانی تا بالائی یک پیش روی گسترده سبب به وجود آمدن محیط غالباً دریائی با رسوب گذاری کربنات ها شده است. سازند دلیچای (نام گذاری کمیته چینه شناسی ایران، ۱۹۶۴) با ضخامت ۵۰ تا ۹۰متر در نقشه آسرتو، متشکل است از سنگ آهک های مارنی نازک لایه سبز-خاکستری متناوب با مارن های خاکستری و نیز سنگ آهک های سخت به رنگ خاکستری تیره گاهی چرت دارد و سازند لار (فاقد مارن) به صورت هم شیب بر روی آن قرار گرفته است. در ناحیه مورد بررسی آسرتو، فسیل های جمع آوری شده سن کالووین تا اوائل اکسفوردین را برای سازند دلیچای پیشنهاد می نمایند. فونای باتونین که از نواحی شرقی تر گزارش شده (ارنی،۱۹۳۱ و ریویر،۱۹۳۴) و گونه‌های به سن باژوسین در ناحیه الگو دلالت بر مرز تحتانی ناهمزمانی (Heterochronous) می نماید و مرز فوقانی آن نیز همزمان نیست. در نواحی جنوب شرق تهران در برداشت های اخیر، سازند دلیچای با شرایط و رخساره های متفاوتی تشخیص داده شده که دلالت بر پرتکاپو بودن حوضه های رسوبی مربوطه از نظر زمین ساختی و تغییرات شدید رخساره ها در فاصله های نسبتاً کوتاه جانبی می نماید. در

جنوب سرخه حصار سازند دلیچای در حد قابل ذکر دیده نمی شود و سنگ آهک های سازند لار با یک تا چند متر رخساره های دارای مواد تخریبی در قاعده بر روی سازند شمشک قرار گرفته اند و حال آن که در جنوب دهک ۱۰۰ تا ۱۲۰ متر رسوبات قرمز رنگ شامل سنگ اهک ماسه ای نازک لایه و درون لایه های مارن سیلت دار و ماسه سنگ های آهکی واقع در حد فاصل دو سازند شمشک و لار، در حقیقت هم ارزهای سازند دلیچای و دارای رخساره ای متفاوت از آن می باشند در حدی که سابقاً آن ها را با واحد قرمز رنگ ماسه ای-کنگلومرائی K^b_2 مناطق شمالی تر اشتباه نموده اند. به سمت جنوب، نهشته های مزبور در قره چشمه روشن تر و دارای درصد بیش تری کربنات هستند و در پنج تا شش کیلومتری شرق قره چشمه، سازند دلیچای اصولاً فاقد رسوبات آواری است و از ۱۲۰ تا ۱۵۰ متر مارن های سبز و خاکستری دارای درون لایه های سنگ آهک مارنی گاهی بلمنیت دار تشکیل شده است (وحدتی،۱۳۷۶).

سازند لار J_l

متوسط ضخامت سازند لار (ر.آسرتو، ۱۹۶۴) حدود ۲۵۰ متر است ولیکن در دره لار (ناحیه الگو) به ضخامت بیش تر از ۳۵۰ متر هم مشاهده شده است. بخش تحتانی آن متشکل است از سنگ آهک های میکرایتی نازک لایه به رنگ خاکستری روشن که معمولاً دارای آمونیت و قلوه ها و نوارهای چرت سفید یا بنفش هستند. به سمت بالا به تدریج سنگ آهک ها کمی دولومیتی، ضخیم لایه تر، سخت تر و کم فسیل تر شده و گاهی دارای قلوه ها و نوارهای چرت هستند. واحدهای سنگی جوان تر از قبیل سازند تیزکوه و یا جدیدتر از آن با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند لار قرار گرفته اند. فسیل های پیدا شده در این سازند دلالت بر سن مالم دارند و به خصوص اشکوب های آکسفوردین و کیمریجین تحتانی با بررسی های فسیل شناسی تشخیص داده شده اند. با گدانوویچ (۱۸۹۰) و ریوبر (۱۹۳۴b) با اکتشاف Berriasella وجود پرتلاندین را ثابت نمودند. هوبر-سید امامی و نیز دیگران سنگ آهک های کالپیوندار تیتونین در رأس سازند را تشخیص دادند. همچنین در نواحی جنوب نقشه ۱:۲۵۰،۰۰۰ چهارگوش ساری در گستره های شرقی تر سازند لار، بخش فوقانی و معمولاً کم فسیل آن گاهی سرشار از فسیل های قابل مطالعه و نیز کالپیونل ها هستند (عضو سفیدریز) که وجود تیوتین را محرز ساخته است (وحدتی، ۱۳۶۳).

سازند آبناک (آب نیک) J_a

این واحد سنگی با ضخامت متغیر و حداکثر تا ۶۰۰ متر، رخساره ای محلی، هم ارز و تیره رنگ تر از سازندهای دلیچای و لار است که در منطقه مورد بررسی در شمال راندگی ورارود به صورت هم شیب بر روی سازند شمشک ظاهر شده و از پائین به بالا به چهار عضو: - سنگ آهک نازک لایه سیاه رنگ،

- دولومیت توده‌ای شکل زرد روشن،

- سنگ آهک ضخیم لایه خاکستری روشن،

- سنگ آهک میکرایتی ضخیم لایه سیاه رنگ تقسیم شده است. فسیل های پیدا شده در عضو A سن کالووین را مشخص می سازند. عضوهای بالاتر بی فسیل هستند و برحسب جایگاه چینه شناسی با سازند لار مقایسه گردیده و به سن مالم دانسته شده اند (ر.آسرتو،۱۹۶۴).

سازند تیرکوه K_t

یک بالا آمدگی (Uplift) مقدماتی در پایان ژوراسیک و خروج بازالت ها در ارتباط آن، توپوگرافی به آرامی چین خورده را صعود داده است که متعاقباً و به صورتی نامنظم، سنگ آهک های اربیتولینادار سازند تیزکوه (ر.آسرتو،۱۹۶۴) بر روی آن ها پیش روی نموده است. در ناحیه مورد بررسی سازند تیز کوه با ضخامت لایه تا توده ای شکل سفید-صورتی سرشار از اربیتولینا قرار گرفته است و در بالا سنگ آهک های سفید تا صورتی رنگ دارای رودیست و گاستروپودهای بزرگ دیده می شود. سن آپسین در برخی نقاط تا آلبین برای آن تشخیص داده شده و سنگ آهک های ندولار و تخریبی عضور K^a_u با ناپیوستگی زاویه دار و ۳۰ درجه اختلاف شیب بر روی آن ها قرار گرفته است.

در برخی نقاط در قاعده سازند تیزکوه کنگلومراهای آهکی قرمز رنگ با دانه های از منشا گوناگون (K^c_1) مشاهده شده است. رخساره متفاوت و محلی این سازند که بر روی سازند آبناک قرار گرفته است به ترتیب از پائین به بالا، عضو کرسنگ (آپسین) متشکل از سنگ آهک اربیتولینادار سیاه رنگ توده ای شکل با افق گدازه بازالتی و بر روی آن عضو هشتر (آلبین) متشکل از سنگ آهک های میکرایتی نازک لایه خاکستری-صورتی رنگ، نامیده شده اند. (ر.آسرتو، ۱۹۶۶).

کرتاسه بالائی

ارتباطات چینه شناسی ناحیه ای نهشته های کرتاسه بالائی البرز مرکزی تا حدودی پیچیده بوده و تا کنون نیز به طور کامل روشن نشده است. تغییر و تبدیل های جانبی فراوان واحدهای سنگی مناطق مختلف در اثر بالا و پایین رفتن شدید حوضه ها مربوطه و ناهمزمان بودن مرزهای زیرین و فوقانی واحدها در چنین حوضه هائی سبب بروز مشکلاتی برای مطالعه کنندگان متعدد قبلی در تعیین هم ارزی ها شده است و اضافه بر آن ها در بررسی های فسیل شناسی مربوطه نیز اتفاق نظر وجود ندارد. استمرار جنبش های زمین ساختی در اواسط تا اواخر کرتاسه سبب تشکیل حوضه های شرقی-غربی فراوانی شده است که با پشته های (Ridge) در حال خروج از یکدیگر جدا می شده اند و لذا، نهشته های کرتاسه بالائی نیز تغییرات زیادی در رخساره و ضخامت نشان می دهند. در منطقه های شمال گسل مشا-فشم، اکثراً سنگ آهک ها و مارن های سنونین مشاهده می شوند حال آن که به سمت جنوب و در ناحیه شرق تهران (کوه سه پایه)، نهشته های ماسه ای-کنگلومرائی نیز با ضخامت تا ۱۵۰۰ متر گسترش یافته اند و بین دو ناحیه یک پشته وسیع دارای همان جهت گسل مشا-فشم قرار داشته که بر روی آن کرتاسه دیده نشده است.

آسرتو (۱۹۶۶) در ناحیه مورد بررسی اش (شمال گسل مشا-فشم) به ترتیب از پائین به بالا چهار واحد تشخیص داده است که به عقیده وی می توانند به عنوان عضوهای یک سازند در نظر گرفته شوند. عضو تحتانی (K^a_u) با ضخامت از صفر تا ۵۰ متر تنها در رده پائینی لار گسترش دارد و متشکل است از سنگ آهک های بایومیکرایتی ندولار تخریبی قهوه ای رنگ و در قاعده آن ها طبقات ضخیم لایه کنگلومرای آهکی و برش های زرد، قرمز و قهوه ای رنگ دیده می شود. فسیل های موجود در آن عموماً پیشنهاد سن سنومانین را می نمایند و بالاترین بخش آن با احتمال ممکن است به تورونین زیرین نسبت داده شود. در بالا با ناپیوستگی موازی به توسط رنگ آهک های میکرایتی خاکستری رنگ واحد بعدی پوشیده شده اند و در دمبک کوه مرز مزبور ناپیوستگی فرسایشی به نظر می رسد. عضو دوم (K^b_u) اکثرا در دره لار میانی گسترش یافته (بیش ترین ضخامت ۴۰۰ متر) و به سمت غرب در دره زاگون کاهش یافته و در دره لالون به صفر می رسد. این واحد از سنگ آهک های پلاژیک میکرایتی فسیل دار صورتی تا خاکستری روشن یکنواخت نازک لایه و میان لایه های برش درون سازندی تشکیل شده است. فسیل های پلانکتون (گلوبوترونکانا) موجود در آن پیشنهاد تورونین بالائی تا سنونین زیرین را می نمایند. بالاترین بخش این واحد معمولاً به طور جانبی تبدیل به سنگ آهک های فسیل دار قرمز رنگ ضخیم لایه عضو بالایی می گردد. عضو سوم (K^c_u) تنها در دره آلرم رود، چهل چشمه فیل زمین و دمبک کوه گسترش یافته است و به سمت غرب به طور جانبی تبدیل به رخساره سنگی عضور دوم می شود. عضو سوم اساساً از سنگ آهک تخریبی فسیل دار قهوه ای رنگ ضخیم لایه تشکیل شده است که غالباً دارای درون لایه های سنگ آهک های حاوی قلوه های نامنظم چرت قرمز رنگ فراوان هستند و قطعات سوزن ها و ضخامت خارپوستان نیز فراوان دیده می شود. این واحد عموماً در مقابل فرسایش مقاوم است و در دره آلرم رود یا حداکثر ضخامت ۳۰۰ متر دیده می شود و در آنجا و نیز کوه چهل چشمه به سمت بالا تبدیل به عضو چهارم می شود. فسیل شاخصی در این واحد پیدا نشده و لذا با مشاهدات چینه شناسی سن اواسط سنونین برای آن پیشنهاد شده است. عضو چهارم (K^d_u) در رخ نمون های معدودی در دره لار میانی ظاهر شده است و از سنگ آهک های نازک لایه مارنی خاکستری روشن کم فسیل تشکیل شده و اندک قطعات آمونیت ها و نیز فرامینی فرها دلالت بر سن مزوزوئیک دارند و جایگاه چینه شناسی آن پیشنهاد سنونین بالائی را می نماید. حداکثر ضخامت آن در دره آلرم رود (۲۰۰ متر) است و در نقاط دیگر شدیداً فرسوده و حذف شده اند. بر

روی این عضو با ناپیوستگی زاویه دار مشخص (۳۰-۲۰ درجه اختلاف شیب) سنگ آهک های سازند زیارت و یا کنگلومرای سازند فجن قرار گرفته است.

دلنباخ (۱۹۶۴) نیز در ناحیه مورد بررسی اش در جنوب شرق تهران (جنوب گسل های مشا-فشم و رودهن) نهشته های کرتاسه بالایی را به چهار واحد تقسیم نموده است. واحد تحتانی (K^a_2) با ضخامت تا ۲۷۵ متر (؟) با ناپیوستگی بر روی سنگ های ژوراسیک قرار گرفته و در بالا نیز کنگلومراهای قرمز رنگ واحد دوم با ناپیوستگی بر روی آن جایگزین شده و در کوه سه پایه، ولی آباد و زرد (زر آدر) ظاهر شده است. این واحد متشکل است از سنگ آهک مارنی، کالکارنایت و کنگلومرای قاعده ای و بریوزوآ و آلگ به فراوانی در آن دیده می شود. بر حسب گلوبوترونکانیدهای سنگ آهک ها، دلنباخ پیشنهاد نموده است که واحد مزبور از تورونین پسین قدیمی تر نیستند و ممکن است به سن تا اوائل سنونین نیز باشند. به علت اشکالاتی که در برداشت های زمین شناسی و نیز تفکیک واحدهای چهارگانه مربوطه به خصوص در شمال زر آدر (زرد) و جنوب ولی آباد در نقشه دلباخ وجود داشته، کریمی باوند پور (۱۳۷۳) اصولاً منکر وجود واحد تحتانی (K^a_2) در کل ناحیه شده است و واحد دوم کنگلومرائی (K^b_2) دلنباخ را قدیمی ترین واحد سنگی کرتاسه بالائی در نظر گرفته است. در بررسی های اخیر، منطقه مذکور تجدید برداشت شده و نبود واحد نامبرده در آن جا مجدداً تاکید گردید (وحدتی،۱۳۷۶) ولیکن در تجدید برداشت رخ نمون دیگری از واحد مزبور در نقشه دلباخ، واقع در حدود ۲ تا ۳ کیلومتری غرب ولی آباد مسلم گردید که حداقل بخشی از آن همان واحد (K^a_2) مفقوده می باشد. در محل مزبور بر روی سازند شمشک، با همبری گسله و ۱۰ تا ۱۲ متر کنگلومرای دارای قلوه های آهکی فراوان گاهی اربیتولینادار در قاعده، ضخامتی در حدود ۲۵ تا ۳۰ متر از سنگ آهک های خاکستری رنگ گاهی خرده فسیل دار مشاهده شده که حداکثر از سازند تیزکوه قدیمی تر نمی توانند باشند. بر روی آن ها واحد (K^a_2) حقیقی با ناپیوستگی و ضخامت حدود ۸۰ متر قرار گرفته که در قاعده آن ۶ تا ۷ متر کنگلومرا و بر روی آن ۲۵ تا ۳۰ متر طبقات نرم فرسایش ماسه سنگ آهکی و سیلت سنگ دیده می شود. بر روی ماسه سنگ ها ۳۵ تا ۴۵ متر سنگ آهک های ضخیم لایه دانه شکری متبلور به رنگ خاکستری روشن تا صورتی دیده می شود که ۱۰ تا ۱۵ متر رأس آن ها میکرایتی و به رنگ کرم تا قهوه ای روشن و فسیل دار است و بر روی آن ها کنگلومراهای قرمز رنگ واحد (K^b_2) با ناپیوستگی قرار گرفته است (وحدتی،۱۳۷۶). در بررسی های میکروسکوپی به توسط ق.عسگری نمونه های طبقات رأس بایومیکرایت و بایوپل میکرایت، دارای فسیل های زیر و سن کرتاسه پسین (سنومانین) تشخیص داده شده است.

Valvulamina picardi, Dicyclina sp., Milliolids, Rudist´s fragments,Bryozoa.

واحد دوم (K^b_2) از کنگلومراها و ماسه سنگ های قرمز تشکیل شده و ضخامت آن از ۴۰۰ متر در زرآدر (زرد) تا حدود ۱۵۰۰ متر در ناحیه کوه سه پایه در تغییر است. دلنباخ آن ها را به سنونین زیرین نسبت داده است ولیکن سن سنونین سنگ آهک های آگزوژیرادار حتی واحد سوم روی آن ها توسط آسرتور و ایپولیتو (۱۹۶۴) رد گردیده و آن ها نیز به مانند ناظمی و گروبیک (۱۹۵۹) سن واحد سوم را سنومانین-تورونین در نظر می گیرند و طبق نظر آن ها سن کنگلومراها به مراتب قدیمی تر می شود. کریمی باوندپور (۱۳۷۳) برای واحد (K^b_2) کنیاسین فوقانی (؟) سانتونین زیرین را پیشنهاد نموده است.

واحد سوم دلنباخ (K^c_2) از سنگ آهک ماسه ای اگزوژیرادار، سنگ آهک مارنی و مارن ماسه ای به سن تورونین پسین-سنونین تشکیل شده که به طور هم شیب بر روی واحد دوم قرار گرفته اند و با ضخامت های ۶۵۰ متر (جنوب غرب دربندک) و ۵۵۰ متر (جنوب غرب ولی آباد) و ۲۵۰متر (در شمال زرد) گزارش شده اند و دلنباخ به اشتباه معتقد است که به سمت غرب نازک و ناپدید شده و در کوه سه پایه اثری از آن ها در حد فاصل واحدهای دوم و چهارم دیده نمی شود و طبق نظر وی در کوه سه پایه سانتونین نبود رسوبی دارد و رسوبات واحد چهارم (کامپانین) با ناپیوستگی زاویه دار بر روی واحد دوم قرار گرفته است. ناظمی و گروبیک (۱۹۵۹) حدود دویست متر سنگ آهک های اگزوژیرادار کوه های جنوب شرق تهران را که بر روی سازند تیزکوه قرار گرفته است به سن سنومانین-تورونین دانسته اند که بر روی آن ها سنگ آهک ها و ماسه سنگ های سنونین قرار گرفته است. کریمی

باوندپور (۱۳۷۳) واحد (K^c_2) دلنباخ را به سن سانتونین میانی تا پسین می داند و اقدام به اندازه گیری آن در برش های چینه شناسی دربندک (۲۳۰ متر)، کوه سه پایه (۲۶۶ متر) و قره چشمه (۱۶۷ متر) نموده و نبود رسوبات سانتونین، نبود واحد (K^c_2) و وجود ناپیوستگی مربوطه در کوه سه پایه را رد می نماید و در برداشت های اخیر نیز نتایج کم و بیش مشابهی به دست آمده است (وحدتی،۱۳۷۶).

واحد چهارم دلنباخ (K_3) متشکل است از سنگ آهک و سنگ آهک مارنی و مارن های گلوبوترونکانادار به سن کامپانین و به ضخامت تا ۴۷۰ متر که در دربندگ و زر آدر به طور هم شیب بر روی سنگ آهک های اگزوژیرادار واحد (K^c_2) قرار گرفته اند و در بالا سازند فجن با ناپیوستگی گاهی زاویه دار بر روی آنها نشسته است. کریمی باوندپور (۱۳۷۳) نهشته های معادل واحد K_3 را در برش های چینه شناسی در دربندک (۱۴۱ متر) و کوه سه پایه (۲۲۵ متر) بررسی و اندازه گیری نموده و سن کامپانین را برای آنها در نظر گرفته است. ناظمی و گروبیک (۱۹۵۹) سنگ آهک های ریفی هیپوریت دار ترادف کرتاسه در کوه های جنوب شرق تهران را به کامپانین-ماستریشتین نسبت داده اند.

سازند فجن (فاجان) PE_f

در پایان کرتاسه رشته کوه های البرز تحت تاثیر یک فاز زمین ساختی قوی و جدید (لارامیدین) قرار گرفته که سبب ایجاد ساخت های اصلی رشته و نیز ظهور کامل رشته پالئوزوئیک مرکزی آن شده و فرسایش متعاقب آن سبب تشکیل کنگلومراهای ضخیم سازند فجن (نام گذاری کمیته چینه شناسی،۱۹۶۴) شده است. نام فجن غالباً بر نهشته های کنگلومرائی پالئوسن-ائوسن دلالت می نماید که با ناپیوستگی زاویه دار مشخص بر روی سطح قطع شده سنگ های از کرتاسه تا کامبرین قرار گرفته و گسترش و ضخامت به شدت متغیری را نشان می دهند. این واحد در جنوب زاگون تا ۶۰۰ متر ضخامت دارد و در بعضی نقاط دیگر تا چند متر کاهش یافته و یا به کلی ناپدید شده است و در برش الگو در غرب فجن تا حدود ۱۵۰۰ متر اندازه گیری شده است (ج.دلنباخ، ۱۹۶۴). احتمالاً نهشته های کوهپایه ای مرتبط با فرسایش شدید برجستگی های گسلی ناشی از فاز شدید ساختی لارامیدین هستند. به علت منشاء ویژه شان، این نهشته ها توده های عدسی شکل نامنظم پراکنده و ناهمزمانی را تشکیل داده اند که در واقع رخساره زمین ساختی (Tectofacies) را بیش تر از مشخصات یک واحد چینه شناسی نشان می دهند. دو رخساره اصلی کنگلومرایی و یا نرم فرسایش قابل تشخیص است. رخساره کنگلومرائی ضخیم لایه تا توده ای شکل از قلوه های گرد شده درشت با منشاء چندگانه تشکیل شده است (PE^c_f). در شرق افجه و نیز اطراف روستای توچال، رخساره کنگلومرائی به طور جانبی تبدیل به نهشته های تخریبی نرم فرسایش ریزدانه تر می شود که از کالکارنایت های قرمز یا سبز-خاکستری تشکیل شده است و درون لایه های مارن سبز یا قرمز تیره و سنگ آهک های نازک لایه تیره رنگ گاهی فسیل دار و عدسی های قرمز رنگ کنگلومرا و گاهی گچ در آنها دیده می شود ($PE^{m,s,c}_f$) سازند فجن معمولا دارای دورن لایه ها و دایک های با ترکیب غالباً متوسط است و در برخی نقاط مانند ناحیه شرق بی بی شهربانو تا پارچین، فعالیت های آتش فشانی پالئوسن شامل سنگ های آندزیتی-دامیتی، الگومراهای قرمز-بنفش، آذر-آواری ها و توف ها (PE^v) گسترش و ضخامت زیادی یافته است. تغییرات جانبی بین انگشتی زیادی بین دو واحد فجن و زیارت دیده می شود و مرز بالائی فجن با زیارت نیز شدیدا ناهمزمان و در برخی نقاط ناپیوسته است و گاهی طبقات ضخیم گچ بین دو واحد نیز مشاهده شده است.

سازند زیارت PE_z

سازند زیارت (نام گذاری کمیته چینه شناسی ایران،۱۹۶۴) در نقشه آسرتو از ۲۰ تا ۸۰ متر ضخامت دارد و در برش الگو در غرب روستای توچال تا ۴۳۵ متر نیز اندازه گیری شده (دلنباخ،۱۹۶۴) و انتشار وسیع ولیکن نامنظمی را در گسترده نقشه نشان می دهد. غالباً از سنگ آهک های آلوئولینا-نومولیت دار ضخیم لایه تا توده ای شکل سفید، زرد-خاکستری رنگ تشکیل شده است و گاهی درون لایه های نازک سنگ آهک به رنگ خاکستری تا سیاه نومولیت دار دیده می شود و در بخش تحتانی برش الگو ۱۳۵ متر مارن گچ دار و گچ نیز مشاهده شده است. این سازند به صورت هم شیب بر روی مارن ها، ماسه سنگ ها و کنگلومراهای سازند فجن قرار گرفته و نیز ممکن است

در برخی نقاط به صورت پیش رونده و با ناپیوستگی بر روی واحدهای سنگی متعدد دیگری ظاهر شده باشد و در بالا به تندی ولیکن به صورت هم شیب تبدیل به ردیف آتش فشانی سازند کرج می شود. سن پالئوسن تا لوتسین میانی در نقاط مختلف برای سازند زیارت تشخیص داده شده است.

سازند کرج E_k

بعد از لارامیدین یک فعالیت شدید خروجی شروع به ظاهر شدن نمود که در اواسط ائوسن به نقطه اوجش رسیده و سبب تشکیل نهشته های توفی ضخیم و گسترده (سری سبز) سازند کرج (I. دووال،۱۹۶۷) شده است. در منطقه مورد بررسی این سازند با ضخامت زیاد (حدود۱۷۰۰ تا ۲۰۰۰متر) و گسترش وسیع عموماً هسته ناودیس های ارتفاع یافته را ساخته است و اگر چه در جزئیات، رخساره های سنگی بسیار متغیر و پیچیده ای را نشان می دهد ولیکن در مقیاس ناحیه ای، یکنواخت تر بوده و به طور کلی از پائین به بالا چهار واحد اصلی قابل تقسیم است.

- نهشته های عضو شیل تحتانی سازند کرج
- توف ها و دیگر وابستگان عضو توف میانی سازند کرج
- نهشته های پلیتی (pelltic) خیلی نرم هم ارز شیل آسارا
- سنگ های آتش فشانی و سایر وابستگان هم ارز عضو توف بالائی سازند کرج (؟)

در شمال دارآباد و غرب اوشان و فشم مقداری از نهشته های عضو شیل تحتانی سازند کرج (E^{sh}_k) رخ نمون دارد که از شیل های تیره رنگ سیلیسی-آهکی، توفیت و آذر-آواری های تشکیل شده است و سیل های (T^b) با ترکیب قلیائی و متوسط (میکروگابرو و میکرودیوریت) نیز در آنها دیده می شود. رخ نمون های هم ارز این واحد در مناطق شرقی نقشه از مقدار زیادی سنگ های آتش فشانی گاهی قلیائی و نیز اگلومرا و توف (E^v_k) تشکیل شده است.

رخ نمون های وسیع سازند کرج در این نقشه عمدتاً از نهشته های کم و بیش مشابه عضو توف میانی سازند مزبور تشکیل شده و شامل توف های شیشه ای خیلی دانه ریز سبز رنگ نازک لایه متناوب با سنگ های سیلیسی سبز-خاکستری، توف های شیشه ای دانه درشت سبز رنگ و توف های آهکی به رنگ خاکستری روشن (E^t_k) می باشد و در خشکه لار دورن لایه های آندزیتی بلور درشت نیز دیده شده است. مرز زیرین و بالائی این واحد ناهمزمان و نیز همراه با تغییر و تبدیل های جانبی است و لذا تعیین هم ارزی دقیق با واحد های مناطق دیگر چندان عملی نمی باشد.

در جنوب گسل منشا-فشم، از امامه تا لواسان (بزرگ) نهشته های پلیتی خیلی نرم آهکی هم ارز عضو شیل آسارا (لورنز،۱۹۶۴) و کمی روشن تر از آن با ضخامت ۷۰۰ متر رخ نمون دارد که اساساً از توف های نازک لایه خاکستری روشن با مقادیر زیاد کربنات، متناوب با مارن ها و ماد ستون های معمولاً نازک لایه روشن (E^m_k) ساخته شده است و در آن و به خصوص در اطراف افجه درون لایه های الیوین بازالت و آندزیت نیز دیده شده است. چند ده متر توف های سبز- خاکستری راس این واحد را (تفکیک نشده) شاید بتوان با عضو توف بالائی سازند کرج مقایسه نمود.

واحد فوقانی متشکل از سنگ های آتش فشانی آندزیتی-بازالتی، اگلومرا، توف ها، آذر-آواری ها و توفیت (E^a_k) می باشد که کم و بیش به شکل یک ناودیس از رودهن تا شرق جاجرود بر روی توف ها و دیگر وابستگان عضو توف میانی قرار گرفته و با احتمال از نظر زمانی قابل مقایسه با عضو توف بالائی سازند کرج می باشند. در منطقه مزبور ظاهراً نهشته های هم ارز شیل آسارا وجود ندارد و یا شاید بتوان بخش تحتانی، روشن رنگ و نرم فرسایش این واحد در شمال شرق جاجرود را با شیل آسارا مقایسه نمود.

در مجاورت روستای کند، بر روی سازند کرج با ناپیوستگی فرسایشی و گاهی زاویه دار، جزئی، سازند کند با قاعده کنگلومرائی ریز دانه قرار گرفته است ولیکن در نقاط دیگر سازندهای جوان تر (سازند قرمز پائینی و یا ۰۰۰۰) با ناپیوستگی گاهی زاویه دار آشکار بر روی آن جایگزین شده اند و دلنباخ بر حسب فسیل ها سن ائوسن میانی تا پسین را برای سازند کرج پیشنهاد نموده است.

سازند کند E_{kn}

سازند کند (نام گذاری کمیته چینه شناسی ایران، ۱۹۶۴) شامل نهشته های کولابی (Lagunal) و ریفی انتهای ردیف رسوبی ائوسن می باشد و در این منطقه در آن سه زون سنگی قابل تشخیص است. زون تحتانی از کنگلومرا و برش های ضخیم لایه دانه ریز دارای قلوه های توف سبز و سنگ های آتش فشانی، متناوب با ماسه سنگ های فلدسپای سست دانه متوسط سبز رنگ تشکیل شده است. زون میانی متشکل است از گچ های سفید دانه شکری با ضخامت تا ۲۵ متر و در بالا سنگ آهک های نازک لایه مارنی زرد-خاکستری، صورتی و یا قهوه ای متناوب با مارن های نرم زرد دیده می شود. سنگ آهک ها حاوی بقایائی از نولومیت ها، میلیولیدها و روتالیدها هستند. این سازند در برش شمال روستای کند حدود۱۰۰ متر ضخامت دارد (آسرتو،۱۹۶۶) و دلنباخ (۱۹۶۴) در غرب کند ضخامت حدود ۲۴۰ متر را اندازه گیری نموده و فسیل Nummulites cf. striatus Burg. به سن ائوسن پسین را نیز تشخیص داده است. بر روی سازند کند، مارن ها و مارن های ماسه دار قرمز رنگ میوسن با ناپیوستگی گاهی زاوهی دار جزئی قرار گرفته است.

سازند قرمز پائینی (O^c_1)

یک فاز چین خوردگی قوی که در اولیگوسن شروع گردیده سبب خروج رشته اصلی البرز شده است. رسوب گذاری با مشخصات ساحلی (Littoral) و کولابی شامل سازند قرمز تحتانی و سازند قم (شرکت ملی نفت ایران، ۱۹۵۹) تنها در حاشیه جنوبی زون ترشیری جنوبی ادامه یافته است. در منطقه مورد بررسی تظاهر سازند قرمز پائینی منحصر به گوشه جنوب شرقی نقشه است و از ۵۰۰ تا ۶۰۰ متر رسوبات قرمز رنگ شامل کنگلومرا، ماسه سنگ و گاهی مارن تشکیل شده که با ناپیوستگی بر روی سازند کرج قرار گرفته و در بالا نیز سازند قرمز بالائی با ناپیوستگی بر روی آن ظاهر شده و سازند قم در بین ان دو دیده نشده است ولیکن در اطراف ساران و به سمت شرق و جنوب، سازند قم مشاهده است.

سازند قرمز بالائی M_u

بلافاصله در جنوب گسل مشا-فشم نهشته های تخریبی قرمز رنگ به صورت رخ نمون های باریکی از دره کرج تا لواسان (بزرگ) دیده می شوند (M) که به تصو آسرتو (۱۹۶۶) معرف شمالی تری مرز سازند قرمز (پائینی و بالائی) و بازگشت دریا به رشته اصلی البرز در امتداد چند نوار باریک و کوچک در میوسن است. جایگاه چینه شناسی آنها (قرارگیری ناپیوسته بر روی سازند کرج) و نیز فقدان فسیل های شاخص، نسبت دادن آن ها به سازند قرمز پائینی یا بالائی را ممکن نمی سازد. این واجد عمدتاً از مارن ماسه ای قرمز- آجری رنگ نازک لایه و سیلت سنگ متناوب با ماسه سنگ آهکی قرمز رنگ و کنگلومرای از منشاء چندگانه و گاهی گچ تشکیل شده است. در شرق میگون یک سنگ آهک تخریبی قرمز رنگ در قاعده این واحد دیده می شود که سرشار از میلیولید است. ضخامت ظاهر شده سازند در میگون حدود ۲۵۰ متر است و رخساره میکروسکوپی سنگ آهک میلیولیددار و تطابقات چینه شناسی ناحیه ای سن میوسن را برای این واحد پیشنهاد می نماید. به غیر از موارد مشکوک به رسوبات دریاچه ای بودن فوق، در مناطق واقع در جنوب گسل شمال تهران و نیز دنباله شرقی گسل مشا-فشم تا کوه بی بی شهربانو و پارچین (آنتی البرز) که شرایط چینه شناسی البرز و ایران مرکزی تواماً دیده می شود، نهشته های میوسن و نیز پلیوسن گسترش وسیعی را نشان می دهند. سازند قرمز بالائی (شرکت ملی نفت ایران،۱۹۵۹) از اطراف روستای توچال به سمت شرق و جنوب شرق به شکل تاقدیس ها و ناودیس هائی قابل مشاهده است که در منطقه مورد بررسی با ناپیوستگی و بدون حضور سازند قم، بر روی سازند قرمز پائینی و یا حتی قدیمی تر از آن که قرار گرفته و از پائین به بالا به سه واحد تقسیم شده اند. واحد تحتانی (M^1_u) با ضخامت از حدود ۴۰۰ تا ۱۰۰۰متر متشکل است از شیل های رنگارنگ، مارن سیلت دار، ماسه سنگ و سیلت سنگ به رنگ قرمز تیره و گاهی تبخیری ها که در غرب روستای توچال با ناپیوستگی بر روی سازند کرج قرار گرفته است و به طور محلی رخساره دلتائی نشان می دند. واحد دوم (M^2_u) با ضخامت از حدود ۹۰۰ تا ۱۷۵۰ متر متشکل است از ماسه سنگ خاکستری، مارن سیلت دار، مادستون قرمز، سیلت سنگ و گاهی درون لایه های کنگلومرائی سست. واحد سوم (M^3_u) متشکل است از

مادستون، مارن سیلت دار گچی و ماسه سنگ ها که در گوشه جنوب شرقی نقشه تنها بخش کوچکی از آن رخنمون دارد. در این منطقه فسیل شاخصی در این سازند پیدا نشده است و قرارگیری آن بر روی سازند قم (نواحی مجاور) دلالت بر سن جوان تر از بوردیگالین و احتمالاً توتونین و سارماسین دارد ولیکن سن مرز بالائی آن چندان مشخص نبوده و شدیداً ناهمزمان و مورد اختلاف است تا بدان حد که حتی یک دهم بالائی ضخامت آن را به کواترنری زیرین نیز نسبت داده اند (پدرامی، ۱۳۶۶ و ۱۳۶۰). همبری این سازند با کنگلومراهای پلیوسن در ناحیه قم ناپیوسته است و از نقاط متعدد دیگری پیوسته و تدریجی (ریبن،۱۹۶۶) نیز گزارش شده است.

نهشته های پلیوسن-کواترنری PlQ

چین خوردگی قوی میو-پلیوسن سبب بالا آمدگی قطعی رشته البرز و گسترش نهشته های کوهپایه ای حجیم سازند هزار دره در امتداد مرز جنوبی آن شده است. چین خوردگی نهشته های مزبور دلالت بر وجود جنبش های زمین ساختی جوان می نماید. نهشته های پلیوسن-کواترنری منطقه مورد بررسی غالباً شامل کنگلومراهای سازند هزار دره (واحدA- ریبن،۱۹۵۵) است. این نهشته ها رخساره زمین ساختی (Tectofacies) را نشان می دهند و از کنگلومراهای به رنگ خاکستری روشن و کمی درون لایه های ماسه سنگ-مادستون در بخش تحتانی تشکیل شده است با دانه ها نیمه زاویه دار تا گرد شده و جورشدگی ضعیف. قطر دانه ها از یک تا ۱۵ و گاهی تا ۲۵ سانتیمتر در تغییر و از منشاءهای گوناگونی هستند سیمان رسی-ماسه ای خاکستری رنگ آن‌ها به طور محلی کمی آهکی است و معمولاً بر حسب دوری یا نزدیکی به گسل های عمده، درجات متفاوت چین خوردگی را نشان می‌دهند و نهشته های چین نخورده کواترنری متشکل از آبرفت های جوان تر تقریباً افقی (منجمله سازند کهریزک) با ناپیوستگی بر روی آنها قرار گرفته اند. سازند هزار دره با ضخامت حدود ۱۰۰۰ متر در ناحیه الگو واقع در کوه هزار دره و گردنه قوچک (شرق تهران) با ناپیوستگی گاهی زاویه دار بر روی سازندهای قدیمی تر قرار گرفته است ولیکن در مناطق جنوبی گاهی با ناپیوستگی موازی (Paraconformity) بر روی سازند قرمز بالائی نیز مشاهده شده است. ربین (۱۹۵۵) و همچنین دلنباخ (۱۹۶۴) در شرق سوهانک همبری پیوسته و تدریجی بین دو واحد را گزارش نموده اند. فسیل شاخصی در این سازند یافت نشده و تطابقات ناحیه ای پیشنهاد سن پلیوسن و یا پلیوسن-کواترنری را می نماید.

کواترنری

درباره زمان وقوع و میزان تاثیر رخداد پاسادنین بر گستره‌ی سرزمین ایران بین نویسندگان مختلف اتفاق نظر وجود ندارد. پدرامی (۱۳۶۶و۱۳۶۰) حدوداً نیمه بالائی (۵۰ تا ۷۰۰ متر) سازند هزار دره را مربوط به کواترنری زیرین و چین خوردگی آن را ناشی از جنبش های اصلی رخداد پاسادنین در آخر کواترنری زیرین می داند و پس آن تنها سه اشکوب یخچالی چین نخورده توچال، شمال تهان و آبعلی را معرفی نموده است و برخی دیگر، نظریاتی، دال بر قدیمی تر و یا جوان تر بودن اظهار داشته اند، در هر صورت، نهشته های چین نخورده کواترنری (احتمالاً پلئیستوسن بالائی و هولوسن) منطقه مورد بررسی به شرح زیرند:

آن دسته از مخروط افکنه ها و پادگانه های کنگلومرائی که کم و بیش شبیه سازند هزار دره هستند (به خصوص بخش فوقانی) و فقط با نداشتن چین خوردگی و تقریباً افقی بودن از آنها متمایز می‌گردند با علامت Q نشان داده شده اند که در این نقشه در شرق تهران رخ نمون هائی از آن ها دیده می شود و چنانچه رخداد پاسادنین را در آخر پلئیستون زیرین فرض نمائیم، این ها بایستی مربوط به قاعده پلئیستوسن بالائی و شاید در واقع بخش قدیمی تر همان تغییر رخساره های جانبی و دانه درشت سازند کهریزک باشند.

بخش شرقی شهر تهران (فعلی) در نقشه عمدتاً بر روی مخروط افکنه ها و پادگانه ها آبرفتی قدیمی (Q^1) قرار گرفته که غالباً شامل سازند کهریزک (واحدB- ریبن،۱۹۵۵) می باشد. سازند کهریزک به اواسط کواترنری نسبت داده شده و گرچه در ناحیه الگو در بیست کیلومتری جنوب تهران ضخامت رسوبات ریزدانه و گرهک ها و قلوه های طویل شبیه سنگ آهک دریاچه ای آن از حدود ده متر تجاوز نمی نماید ولیکن در تغییرات جانبی، هم ارزهای دانه درشت تر آن به شکل پهنه ای از نهشته های آبرفتی مخروط افکنه ای، وسیعی از دامنه های جنوبی رشته کوه البرز

تا جلگه ها و تپه و ماهورهای جنوبی تر نشان می دهند. از مشخصات سازند کهریزک سخت نشدگی و جورشدگی ضعیف است و شبیه مورن ها، قلوه ها و تخته سنگ های با اندازه ای متغیر (گاهی به حجم تا صد متر مکعب) در زمینه ای ریزدانه تر از مواد رسی-ماسه ای شناور است و با نزدیک تر شدن به دامنه کوه ها، دانه های درشت تر فراوان تر می گردند و ضخامت نیز تا ۶۰ متر (به ندرت بیش تر) افزایش می یابد.

بخش قدیمی شهر تهران عمدتاً بر روی مخروط افکنه ها و پادگانه ها و پهنه های آبرفتی جوان (Q^2) قرار گرفته که غالباً شامل آبرفت های تهران (واحد-Cریبن،۱۹۵۵) می باشد. آبرفت های نیمه عهد حاضر (Sub-recent) تهران، برخلاف سازند کهریزک زیرین، با لایه بندی واضح و تعدادی سطوح لاتریتی کنگلومرائی قرمز رنگ که معرف دوره های عدم رسوب گذاری هستند مشخص می گردند و در بین آن ها لایه های ماسه درشت، ریگ، قطعه سنگ و به ندرت تخته سنگ ها دیده می شود. ضخامت آن از چند ده سانتیمتر تا معمولاً ۵۰ متر و استثنائاً تا ۱۰۰ متر متغیر است. در شمال شهر شیب رسوب گذاری اولیه تا ده درجه و در جنوب شیب های تقریباً افقی و یا افقی نشان می دهند. قاعده این واحد معمولاً از رسوبات قرمز رنگ تخریبی ریزدانه، سخت نشده و با لایه بندی ضعیف تشکیل شده است که به سمت جنوب ضخیم تر گردیده و در نواحی جنوبی تنها همین مواد همگن معرف آبرفت تهران هستند که به مقدار زیاد برای آجرپزی مورد استفاده قرار گرفته است. دست ساخته های ماقبل تاریخ پیدا شده در آبرفت تهران دلالت بر سن پارینه سنگی Mousterian (۱۰ تا ۷۰ هزار سال قبل) می نمایند.

بر روی آبرف های تهران، آبرفت های عهد حاضر (واحدD- ریبن،۱۹۵۵) به شکل روکشی سطحی و شنی با ضخامت حدود یک متر قرار گرفته که جوان ترین واحد در ناحیه تهران است و در نقشه حاضر قابل نمایش به صورت جداگانه نبوده اند. آبرفت های عهد حاضر سخت نشده و بهم نچسبیده گستره های سیلابی و بستر رودخانه ها با علامت Q^{a1} مشخص شده اند که در دره های لار و جاجرود قابل نمایش هستند.

در این نقشه، رسوبات آبرفتی منطقه مورد بررسی آسرتو به علت تفکیک نشدن، با علامت Q_u نشان داده شده اند که مشتمل است مخروط افکنه ها و پادگانه های آبرفتی جوان و قدیمی، کولوویوم (Colluvium) و خاک های بر جای مانند و رسوبات آبرفتی حوضه لار نیز مشخصاتی متفاوت نشان می دهند و مربوط به پر شدن یک دریاچه قدیمی هستند که به علت سد شدن دره با جریان های گدازه های دماوند در جنوب محل تلاقی رودخانه های لار و دلیچای به وجود آمده اند و در بخش فوقانی از گراول های متوسط دانه و در بخش تحتانی از رس، سیلت ها و لایه های نازک ماسه تشکیل شده است. سطح پر شده دریاچه در مرکز حوضه در ارتفاع ۲۵۴۰ متری قرار داشته و با از بین رفتن سد مزبور، رودخانه سرگردان، سری پادگانه های پیچیده ای را در رسوبات دریاچه مزبور به وجود آورده اند که در جنوب دمبک موه یازده عدد آنها تشخیص داده شده و در کل در پنج گروه اصلی دسته بندی گردیده اند. آلبانخ (۱۹۶۶) با نمونه گیری از پادگانه های آبرفتی لار و سن سنجی با کربن ۱۴، سن حداقل ۳۸۵۰۰ سال (پلئیستوسن پسین) را برای مراحل اولیه فاز جوان تر خروج گدازه های دماوند که مسیر رودخانه را سد نموده اند به دست آورده است.

در بخش شمال شرقی نقشه حاشیه غربی سنگ های آتشفشانی کواترنری دماوند($Q^v{}_d$) متشکل از جریان های گدازه تراکی اندزیت و تراکیت خاکستری تیره تا سیاه رنگ رخنمون دارد و آسرتو(۱۹۶۶) اکثر فازهای جوان تر به وجود آورنده شکل فعلی آتش فشان دماوند را پلئیستوسن بالائی و هولوسن نسبت داده است.

مخروط های آبرفتی جوان و قدیمی و کنگلومرای مخروط افکنه ای (Q^f) عدمتاً در دره لار گسترش یافته و قابل نمایش به صورت جداگانه هستند.

دامنه های واریزه ای جوان و قدیمی و نهشته های فروریخته (Q^s) به مقدار فراوان در شمال شرقی نقشه و اکثراً در دامنه سنگ آهک های ژوراسیک و کرتاسه گسترش یافته اند.

زمین لغزش ها و سنگ ریزش ها و روانه های سنگی (Q^l) در دامنه های پرشیب پائین دست دیواره های صخره ای مشاهده می شوند. تراورتن اسفنجی متخلخل (Q^{tr}) در نواحی شمال شرقی نقشه و در حوالی آتش فشان دماوند و در

مجاورت با گسل ها گسترش یافته اند و غالباً با خروج آب های معدنی ناحیه آتش فشانی دماوند درعهد حاضر مرتبط هستند که برخی از آنها هنوز ادامه دارد و چشمه های آب گرم معدنی نیز دیده می شود.

سنگ های آذرین IGNEOUS ROCKS

رخ نمون های نامنظمی از سنگ های آذرین با سن های نه چندان دقیق و ترکیب شیمیائی متفاوت در منطقه مورد بررسی وجود دارد که سنگ های مزوزوئیک و ترشیری را قطع نموده اند و تعدادی از آنها نیازمندد بررسی های تفصیلی بیش تری هستند.

آندزیت، دولریت $Mz^{a,d}$?

رخنمون هائی از آندزیت، دولریت، توف سنگی، آذر-آواری ها و گاهی توده های کوچک دیوریتی در جنوب خجیر، جنوب تماشا و غرب زرآدر دیده می شوند که با جایگاه چینه شناسی نه چندان مشخص و گاهی گسله، اکثراً در ارتباط با سنگ های ژوراسیک و کرتاسه ظاهر شده اند و احتمالاً می توانند مربوط به دو دوره فعالیت آتش فشانی در تریاس بالائی (قاعده شازند شمشک) و نیز کرتاسه (غالباً در زیر سازند تیزکوه) باشند که هر کدام رخ نمون های مربوطه به تنهائی نیازمند بررسی های تفصیلی است.

گابرو، دیوریت T^{gb}

توده نفوذی گابرویی شمال مبارک آباد، در شمال گسل محدود می گردد و در جنوب به نظر می رسد که در توف های سبز سازند کرج (ائوسن میانی-بالائی) نفوذ نموده است و می توان نتیجه گرفت که یک نفوذی ترشیری احتمالاً در ارتباط با دوره حرکت اصلی گسل مشا-فشم می باشد. توده ای کم و بیش مشابه آن (گابروئی-دیوریتی) و محصور بین دو گسل در جنوب شرق آردینه (روستای تاره) در برداشت های اخیر مشاهده شده است و توده دیوریتی-گابروئی شمال شرق و اصفجان سازندهای شمشک و فجن را قطع نموده است.

دیوریت-میکرودیوریت T^{d}

این توده در جنوب شرق قصر فیروزه و ظاهراً با مشخصات نیمه آتش فشانی (Subvolcanic) در میان سنگ های آتش فشانی پالئوسن-ائوسن و نیز کنگلومرای فجن بالا آمده است و به نظر می رسد که بین گسل قصر فیروزه و احتمالاً امتدادهای غربی گسل مملوک محصور شده باشد. سن جوان تری از ائوسن پیشین برای آن منصور است.

دولریت، آندزیت $T^{d,a}$

رخ نمون های خیلی کوچکی از این سنگ ها در شمال روستای توچال، شمال تماشا و جنوب شرق رودهن، توف های عصر عضو میانی سازند کرج را قطع نموده و بالا آمده است و می توانند مربوط به ائوسن پسین و یا جوان تر از آن باشند.

سینیت T^{s}

در شمال لواسان (بزرگ) و نیز شمال گسل مشا-فشم دو توده (استوک) نفوذی سینیتی، توف های سبز عضو توف میانی سازند کرج را قطع نموده و بالا آمده است. اولی توده ای مدور از جنس سینیت سدیم دار بلور درشت می باشد که در چند صدمتری شمال لواسان (بزرگ) ظاهر شده است. دومی که بزرگ تر است چند کیلومتر شمالی تر پدیدار شده و متشکل از سنگ های با ترکیب و بافت متفاوت است. بخش مرکزی آن از سینیت با بافت گرانولر و دانه درشت تشکیل شده است و سنگ های حاشیه ای شامل سینیت درشت تبلور آلکالن و لوکوسینیت دانه درشت می باشند. این نفوذی ها از سازن کرج که آن را قطع نموده اند، جوان ترند و احتمال دارد که معرف توده های نیمه آتش فشانی مرتبط با آخرین فعالیت های آتش فشانی ائوسن در ناحیه باشند و یا این که هم سن حرکت های اصلی گسل مشا-فشم در مرز میوسن-پلیوسن.

گرانیت، گرانو-دیوریت T^{gr}

این سنگ ها با گسترش حدود ۱۵ کیلومتر مربع، در شرق گسل معکوس قصر فیروزه رخ نمون دارند و طبق تعاریف موجود می توان آن را استوک نامید. ترکیب اصلی سنگ شناسی توده نفوذی گرانودیوریتی تا مونزو دیوریتی با بافت اصلی گرانولر درشت است ولیکن در نقاط مختلف آن تغییرات کم و بیش عمده ای مشهود است. در سمت شرق و

در مجاورت سنگ های ژوراسیک و کرتاسه، توده نفوذی ضمن تشکیل عمق زیادی نداشته و به سطح زمین رسیده و ویژگی های نیمه آتش فشانی تا آتش فشانی دارد به طوری که در جنوب غرب ترکمن ده در مجاورت سنگ های کرتاسه ریوداسیت و در مجاورت سنگ های ژوراسیک میکروگرانودیوریت و میکرودیوریت کوارتزدار تشخیص داده شده است. در بخش های شمالی و جنوب غربی، توده نفوذی ضمن جایگزینی از عمق قابل توجهی برخوردار بوده و عمدتاً از گرانودیوریت تا مونزودیوریت با بافت گرانولر تشکیل شده است. توده نفوذی قصر فیروزه با پدیده شدید دگرگونی مجاورتی همراه می باشد که شدت آن در سنگ های اطراف متناسب با عمق توده متغیر است و ضخامت هاله دگرگون شده آن از چند متر تا چند ده متر تغییر می نماید (م.داوری،۱۳۶۶). کنگلومراهای سازند فجن در جنوب توده نفوذی، فاقد دانه های گرانودیوریتی توده مزبور است و لذا نفوذ آن، پدیده ای جوان‌تر از ائوسن پیشین می‌باشد ضمن آن که بررسی‌های ایزوتوپی نموه ها با روش پتاسیم-آرگون توسط تکنواکسپورت سنی معادل ۴± ۴۱ میلیون سال را مشخص نموده است ولذا پدیده مزبور می تواند در ارتباط با فعالیت شدید پلوتونیکی ایران در اواخر ائوسن و اوائل اولیگوسن باشد (م.داوری،۱۳۶۶).

سیل های با ترکیب بازی و متوسط T^{b}

در افق های متعدد از سازند کرج و نیزگاهی سازند فجن، سیل های با ترکیب بازی و متوسط دیده می شوند که غالباً به همراه آن ها چین خورده اند. سیل های موجود در عضو شیل تحتانی سازند کرج در شمال غرب نقشه، میکروگابرو و میکرودیوریت تشخیص داده شده اند (ب.امینی،۱۹۹۳).

ناگفته نماند که تعدادی از سیل ها هم در واقع درون لایه های عدوسی شکل طویلی از سنگ های آتش فشانی هستند که آسرتو برخی از آن ها را اولیون بازالت و آندزیت تشخیص داده است.

گنبدهای داسیتی نیمه آتش فشانی T^{da}

در حدود سه کیلومتری جنوب تا جنوب غرب قصرفیروزه دو توده کوچک گنبدی شکل از سنگ های داسیتی به رنگ صورتی تا بنفش از میان کنگلومراهی سازند فجن بالا آمده است. حاشیه آنها ضمن بالا آمدن خرد و برشی شده است و قاعدتاً بایستی جوان تر از ائوسن پیشین داشته باشند.

ریولیت، داسیت ریولیتی T^{r}

رخ نمون کوچکی از سنگ های ریولیتی روشن رنگ در حدود ۲۰ کیلومتری شمال غرب بومهن قابل مشاهده است که سنگ های واحد E^{a}_{k} را قطع نموده اند و لذا می بایستی سنی جوان تر از ائوسن میانی داشته باشند.

دایک های با ترکیب متوسط تا بازی

در برخی نقاط منطقه دایک ها سنگ های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و ترشیری را قطع نموده اند. دایک های دیابازی سبز تیره در سازندهای پالئوزوئیک تحتانی گسترش یافته اند که معرف وجود فاز نفوذی در پالئوزوئیک هستند ولیکن تمایز آشکاری بین آن ها و انواع مشابه جوان تر نمی توان قائل شد. دایک های با ترکیب متوسط و بازی که سنگ های ژوراسیک بالائی و کرتاسه را قطع نموده اند احتمالاً در ارتباط با فاز قوی آتش فشانی ائوسن هستند ولیکن دایک های موجود در خود سازند کرج و نیز دایک های موازی با گسل ها می بایستی جوان تر باشند.

زمین ساخت TECTONIC

منطقه مورد بررسی محل ظهور پدیده های مهم زمین ساختی است که از دیرباز مورد مطالعه قرار گرفته و نتایج به دست آمده همراه با دانسته های جدید، آن چنان حجمی از اطلاعات را فراهم نموده است که حتی فهرست آنها هم در فضای مختصر حاشیه این نقشه نمی گنجد. کلیاتی از زمین شناسی ساختاری منطقه به شرح زیر است.

رشته کوه البرز به شکل کمانی عریض حاشیه جنوبی فرونشستگی پهناور دریای خزر را تشکیل داده اس. اشتوکلین (۱۹۷۴) آن را حاشیه منطقه کوه زائی ایران مرکزی در نظر گرفته است. در بخش غربی البرز محور ساختمان ها دارای امتداد NW-SE است که کاملاً موازی بخش شمالی راندگی اصلی زاگرس، گسل زنجان و امتدادهای ساختمانی قفقاز کوچک و بزرگ است. از طرف دیگر بخش شرقی آن با محور ساختمان های دارای امتداد تقریباً

SW.NE و موازی با گسل بزرگ کویر مشخص می گردد. این دو روند متفاوت ساختاری در البرز مرکزی بهم می رسند که یک محل را در رشته کوه البرز به وجود آورده است. جالب توجه آن که دقیقاً در محل تلاقی همین دو امتداد است که آتش فشان بزرگ کواترنری دماوند برپا شده است (آسرتو، ۱۹۶۶). مطالعات جدیدتر وجود سیستم های برجستگی ها (Horst) و فرو رفتگی های (Graben) لوزی شکل هم راستا با دو امتداد فوق را مورد تاکید قرار داده و بسیاری از مسائل زمین شناسی البرز مرکزی را مرتبط با آن ها می داند. نبودهای عمده رسوبی بر روی برخی از برجستگی های قدیمی در فاصله های بسیار کوتاه جانبی، تغییرات شدید رخساره ها و ضخامت های سازندها در مسافت های قلیل و یا قطع شدگی آن ها با تنها عامل فرسایش توجیه پذیر نیستند و به نقش حرکات بلوکی قائم و تاثیرات آن ها بر شرایط حوضه های رسوبی مربوطه نیز بایستی توجه کافی بگردد (وحدتی،۱۳۶۳).

سیمای کلی زمین ساختی منطقه مورد بررسی عمدتاً متشکل است از تعدادی گسل ها و چین های رانده شده و یا خوابیده به سمت جنوب. چهارچوب بخش جنوبی البرز مرکزی از شمال به جنوب با چند عنصر مهم ساختاری مشخص می گردد: گسل معکوس کندوان، روراندگی گرمابدر، راندگی مشا-فشم، گسل معکوس توچال (گسل شمال تهران) و چین های جبهه ای (Frontal Flexure) نئوژونی فرونشستگی جنوبی (آسرتو،۱۹۶۶).

گسل معکوس کندوان (خارج از مرز شمالی نقشه) یک گسل اساسی ریشه دار است که تا پی سنگ متبلور پره کامبرین را در برگرفته و دارای امتداد WNW-ESE و شیب تند به طرف شمال می باشد و دو ناحیه با مشخصات متفاوت ساختاری را در مجاور هم قرار داده است: زون پالئوزوئیک مرکزی در شمال با چین های ملایم و گسل شدگی بلوکی قائم به توسط این گسل در مجاورت زون ترشیری مرکزی در جنوب با رسوبات شکل پذیر بیش تر و چین های هم شیب (Isoclinal) و روراندگی ها قرار گرفته است. تفاوت های توالی های چینه شناسی مناطق شمال و جنوب این گسل، دلالت بر وجود گسل قدیمی دارد که حداقل از کرتاسه پیشین فعال بوده و شاید مرتبط با جا به جایی های قدیمی پره کامبرین باشد.

گسل رورانده گرمابدر (۵ تا ۶ کیلومتر شمال گرمابدر و خارج از نقشه) کم و بیش از موازات گسل کندوان است و با شیب کم به سمت شمال، رسوبات شدیداً چین خورده زون ترشیری مرکزی را در مقابل سازندهای متراکم تر زون پالئوزوئیک-مزوزوئیک جنوبی بالا آورده است. در دره جاجرود مسافت جابه جایی (افقی) بیش از ۵ کیلومتر برآورد شده است (آسرتو،۱۹۶۶). در نقشه چهارگوش ۱:۲۵۰,۰۰۰ آمل (تلیق کننده، وحدتی، ۱۳۶۹) مشخص شده است که این گسل پس از عبور از گارجره، احتمالاً در حوالی گچسر می بایستی به گسل طالقان پیوندد و در شرق، از شمال لالون دو شاخه شده و در گوشه شمال شرقی نقشه حاضر، راندگی ها ورارود و سفید آبد را تشکیل داده و ظاهراً با عبور از زیر آتش فشان دماوند، به سمت شرق امتداد یافته است.

راندگی منشا-فشم (میگون-مشا) یکی دیگر از گسل های اساسی ریشه دار البرز مرکزی است که نزدیک به حداقل ۱۷۰ کیلومتر از آبیک تا فیروزکوه قابل تعقیب است و رسوبات پره کامبرین بالائی و پالئوزوئیک زون پالئوزوئیک-مزوزوئیک جنوبی را در مقابل سازندهای شدیداً چین خورده زون ترشیری جنوبی بالا آورده است. شیب سطح گسل از ۳۵ تا ۷۰ درجه به سمت شمال متغیر است و لذا در نقاط مختلف می توان آن را گسل معکوس و یا رانده در نظر گرفت. تفاوت رخساره های مهم دو طرف گسل در سنگ های تا به قدمت کامبرین، دلالت بر دوره طولانی از جابه جایی ها دارد و به همین دلیل آسرتو آن را گسلی ریشه دار، دارای عمق زیاد و شیب تند در اعماق زیاد و شیب تند در اعماق (گسل معکوس) در نظر گرفته است. گسل مزبور از امامه تا فشم و میگون و شهرستانک چند شاخه شده و گسل های میگون و آهار از انشعابات آن هستند.

گسل شمال تهران (گسل معکوس توچال) و چین های جبهه ای نئوژنی، زون ترشیری جنوبی را از فرونشستگی نئوژن-کواترنری واقع در جنوب رشته البرز جدا می سازد. گسل شمال تهران با طول بیش از ۷۵ کیلومتر و امتداد تقریباً W-E شیب متغیر تندی به سمت شمال دارد و از نزدیک کرج شروع شده و در حوالی لواسان (بزرگ) به راندگی مشا-فشم می پیوندد و باعث بالا آمدن سازندهای ائوسن بر روی کنگلومراهای سازند هزار دره و نیز آبرفت های چین نخورده کواترنری گردیده است. جابه جایی اصلی در امتداد این گسل قبل از پلیوسن صورت گرفته ولیکن

در شمال تهران، جابه جایی رسوبات پلیوسن-پلئیستوسن در طول گسلی مشابه آن، دلالت بر جابه جایی های محلی جزیی در طی کواترنری نیز دارد (آسرتو،۱۹۶۶). ناحیه عبور گسل مزبور گاهی شامل گسل های موازی دیگری نیز هست و در دره حصارک شیب ۵۵ تا ۶۵ درجه و در فرحزاد شیب ۷۰ تا ۸۰ درجه به سمت شمال و حداقل سه گسل به موازات تهران هم مشاهده شده است (گزارش شماره ۵۶ سازمان زمین شناسی، بربریان، قریشی و همکاران،۱۳۶۴).

چین های جبهه ای نئوژنی (فرونشستگی جنوبی) با امتداد WNW-ESE (هم امتداد با البرز غربی)، مرز با صفحه فرونشسته کویر و حوضه ساختاری اولیگو-میوسن قم است ولیکن بررسی کنندگان مختلف درباره آن اتفاق نظر ندارند. برخی آن را دنباله و جزیی از البرز (آنتی البرز) دانسته و اسامی واحدهای سنگی البرز را در این جا نیز به کار برده اند و این در حالی است که در این بخش واحدهایی از قبیل سازند قرمز پائینی، سازند قم و سازند قرمز بالایی خاص ایران مرکزی و با همان اسامی بر روی واحد های شاخص البرز از قبیل سازندهای کند، کرج، فجن، غیره... قرار گرفته اند و در واقع منطقه ای است که در آن شرایط چینه شناسی البرز و ایران مرکزی تواماً دیده می شود. به هر صورت از مجموعه مطالب گفته شده فوق مشخص می گردد که ساختار کلی البرز مرکزی سبب شده است که سنگ های پره کامبرین از اعماقی نه چندان شناخته شده در زیر دشت کویر، از شمال به جنوب، در چند گام بزرگ، در اثر گسل های کندوان، گرمابدر، مشا-فشم و توچال (گسل شمال تهران) تا ارتفاع حدود سه تا چهارهزار متر بالای سطح دریا بالا رفته است.

اضافه بر موارد فوق، ضمن برداشت های اخیر، گسل های مهم دیگری نیز تشخیص داده شده اند که به همراه دیگر اطلاعات جدید منطقه بر روی نقشه حاضر اضافه شده است ولیکن پاره ای از آن ها نیازمند بررسی های تفصیلی بیش تری است.

گسل رودهن با امتداد تقریباً شرقی-غربی و شیبی تند به سمت شمال، کم و بیش مشابه و هم امتداد با گسل شمال تهران است و در زون واقع بین دو گسل مزبور اثری از رسوبات کرتاسه مشاهده نشده است. این گسل در سمت غرب (شمال کمرد) دو شاخه شده است. شاخه جنوبی کم و بیش تا تلوبالا قابل تعقیب است و شاخه شمالی با عبور از دیواره شمالی سد لتیان، در لشگرک به گسل شمال تهران می پیوندد. دنباله شرقی این گسل در جنوب شرق سادات محله و آبعلی سبب بالا آمدن سنگ آهک های سازند لار بر روی سازند فجن شده است و در خارج از مرز شرقی نقشه احتمالاً با عبور از شهرستان دماوند، در جنوب زرین کوه به انشعابی جنوبی از گسل مشا-فشم می پیوندد.

گسل مملوک با امتداد تقریباً شرقی-غربی و شیب تند به سمت شمال نیز سبب بالا آمدن سنگ های مزوزوئیک (غالباً سازند لار) بر روی کنگلومراهای سازند هزار دره شده است. در جنوب قره چشمه گسل قصرفیروزه (م.قریشی) با امتداد NW-SE به این گسل پیوسته است ولیکن بخش های غربی تر گسل مملوک قاعدتاً می بایستی تا نواحی جنوب شرق تهران (مسگرآباد) امتدادیافته باشد که غالباً با گسله های مورب جابه‌جا شده اند. به سمت شرق و در شمال عباس آباد و کاب جالیز، تشخیص بخش های شرقی تر این گسل در زیر رسوبات شکل پذیر سازند کرج مشکل است ولیکن به احتمال زیاد با عبور از شمال رخ نمون سنگ آهک های سازند تیزکوه، با گسل مهم شرقی-غربی حصار بن در جنوب ورقه دماوند (ب.امینی ۱۹۹۶) هم سو می شود.

در شمال و به خصوص در جنوب کوه بی بی شهربانو قاعدتاً بایستی گسل های مهمی با امتداد WNW-ESE وجود داشته باشند که سازند سلطانیه را بالا آورده و ظاهر نموده اند. این گسل ه رخ نمون های جنوب غربی نقشه را از دشت پایین دست متمایز ساخته و در حال حاضر غالباً با آبرفت پوشیده شده اند. در سه کیلومتری شرق باقرآباد، گسل مشاهده شده دارای خردشدگی و برش های گسلی با عرض حداقل چند ده متر می باشد.

دو روند ساختاری عمده البرز غربی و شرقی هم زمان نبوده اند و لذا سترس های بوجود آورنده آن ها سبب ایجاد چین خوردگی های مکرر در سنگ های رشته البرز شده اند (وحدتی،۱۳۶۳). در منطقه مورد بررسی چین خوردگی های بسیار فراوانی نیز قابل مشاهده هستند که شاخص ترین آن ها به اختصار عبارتند از: تاقدیس گسل شده آبناک

به طول حدود ۲۰ کیلومتر که مهم ترین عنصر ساختاری دره زاگون است. ناودیس چهل چشمه-تیزکوه که از دره بالا تا پلور در ناحیه ای با طول بیش تر از ۳۰ و عرض ۶ تا ۷ کیلومتر دیده می شود و ناودیسی با امتداد WNW-ESE و یال های پر شیب می باشد. تاقدیس پلور در جنوب ناودیس چهل چشمه قرار گرفته و غالباً متقارن است. ناودیس پهنک کوه از فیل زمین تا دره هراز و نیز شرق آن ادامه دارد. بخش غربی آن از هراز تا پهنک کوه شکل کاملاً منظمی با یال های کم و بیش متقارن دارد. در نیمه جنوبی نقشه، چین خوردگی ها غالباً ملایم تر هستند و نمونه های مهم تر آن ها عبارتند از: ناودیس بومهن، ناودیس دربندک، ناودیس کوه سه پایه، تاقدیس شمال پارچین، ناودیس کوه قره آغاج و ناودیس (روستای) توچال.

بر اساس ارتباطات بین ساختمان های مختلف آسرتو چین های با امتداد SSE-NNE را به عنوان قدیمی ترین در نظر گرفته است و چین های با امتداد WSW-ENE بعد از آن ها تشکیل شده و لذا با گسل های W-E و WNW-ESE قطع شده اند. به عقیده آسرتو این گسل های آخری می توانند هم زمان با روراندگی اصلی رشته البرز (ضمن چین خوردگی قوی میو-پلیوسن) باشند. آخرین ساختمان ها، گسل های نرمال با امتداد (تقریباً) N-S هستند که مرتبط با یک فاز کششی می باشند (آسرتو، ۱۹۶۶). ظاهراً آتش فشان دماوند می بایستی در محل تلاقی دو روند شرقی و غربی عمده البرز با یکی از همین شکستگی های تقریباً شمالی-جنوبی به وجود آمده باشد که اگر چه موافق با نظر آسرتو در سنگ های جوان تر در ارتباط با یک فاز کششی تشکیل شده اند ولیکن از دیدگاه کلی تقسیم بندی و جهت یابی خطواره ها، در واقع می توانند همان شکستگی های عمیق و قدیمی باشند که در عکس العمل به سترس های جدیدتر، مجدداً فعال گردیده اند (وحدتی، ۱۳۶۲ و ۱۳۷۶).

زمین شناسی اقتصادی ECONIMIC GEOLOGY

نقشه ها و گزارش های تلفیق شده در این ورقه از نظر اطلاعات زمین شناسی اقتصادی فقیر هستند و لذا کلیاتی از مواد معدنی منطقه در زیر شرح داده شده است.

چندین لایه فسفاتی در عضو A سازند جیرود به توسط سازمان زمین شناسی مورد اکتشاف قرار گرفته است (موحد، قاسمی پور، ۱۹۶۸) که در اطراف جیرود در حال استخراجند. زغال سنگ به وفور در معادن خاتون بر گاه، شمال گرمابدر و شمال لالون تا روستای شمشک از زمان های گذشته استخراج می شده است. معادن گچ منطقه غالباً در ارتباط با سازندهای فجن و زیارت و نیز کند هستند.

رگه هایی از باریت (سولفات باریم) در جنوب خشکه لار و نیز شمال شرق جورد وجود دارد. در کوه بی بی شهربانو در قاعده تریاس خاک نسوز از زمان های گذشته استخراج می شده است و نیز در شمال مبارک آباد، حدفاصل سازندهای مبارک و الیکا، نهشته های برجای مانده لاتریتی گزارش شده است. دولومیت در سازندهای سلطانیه، میلا و الیکا به فراوانی موجود است. سازندهای سنگ آهکی از قبیل مبارک، لار،تیزکوه و سنگ آهک های کرتاسه بالایی باری آهک پزی، کارخانه سیمان و سنگ های ساختمانی مورد استفاده قرار می گیرند. در شمال شرق قصر فیروزه در دولومیت های سازند الیکا اکسید آهن حاصل از تزریق توده نفوذی دیده می شود و کربنات های سازند مزبور تبدیل به مرمر شده اند که با گرانیت برای نمای ساختمان ها کاربرد دارد. توف های سبز و نیز ماسه سنگ های قرمز سازند لالون در شمال میگون به عنوان سنگ ساختمانی مصرف می شوند. رسوبات تخریبی قرمز رنگ و خیلی ریز دانه آبرفت های جنوب تهران برای آجرپزی مورد استفاده قرار می گرفته است. ماسه سنگ های کوارتزیتی سفید رنگ (کوارتزیت رأس) برای مصارف متعدد شیشه سازی و سیمان سفید و ساختمانی کاربرد دارد. شن و ماسه از آبرفت های بهم نچسبیده بستر رودخانه ها به وفور برداشت می گردد و جدیداً برخی از انواع توفیت های سازند کرج در کاخانه سیمان مورد مصرف قرار می گیرند.