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

عنوان:

گزارش نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ مریوان

شماره برگه:

۵۲۶۱

تهیه کنندگان:

م. سبزه ای

ع. گوراب جیری

ف. اسلام دوست

تاریخ و سال

۱۳۸۹

شماره گزارش

TR 314

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

گزارش نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰

برگه شماره ۵۲۶۱ – مریوان

ویژگیهای جغرافیایی

محدوده زیر پوشش برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ مریوان بین مختصات جغرافیایی طول های جغرافیایی ´ ۳۰ °۴۶ - ´ ۰۰ °۴۶ و عرض های جغرافیایی ´ ۰۰ °۳۶ – ´۳۰ °۳۵ قرار دارد.

قسمتی از بخش باختری، میانی و جنوب باختری این برگه در خاک عراق قرار دارد. مهمترین منطقه مسکونی این برگه شهر مریوان است که در جنوب این محدوده جای گرفته است. مهمترین راههای ارتباطی این منطقه عبارتند از:

-راه سنندج- نگل- مریوان که امتداد عمومی آن شمالی- جنوبی است.

- راه سنندج- شیخ عطار- مریوان که از بخش خاوری این محدوده با امتداد عمومی خاوری- باختری به مریوان می رسد

- جاده سقز- مریوان که با امتداد تقریبی شمالی- جنوبی مریوان را به سقز مرتبط می کند.

این منطقه، بطور عموم، کوهستانی است و بخش میانی، باختری، جنوب باختری و بخشی از جنوب خاوری آن پوشیده از جنگلهای انبوه بلوط است و از دیدگاه اقلیمی در زمستانها بسیار سرد است و تابستان، پاییز و بهار معتدلی دارد. فعالیت عمده مردمان این سرزمین کشاورزی و دامداری در جلگه های زریبار و جنوب مریوان است. داد و ستد تجاری مرزنشینان با ساکنین کشور عراق، از جمله فعالیتهای بسیاری از مردمان ساکن مریوان و روستاهای پیرامون دریاچه زریبار است. منطقه دارای جاذبه های توریستی فراوانی است که مهمترین آن دریاچه زریبار و مرغزارها و چمن زارهای پیرامون آن است که در سالهای اخیر بدان توجه زیادی مبذول گشته است. داد و ستد در بازارچه مرزی باشماق به رونق بازرگانی در منطقه مریوان انجامیده است که در سال های اخیر رشد چشمگیر آبادانی و رونق اقتصادی این منطقه را بدنبال داشته است.

از دیدگاه ریخت شناختی، محدوده زیر پوشش برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ مریوان را می توان به چند مجموعه تقسیم نمود.

- کوهستان های جنوب باختر منطقه که، بطور عمده، از اسکارن ها و گابروها و سنگ های آتشفشانی تشکیل شده اند. این منطقه دارای ستیغ های به نسبت بلند است. به تقریب همه محدوده های اسکارنی به دلیل پایداری بالا در برابر فرسایش ستیغ سازند در حالیکه توده گرانیتی کانی میران در این میان به دلیل فرسایش پذیری، بسیار هموار است و به طور عموم فرسایش پوست پیازی در رخنمون های آن سطوح صاف و مدور و پشته گوسفندی ایجاد نموده است. این محدوده به طور مشخص یک فرازمین (Horst) است که لبه خاوری آن با یک زون گسلی شمالی- جنوبی به نسبت پویا محدود به فروافتادگی زریبار می شود.

- فروافتادگی زریبار- مریوان. این فروافتادگی که بطور قطع می توان آن را یک فروزمین (Graben) نامید در پایان دوران چهارم شکل گرفته است. دریاچه در بخش مرکزی این فروافتادگی جای گرفته و با چشمه های جوشان از کف دریاچه تغذیه می شود. ارتباط این فرو افتادگی با حوزه دوران چهارم سیف بالا و سیف پایین با بالا آمدگی گسل خاور دریاچه قطع شده است.

- کوهستانهای شمال خاور مریوان- بسطام از دیگر پیکره های ریخت شناختی منطقه است که پستی و بلندی بسیار نامنظمی دارد و علت آن نیز وجود تناوبی از مجموعه های پایدار به فرسایش، بطور عمده، سنگهای آهکی و آتشفشانی و مجموعه های فرسایش پذیر مانند شیل، ماسه سنگ و سنگهای آذرآواری، است. ستیغ های بلند این مناطق را، بطور عمده، سنگهای آتشفشانی و آهک های پایان دوران دوم تشکیل می دهند. بهترین مثال این ستیغ ها کوه مشلواز در شمال شیخ عطار است. مجموعه های آتشفشانی، مهمترین ارتفاعات جنوب خاور، شمال خاور و جنوب بسطام را تشکیل می دهند. مرمرهای درون سنگهای دگرگونه در این محدوده ستیغ های بسیار بلند و تیزی

را در شمال باختر مریوان بوجود آورده اند که بهترین مثا ل ستیغ بلند این مرمرها در نزدیکی دوراهی مریوان- سقز تا کلیوانجه دیده می شود،

- زون گسلی که با امتداد N70E از بسطام عبور می کند. محدوده زون برشی شمالی را از زون شماره (۳) جدا می سازد. در این زون برشی که از پستی و بلندی به نسبت همواری برخوردار است برجستگی ها مربوط قطعات بسیار بزرگ است که از تأثیر برش مصون مانده اند. در حقیقت آنها را می توان پرفیروکلاست های بزرگ (Mega porphyroclast) نامید. این پرفیروکلاستها، بطور عمده، از سنگهای آهکی و یا آتشفشانی (آندزیت های پرفیری و ریولیت های پرفیری) تشکیل شده اند. هم ارز میلونیتی شده آنها به دلیل خرد شدن فرسایش یافته اند و دارای توپوگرافی نسبتاً همواری هستند. حوزه آبریز بخش عمده منطقه زیر پوشش این برگه به دریاچه زریوار پایان می پذیرد. آبریزهای بخش شمالی این منطقه به رودخانه هایی می پیوندند که یا به دریاچه ارومیه می ریزند و یا آنکه به حوزه آبریز دجله و فرات در خاک عراق منتهی می گردد.

پیشینه بررسی ها

منطقه مورد نظر یک بار در قا لب پروژه تهیه نقشه ۲۵۰۰۰۰: ۱ زمین شناسی توسط نوگل و همکاران (۱۳۵۳) بررسی شده است. نقشه مذکور توسط سازمان زمین شناسی کشور منتشر شده است. پتانسیل معدنی این منطقه در قالب پروژه پتانسیل یابی مهاباد – مریوان مورد بازبینی قرار گرفته ولی نتایج آن هنوز منتشر نشده است. در این پروژه از تلفیق همه اطلاعات زمین شناختی، ژیوفیزیکی(مغناطیسی و رادیومتری) و ژئوشیمیایی، اسناد منتشر شده درباره نشانه های معدنی و داده های رقومی دور سنجی، مناطق امیدبخش معدنی تعیین و برای آنها برنامه های اکتشاف مقدماتی تدوین و در فازهای بعدی عملیات اکتشافی نیمه تفضیلی و تفضیلی اجرا خواهد شد.

جایگاه ساختاری

گستره برگه مریوان، بی گمان جزئی از زون ساختاری سنندج- سیرجان (اشتوکلین ۱۹۶۸) است. بخش کوچکی از این محدوده، واقع در جنوب باختری آن را می توان در شمار پهنه روراندگی زاگرس آورد. در محدوده این برگه پیکره ای کوچک از مزوزوئیک زاگرس در پایانی ترین بخش جنوب باختری آن، رخنمون دارد. در محدوده این برگه تنها، مزوزوئیک از پهنه سنندج- سیرجان برونزد دارد که بخش اعظم دگرگونه های آن در اثر نفوذ توده های آذرین گابرویی و گرانیتی در نتیجه دگرگونی همبری پیکره های مزوزوئیک بوجود آمده اند. لازم به یادآوری است که در بخش شمالی این محدوده پیکره ای از سنگهای دگرگونی رخنمون دارد که سن سنگ اولیه آن به درستی معلوم نیست ولی سرشت دگرگونه آن بی گمان بر اثر دگرگونی دینامیکی هویت یافته است. این زون برشی دارای روند همگانیN70E است و نشانه هایی فراوان وجود دارند گویای این نکته که مجموعه های سنگی اولیه، به احتمال همان سری های مزوزوئیک زون سنندج – سیرجان بوده اند.

تشریح واحد های سنگی

توربیدیت های مزوزوئیک (واحد $Mz_{D.P.2}^{l.r}$)

این واحد تکه ای از یک مجموعه مزوزوئیک بزرگتری است که همه اعضاء آن در برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ پاوه برونزد دارند. این واحد، بطور عمده، از آهکهای نازک لایه کرم رنگ با بافتها و ساختهای بسیار مشخص آشفته (تور بیدیت) و میان لایه ها، گرهک ها و عدسیهای چرتی به رنگهای خاکستری، سبز زیتونی، قرمز پررنگ (چرت های رادیولاردار) تشکیل شده است. در محدوده برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ پاوه این واحد به تدریج به ردیفی از چرت های نازک لایه قرمز رنگ رادیولاردار تبدیل می شود. آهکهای این واحد، بطور عمده، از آهک های Biopelsparite، Biomicrite، Biomicrosparite، Turbiditic limestone، Calcirudite، Biopelpseudo oo sparite تشکیل شده اند.

از این واحد مجموعه فسیلی زیر بدست آمده است:

Protopeneroplis washitensis, Rotalipora sp., Hedbergella sp., Cuneolina sp., radiolarians, rudist fragments, Lithochodium aggregatum, echinoid spine, Protopeneroplis striata, Trochammina sp.,Trocholina sp., Nautiloculina oolithica, Textularia sp., Chrystalidina sp., coral and algal fragments, Globigerina washitensis, Ticinella cf. roberti, Pseudocyclamina sp., miliolids, Ammobaculites sp., Valvulina sp., crinoids, gastropods, Kurnubia sp., Mesoendothyra sp., Codiacea sp., Globochacta sp., Favereina sp., Thaumatoporella parvovesiculifera, Tubiphytes sp., cladoceropsis, Palaeodasycladuse cf., mediterraneus, mollusca fragments, Cyanophytes sp., Conicospirillina sp., Trocholina cf., alpine, Involutina sp., ostracod fragments, bryozoans, Cristellaria sp., Salpingoporella sp., Vidalina martana, Aeolisaccus sp., Bacinella irregularis, sphaeractinidal, Orbitopsella sp., Trocholina conica, Permodiscus cf. sinuosus, Litulites sp., Sestrophaera Liasina, Charophytes sp.

این مجموعه فسیلی از سه مقطع بسیار مشخص بدست آمده که عبارتند از:

- مقطع تنگ دزلی – دهکده دزلی
- مقطع دره دومیو- بهرام آباد
- مقطع کانی بل – وراو. این سه مقطع در محدوده برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ پاوه قرار دارند. این مجموعه فسیلی نشانگر یک محدوده سنی بین ژوراسیک پایینی تا اوایل کرتاسه پیشین است (Lower Jurassic_ Early cretaceous).

یادآور می شود، این واحد جزیی از یک مجموعه بزرگتر است که در چهار گوش کرمانشاه به نام آهکهای بیستون شهرت یافته است.

مزوزوئیک زون سنندج – سیرجان

اسلیت های وسنه (واحد $Mzvo^{sh}_1$)

ضخامت این واحد بیش از ۱۵۰۰ متر تخمین زده شده است. بیشترین و مشخص ترین برونزد این واحد در اطراف دهکده وسنه (۱۰ کیلومتری جنوب باختر مریوان) در برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ پاوه جای دارد.

اسلیت های خاکستری تیره تا سیا ه رنگ بیشترین سهم را در لیتولوژی این واحد دارند. در بخشهای بالایی این واحد، مقدار بسیار کمی آهک های نازک لایه و ماسه سنگهای دگرگونه دیده می شوند. این واحد در بخش شمالی و جنوبی راه مریوان- شیخ عطار، بیشترین برونزدگی را داراست و در حقیقت هسته مرکزی یک تاقدیس برگشته را تشکیل می دهد. به نظر می رسد که این واحد در اثر نفوذ توده های گابرویی و گرانیتی به هورنفلس تبدیل شده است. این واحد دارای یک فولیاسیون بسیار مشخص با امتداد تقریبی N30W است که در بخش پری کلین تاقدیس برگشته شمال خاور مریوان دارای امتدادهای متغیر می شود. اسلیت های وسنه از دیدگاه سنگ نگاری دارای بافت پرفیروکلاستیک هستند. پرفیروکلاست ها، بطور عمده، کوارتز و فلدسپاتهای دانه ریز هستند که کانیهای زمینه (میکا ها و کلریت) گرداگرد آنها را فرا می گیرند. در این سنگها لامینه هایی (تیغه) دیده می شود که، بطور عمده، از کربناتها، کلسیت و در بعضی موارد سیدریت و دولومیت، تشکیل شده اند. این ریزلایه های کربناتی به طور متناوب با ریزلایه های غنی از سریسیت و کلریت قرار دارند. بنابراین اسلیت های نام برده به احتمال قوی از دگرگونی دینامیک شیل های کربنات دار پدید آمده اند. همزادی (پاراژنز) کانیایی این اسلیت ها عبارت است از:

Sericite + Chlorite + Quartz + Calcite ± Dolomite ± Siderite + Plagioclase (Albite Oligoclase) + K-Feldspar + Opaquemineral + Zircon + Organic material

برای تعیین سن این مجموعه نمونه هایی از آن برای مطالعات پالینولوژی انتخاب و مطالعه شد ولی متاسفانه در هیچ یک از نمونه ها پالینومرفی دیده نشد. این مجموعه به طور قطع و یقین به مزوزوئیک تعلق دارد زیرا این واحد به تدریج به تناوبی از آهکهای نازک لایه خاکستری و شیل های سیاه تبدیل می شود که در نقشه با علامت $Mz_2^{l.sh}$ نشان داده شده است. نمونه هایی از واحد $Mz_2^{l.sh}$ در نزدیکی روستای تازه آباد دربردارنده مجموعه فسیلی خاصی است که به آن (Campanian-Santonian) نسبت داده شده است. از این روی، احتمال می رود که سن این واحد را بتوان به اوائل کرتاسه پایینی تا اوائل کرتاسه بالایی نسبت داد. گمان می رود که این واحد اسلیتی را بتوان با شیلهای بیابانک و بخشی از شیلهای سنندج مقایسه نمود.

واحد سنگ چینه ای $Mz_2^{l.sh}$

این واحد، بطور عمده، از تناوب سنگهای آهکی نازک لایه و شیل های تیره رنگ مارنی تشکیل شده است. گذر از واحد $Mzvo^{sh}_1$ به واحد $Mz_2^{l.sh}$، بطور کامل، تدریجی و عادی است و بر توالی چینه نگاشتی این دو واحد صحه می گذارد. این آهکها نوعی بیومیکریت هستند که دگرگون شده و بخشی از آنها به اسپاریت تبدیل شده است. در یک نمونه از این آهکها در نزدیکی روستای عصرآباد مجموعه فسیلی زیر دیده شده است.

Globotruncana spp.
Hedbergella sp.
Heterohelix sp.

پرتوآذر (۱۳۸۴) این مجموعه را با تردید به(Campanian- Santonian) نسبت داده است. ضخامت این واحد در بعضی نقاط متجاوز از ۳۰۰ متر است.

مجموعه دری– ماموله (واحد $Mz_{3.dm}^{c.s}$)

لیتولوژی غالب بر این مجموعه کالک شیست است که عدسی های مرمر (Mz_3^m) نیز در آن دیده شده است. بطور یقین این مجموعه از دگرگونی توربیدیت های آهکی رسی بوجود آمده است. مجموعه دری– ماموله گسترش بسیار زیادی در برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ پاوه دارد. در این برگه نیز گسترش آن در خاور روستای کلی یونجه و کانی کوزله بسیار زیاد است. این مجموعه دارای یک فولاسیون اصلی است که زیر تأثیر روراندگی های بعدی یک سری شکنهای همیوغ (Conjugate kink) در آن بوجود آمده است. تحلیل مولفه اصلی تنش در این شکن های همیوغ نشان می دهد که روراندگی های اصلی این مناطق در اثر همین تنش پدیدار شده اند. بخش های زبرین این مجموعه که از گزند رویدادهای دگر شکلی و دگرگونی بدور مانده اند، دارای مجموعه ای از فسیل به شرح زیر هستند:

Globotruncana shape, globigerinid, radiolarians

نسبت دادن هرگونه سنی به این مجموعه دور از احتیاط است ولی پرتوآذر بر این باور است که این مجموعه را می توان به سانتونین- کامپانین نسبت داد.

در مناطق خاور کانی کوزله و کلی یونجه این مجموعه دارای دگر شکلی بسیار شدید و دگرگونی دینامیک همراه آن است. شدت این دگرشکلی دینامیک به سوی روراندگی اصلی این مجموعه بر روی افیولیت های پیازه، روندی فزاینده دارد. در بعضی از برونزد های این واحد سنگهای آتشفشانی بازیک دیده می شوند. این سنگها، بطور عمده، بازیک هستند و بافت پرفیری دارند. بلورهای اولیه از جنس پلاژیوکلازهای کلسیک بوده اند که زیر تأثیر دگرسانی به آلبیتهای ثانوی + کلسیت + سریسیت + کلریت تبدیل شده اند. زمینه این سنگها دارای بافت جریانی است و سرشار از کانی های اوپاک است. پلاژیوکلازهای زمینه نیز آلبیتی شده اند. از کانی های مافیک اولیه اثری بجا نمانده و همه آنها به کلریت و کانی های اوپاک تبدیل شده اند. این سنگها نیز دارای یک فولیاسیون ضعیف هستند. در بسیاری از برونزدها شواهدی یافت می شود که نشان می دهد فوران ماگمای بازیک زمانی رخ داده که نهشته آهکی هنوز سخت نشده بوده اند. آمیخته شدن شیشه های قلیایی با این نهشته ها، رخساره ای همانند pepperite ها را پدید آورده است. مرمرهای نزدیک دری دارای قطعات سبز رنگی از جنس همین سنگهای قلیایی دگرگون شده هستند. گمان می رود که سنگهای بازیک اولیه از جنس آندزیت های پرفیری بوده اند. مطالعه پتروگرافی کالک شیستهای ماموله- دری نشان می دهد که این سنگها دارای بافتها و ساختهای متنوعی هستند. دسته ای از آنها مرمرهای دگرگونه اند. بسیاری دارای بافت میلونیتی بسیار مشخص اند. پرفیروکلاستهای کربناتی در زمینه ای ریزدانه و خرد شده دیده می شوند که فولیاسیون گرداگرد آنها می چرخد، برخی دیگر از این سنگها مانند آنچه که در دهکده دری دیده می شود، دارای پر فیروکلاستهای قطعات سنگهای آتشفشانی بازیک هستند. کالک شیستها که از دگرگونی و دگرشکلی آمیزه ای از نهشته های کربناتی و پلیتی پدید آمده اند دارای ساخت نواری اند. این نوارها دارای دو لیتولوژی مشخص هستند. یکی نوارهای سرشار از کربنات و دیگری نوارهای سرشار از شیل. در برونزد های این واحد، نوارها بشدت چین خورده اند و چین هایی با یالهای Transposed پدید آمده است که بطور عمده برونزدها

یک فولیاسیون مشخص پیدا کرده اند. چین ها، بطور عموم، از نوع هم شیب تخت هستند. پاراژنز دگرگونی این سنگها عبارتند از:

Calcite + Chlorite + Muscovite + Quartz + Opaque mineral

شیلهای دگرگونه، سنگهایی بسیار دانه ریز و تیره رنگ هستند که بصورت نوارهای کم ضخامت درون کالک شیستها دیده می شوند. این سنگها دارای قطعاتی به اندازه سیلت هستند که، بطور عمده، از جنس کوارتز و فلدسپات هستند. درون بعضی از آنها قطعات زاویه دار آهکی دیده می شود. حجم قابل ملاحظه ای از این واحد را برشهای آهکی ناهمگن تشکیل می دهد. این سنگها، بطور عمده، از قطعات زاویه دار آهکی با بافت های مختلف، آهکهای ماسه ای، قطعات زاویه دار دولومیتی، ماسه سنگ، آهک های میکریتی بسیار دانه ریز با سیمان شیلی آهکی تشکیل شده اند. بر اثر دگرشکلی تا اندازه ای جهت یافتگی پیدا کرده اند. آهک های ماسه ای و آهک های رسی ماسه ای از دیگر انواع سنگ های این واحد هستند. این سنگ ها، بطور عمده، از کلسیت تشکیل شده اند که در درون آن قطعات آواری کوارتزها و فلدسپاتها زاویه دار دیده می شود. بعضی از این سنگ ها آغشته به شیل هستند و لذا بهتر است آنها را آهک های رسی ماسه ای نامید.

از مطالعه این مجموعه چنین بر می آید که این واحد دارای ویژگی های نهشته های آشفته (توربیدیت) باشند.

واحد اسلیت های سیف ($MZ^{sh}_{4.s}$)

سطح تماس این واحد در بسیاری از نقاط با واحد پیشین گسلیده است ولی در بعضی از برونزدها مانند برونزد سیف بالا و جشنی آباد، این سطح تماس به نسبت عادی است و تا باختری ترین مناطق محدوده برگه مریوان این وضعیت قابل ردیابی است. این واحد بی گمان از دگرگونی و دگرشکلی رسوبات پلیتی پدید آمده است. در درون این واحد مقدار کمی آهک نیز دیده می شود. تغییر رخساره واحد پیشین به اسلیت های سیف تدریجی است. کانی های دگرگونی قابل تشخیص این سنگها عبارتند از موسکویت، کلریت، کوارتز، کانی های اوپاک و مقدار کمی کلسیت.

آهک های انجیران (واحد Mz_5^l)

این واحد آهکی یکی از مشخص ترین برونزدهای آهک های توربیدیتی است که از باختری ترین مناطق شمال باختر مریوان تا نزدیکی چالی شور برونزد دارد. برآورد ضخامت این واحد به دلیل چین خوردگی میسر نیست ولی گمان می رود که ضخامت آن بیش از یک هزار متر باشد. این واحد از آهک های نازک لایه خاکستری تیره با میان لایه های بسیار نازکی از شیل تشکیل شده است. این ردیف آهکی افزون بر چین های خوابیده با یالهای تخت، سپس تحت تأثیر تنش هایی قرار گرفته و ساخت های بسیار مشخص و کلاسیک شکنی (Kink) در آن نمایان شده است.

از این آهک های مجموعه فسیلی زیر بدست آمده است:

Rotalia sp., Lockhartia sp., echinoid spine, bryozoans, algal fragments, Hedbergella sp., oligosteginids, rudist debris, textulariids, charophyta, Globotruncana sp., Globotruncana lapparenti, Globotruncana arca, Lenticulina sp., Globotruncana falsostuarti, Heterohelix sp., Globotruncana cf. carinata, radiolarians, Globotruncana primitive, Globotruncana bulloides, Globotruncana fornicate, Ticinella cf. roberti, Rotalipora subticinensis, Globigerinelloides cf. bregiensis, Rotalipora cf. ticinensis, Biglobigerinella barri, Globigerinelloides algeriana,

پرتوآذر بر این باور است که سن این مجموعه را می توان به Coniacian- Santonian نسبت داد.

کمپلکس توت سرخان (واحدهای $Mz_{6\text{-}Ts}$ و Mz_6^v و Mz_6^l)

این مجموعه که بنام دهکده توت سرخان، شمال خاور مریوان، نامگذاری شده است بخش بزرگ شمال، شمال خاور و خاور این برگه را پوشش می دهد. این مجموعه به احتمال بسیار قوی روی یک سطح فرسایشی، که واحدهای پیشین را در ترازهای مختلف بریده، نهشته شده است. در همه برونزدها، بخش زیرین این واحد از توربیدیت های بسیار تیره رنگ از جنس ماسه سنگ، کنگلومرا و شیل با ساخت ها و بافت های کلاسیک توربیدیتی تشکیل شده است. در بسیاری از برونزدهای شمال شیخ عطار، سعدوسلیمان، عیسی اوله، چالی شور و گردنه قموشالان ساخت های Convolute bedding و Contorted bedding و لایه بندی دانه تدریجی Graded bedding دیده می شوند. ریزش قطعاتی از سنگ های آذرین خروجی بصورت لاپیلی و بمب نیز در این بخش دیده می شود. این توربیدیت

های تیره رنگ زمینه اصلی مجموعه توت سرخان را تشکیل می دهند. در این مجموعه دو نوع لیتولوژی دیگر در ترازهای گوناگون چینه نگاشتی دیده می شود که عبارتند از:

- سنگ های آتشفشانی بازیک و هم ارزهای آذرآواری آنها (واحد Mz_6^v)

- سنگ نهشته رسوبات آهکی توربیدیتی (Mz_6^l). برونزدهای این دو واحد همیشه بصورت عدسی ها، لایه ها، توده های گسسته اند که در هیچ موردی نمی توان یک ردیف چینه نگاشتی مشخصی را برای این لیتولوژی ها تعریف نمود. سنگ های آتشفشانی- گدازه ها و آذرآواری های معادل آن- بطور عموم از جنس آندزیت پرفیری هستند که کمی ریوداسیت یا کوارتز پرفیری با ترکیب ریوداسیتی آنها را همراهی می نماید که در آنها از برتری چشمگیر برخوردارند. مشخص ترین برونزد این سنگ ها در مناطق مشلواز، خاور، شمال خاور بسطام و شمال انجیران است. در برونزدهای شمال انجیران شواهد بسیار مشخصی از آمیزش ماگمایی (Magma mixing) دیده می شود که استحقاق پژوهش های عمیق تری دارد. در این برونزدها آمیزش ماگماهای آندزیتی و ریوداسیتی به وضوح دیده می شود. آندزیت ها به گونه ای گسترده پروپیلیتی شده اند، آنچنان که بسیاری از برونزدها به سنگ های سبز رنگ حاوی مقادیر متعنابهی اپیدوت دگرسان شده اند. جالب توجه آنکه این سنگ ها در نزدیکی های زون های برشی بسطام به شیست های سبز دارای یک فولیاسیون بسیار مشخص دگرگونی تبدیل شده اند. در همین مناطق ماسه سنگ ها و شیل های تیره رنگ نیز به سنگ های دگرگونی تبدیل شده اند. این شواهد نشان می دهد که به احتمال قوی سنگ های اولیه زون برشی میلونیتی شمال برگه مریوان همین مجموعه توت سرخان هستند. آندزیت های پروپیلیتی شده واحد Mz_6^v بطور عموم دارای بافت پرفیری هستند. بلورهای اولیه از جنس پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (اوژیت و Diopsidic Augite) هستند. زمینه سنگ ها، بطور عمده، از بلورهای ریز پلاژیوکلاز سدیک و کمی فلدسپات آلکالن به همراه بلورهای ریز کلینوپیروکسن و کانی های اوپاک تشکیل شده است. بافت زمینه جریانی، اینترگرانولار تا اینترسرتال است. در بسیاری از نمونه ها کلینوپیروکسن ها دگرسان شده به مجموعه ای از:

chlorite + calcite ± pumpellyite ± prehnite + opaque minerals

تبدیل شده اند و پلاژیوکلازهای کلسیک (آندزین- لابرادوریت اولیه) به مجموعه ای از:

calcite + albite (new generation) ± epidote ± pumpellyite ± prehnite ± chlorite

تبدیل شده اند. بافت بادامکی در این سنگ ها بسیار زیاد دیده شده است. بادامک ها اغلب با کانی های ثانوی مانند پومپلی ایت، پرهنیت، کلریت و کلسیت پر شده اند. آپاتیت بصورت بلورهای به نسبت بلند و باریک همراه کلسیت کانی های فرعی این سنگها را تشکیل می دهند. توف های همراه این گدازه ها در بسیاری از موارد از نوع توفهای پومیسی هستند. در بسیاری از این گدازه ها، مانند برونزد سعدوسلیمان، ساخت ستونی (columnar jointing) بوضوح دیده می شود. بنظر می رسد که گدازه های آندزیتی به همراه خود مذاب های کربناتی ناآمیختنی (Immiscible Carbonate melt) را بیرون ریخته‌اند زیرا در بعضی از این گدازه‌ها کربناتها در خمیره سنگ رابطه پایداری با زمینه دارند. این موضوع می‌تواند محور پژوهش بنیادی قرار گیرد خصوصاً آنکه در بسیاری از برونزدها، این گدازه‌ها رابطه ای بسیار نزدیک با سنگهای کربناته دارند. گویاترین نمونه این پدیده را در کوهستان مشلواز می‌توان مشاهده کرد. بنظر می‌رسد که این مجموعه یک دگرگونی پیشرونده از رخساره پرهنیت- پومپلی‌ایت تا اوائل رخساره شیست سبز را تحمل کرده باشد. پاراژنز پرهنیت- پومپلی‌ایت بیشتر در مناطق شمالی و شمال خاوری که از نظر موقعیت چینه‌نگاشتی بالاتر از مناطق جنوبی، جنوب خاوری و باختری قرار دارند، گسترش یافته و هم زادی یا هم آیندی رخساره شیست سبز در بخش‌های ژرف تر- مانند کوه مشلواز و انجیران پدید آمده است. آذرآواری‌های همراه این سنگ‌های آتشفشانی بیشتر از نوع Pumiceous tuff و Crystal and lithic tuff هستند. احتمال می‌رود که بخش عمده‌ای از اجزاء تشکیل‌دهنده ماسه‌سنگها و شیل‌های سیاه که زمینه اصلی این کمپلکس را تشکیل می‌دهند خاکسترها و توف‌های وابسته به این فعالیت ماگمایی باشند. ریوداسیت‌های این مجموعه اغلب بصورت گنبدهای کوچک مقیاس، جدایش ناپذیر در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) دیده شده اند. بیشتر آنها با وجود بلورهای بسیار بزرگ کوارتزهای بی‌پیرامیدال شناخته می‌شوند. بافت آنها پورفیری است و بلورهای اولیه عبارتند از کوارتز و

پلاژیوکلاز (اولیگوکلاز- آندزین) و کمی فلدسپات آلکالن. زمینه این سنگها، بطور عمده، کلسیک است و از مجموعه فلدسپات آلکالن، پلاژیوکلاز، کوارتز، کانیهای اوپاک، زیرکن و آپاتیت تشکیل شده است. شاید این سنگها را بتوان ریوداسیت نامید. نامگذاری دقیق آنها منوط به انجام تجزیه‌های شیمیایی می‌باشد. کانی‌های مافیک این سنگها بطور قطع از نوع آمفیبول بوده‌اند (باتوجه به شکل کاذب باقیمانده) ولی در اثر دگرگونی به مجموعه‌ای از اپیدوت+ اسفن+ کانی اوپاک+ کلریت تبدیل شده‌اند. با نزدیک شدن به زون میلونیتی شمالی، این سنگها و آندزیت‌ها جهت‌یافتگی و بافت پرفیروکلاستیک می‌گیرند. فولیاسیون میلونیتی دور بلورهای بزرگ کوارتز چرخیده و کوارتزهای ماگمایی خاموشی موجی پیدا کرده و در بعضی از موارد تکه تکه شده‌اند. پلاژیوکلازهای اولیه در بسیاری از موارد به سریسیت و اپیدوت (بویژه بخش مرکزی و کلسیک آنها) تبدیل شده‌اند.

از عدسی‌ها و لایه‌های آهکی این مجموعه، فسیل‌های زیر بدست آمده است:

Textulariids, miliolids, crinoids, echinoids, globigerinids, Operculina sp., oligosteginids, rudist fragments, Hedbergella sp.,charophyta

بنظر پرتوآذر این مجموعه فسیلی را که، بطور عمده، از آهک‌های بیوکلاستیک، بیومیکریتی بدست آمده می‌توان به کرتاسه پسین- پالئوسن پیشین نسبت داد.

مجموعه زون برشی بسطام (My^l, My^v, My^{ph}, My^d, My^r, My^{sh}, My)

این مجموعه با راستای همگانی N70E (شمال خاوری- جنوب باختری) از نزدیکی بسطام، شمال محدوده برگه مریوان، آغاز و تا نزدیکی‌های شهر بانه گسترش دارد. بطور یقین این مجموعه دارای همه ویژگی های ماکروسکوپی، مزوسکوپی و میکروسکوپی میلونیت‌ها است.

مهمترین مسائل این مجموعه سن پروتولیت و سن دگرگونی آن است. شواهد صحرایی گویای آن است که لیتولوژی اولیه این میلونیت‌ها همان مجموعه توت سرخان است. نوگل سادات (۱۳۵۳) بر این باور است که پروتولیت این مجموعه به پالئوزوئیک تعلق دارد. تمامی تلاش ها برای یافتن آثار فسیلی قابل استفاده تاکنون بی‌نتیجه مانده است. از این رو، مسئله سن پروتولیت هنوز حل نشده باقیمانده است ولی شواهد صحرایی و میکروسکوپی جملگی دلالت بر آن دارند که همه میلونیت‌ها در حقیقت مجموعه لیتولوژیکی توت سرخان هستند که در این زون برشی از نو ساختار دوباره یافته اند.

مطالعه ساخت‌ها و بافتهای این مجموعه لیتولوژیک به نتایج زیر راه یافته است:

تمامی سنگهای اسید میلونیتی شده (My^r) یا کوارتز پرفیرهای ریوداسیتی هستند یا معادل عمیق‌تر آن یعنی گرانودیوریت. هنوز بافت‌های ماگمایی مانند بافت پرفیری در کوارتز پرفیرها قابل رؤیت هستند.

تمامی سنگها دارای بافت پرفیروکلاستیک هستند و پرفیروکلاست‌ها یا از جنس قطعات سنگهای اولیه اند یا از جنس کانی‌های اولیه ماگمایی. زمینه بسیاری از سنگها دارای کانی‌های صفحه‌ای مانند مسکویت و کلریت هستند که در اثر تنش‌های تکتونیکی در تیغه‌های نازک تجمع یافته‌اند و در حقیقت نوعی جدایش مکانیکی (mechanical segregation) در کانیهای صفحه‌ای رخ داده است. این پدیده در ریولیت‌های میلونیتی شده به خوبی قابل رؤیت است.

در سنگهای اسید میلونیتی شده (My^r) پرفیروکلاست‌های اپیدوتی دیده می‌شود که بخوبی نشان از تقدم این کانی‌ها نسبت به فولیاسیون دگرگونی دارد. لازم به یادآوری است که در ریولیت‌های کمپلکس توت سرخان شرح داده شد که کانیهای مافیک (هورنبلند) در اثر دگرسانی به اپیدوت تبدیل شده‌اند. وجود اپیدوت پیش از فولیاسیون میلونیتی نشان از آن دارد که نخست این ریولیت‌ها دگرسان و سپس میلونیتی شده‌اند. این شاهد دلیل دیگری است بر اینکه سنگ اولیه میلونیت‌ها به احتمال همان کمپلکس توت سرخان به سن کرتاسه بالایی تا اوائل پالئوسن است.

در بسیاری از پرفیروکلاست‌های بزرگ مقیاس که بصورت توده‌های بزرگ کمتر دگرگونه در درون زون میلونیتی دیده می‌شوند، بافت و ساخت سنگها شباهت بی چون و چرا با مجموعه‌های لیتولوژیکی کمپلکس توت سرخان دارد. در این میان سنگهای ولکانیک آندزیتی مثال‌زدنی هستند که دارای ساخت و بافت‌های ماگمایی همانند سنگهای

آندزیتی کمپلکس توت سرخان می‌باشند. در معادل دگرگونه و میلونیتی شده این سنگها مجموعه کانی‌های زیر تشکیل شده است:

Chlorite + epidote + Calcite + Quartz +Albite (New generation)+opaque minerals + Sphene + Stilpnomelane ±Actinolite

قابل ذکر آنکه در این سنگها نیز دو نسل اپیدوت دیده می‌شود؛ یک نسل پیش از فولیاسیون و یک نسل همراه فولیاسیون میلونیتی. پرفیروکلاست‌های کوچک مقیاس سنگهای بازیک دگرگون شده شیست‌های سبز واحد (My^v) بافت‌های ماگمایی پرفیری خود را حفظ نموده‌اند.

در سنگهای کربناتی میلونیتی شده My^l و My^d دو گونه دانه‌بندی کانی‌های کربناتی قابل مشاهده است. اولین نسل کربناتها دانه درشت است و فولیاسیون ندارند. نسل دوم کربناتها (کلسیت یا دولومیت) ریزدانه هستند و جهت‌بندی ترجیحی (Preferred orientation) دارند که بلورهای نسل اول را دور می‌زنند.

سنگهای پلیتی (شیل و سیلت‌استون‌ها) اولیه در اثر دگرشکلی به فیلیت و فیلونیت (Phyllonite) و شیلهای سیاه اولیه به فیلیت و اسلیت‌هایی تبدیل شده‌اند که ویژگی های کانی‌شناختی اولیه خود را تقریباً حفظ کرده اند ولی همه کانی‌ها به شدت جهت‌یافتگی پیدا کرده‌اند. شباهت این سنگها به شیل‌های سیاه کمپلکس توت سرخان بسیار شایان توجه است. درباره سن دگرشکلی و دگرگونی میلونیتی این مجموعه تنها می‌توان بدین بسنده کرد که این رویدادها پس از شکل‌گیری پروتولیت رخ داده اند. اگر پروتولیت را کمپلکس توت سرخان بدانیم بی گمان این رویداد در زمانی درون ترشیری به وقوع پیوسته است. اگر برای این کمپلکس پروتولیت پالئوزوئیک را در نظر بگیریم داوری درباره سن دگرشکلی و دگرگونی میلونیتی تا پیش از انجام مطالعات سن‌یابی مطلق (ژئوکرونولوژی) غیرقابل انجام است.

مجموعه‌های دگرگونی همبری (واحدهای SK-Hf, Hf-Sk)

این مجموعه‌ها بخش اعظم برونزدهای باختر و شمال باختر دریاچه زریبار را تشکیل می‌دهند. بخش بزرگتری از این سنگها اسکارنها، مرمرها و هورنفلس‌ها هستند که از دگرگونی سنگهای آهکی، رسی و مارنی بوجود آمده‌اند. اسکارنها دارای ساخت و بافت‌هایی هستند که نشان می‌دهد سنگ اولیه آنها به احتمال بسیار قوی توربیدیت‌های آهکی مزوزوئیک زون سنندج- سیرجان، بویژه واحدهای $Mz_2^{l.sh}$ و $Mz_{3.dm}^{c.s}$، هستند. ارتباط اولیه این مجموعه‌ها را با مجموعه‌های مزوزوئیک زون سنندج- سیرجان گسله‌های شمالی- جنوبی واقع در خاور و باختر دریاچه زریبار، قطع کرده اند. از این روی، با اطمینان نمی‌توان نسبت به ماهیت لیتولوژی اولیه آنها اظهار نظر نمود. این مجموعه‌ها را از نظر لیتولوژی به دو بخش می‌توان تقسیم کرد:

- واحد Hf-Sk که در آن چیرگی هورنفلس بر اسکارن چشم‌گیر است و

- واحد Sk-Hf که برتری نسبی اسکارن بر هورنفلس قابل ملاحظه است. علت اصلی دگرگونی همبری در این مجموعه نفوذ توده گرانیتی کانی‌میران است که افزون بر رخنمون اصلی توده کانی‌میران در سراسر سلسله کوه هایی که از باشماق آغاز می شوند و تا مناطقی از نگل دنباله دارند، آپوفیزهایی از این گرانیت در درون اسکارنها و هورنفلس‌ها دیده می‌شوند. باید یادآوری کرد که نفوذ گابروهای انجمنه به درون مجموعه‌های مزوزوئیک زون سنندج- سیرجان نیز در تکوین اسکارنهای ورقه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ مریوان و پاوه تأثیری بسزا داشته است. نفوذ مذابهای گرانیتی به درون سنگهای پلیتی افزون بر آنکه این سنگها را تبدیل به هورنفلس کرده است، در مناطق بلافصل توده های گرانیتی با سنگهای پلیتی داد و ستد متاسوماتیکی داشته و هورنفلس را فلدسپاتیزه و در مواردی آنها را بکلی تبدیل به نوعی گرانیت پرفیری نموده اند.

در مجموعه های هورنفلس و اسکارن واحدهای Hf-Sk و Sk-Hf ساخت و بافت های متنوعی دیده می شوند که عبارتند از: - ساخت لایه ای نازک لایه و لامینه ای مربوط به رسوبات اولیه

- چین های هم شیب و تخت که یالهای بریده و ترانهشته (Transposed) دارند که این فاز دگرشکلی بطور قطع پیش از دگرگونی همبری روی داده است زیرا مطالعه مقاطع نازک این اسکارنها و هورنفلس کوچکترین نشانی از

جهت یافتگی کانی ها ندارند. این فاز دگرشکلی، سنگ های اولیه این مجموعه را واجد نوعی فولیاسیون کرده است که دگرگونی همبری تنها آثاری از این فولیاسیون را نگهداشته است.

- دگرشکلی شکنای پس از دگرگونی همبری در بسیاری از برونزدها، بویژه برونزدهای نزدیک زون گسلی باختر دریاچه زریبار، باعث پیدایش یک فولیاسیون جدید با روند همگانی N20W در هورنفلس ها و اسکارنها و یک دگرگونی قهقرایی در آنها شده است. این فولیاسیون بیشتر در امتداد زونهای شکستگی تشکیل شده و ماهیتاً یک سطح کلیواژ بسیار نزدیک به هم در این زونها می باشد. این دگرشکلی به تقریب دارای روندی موازی فولیاسیون اولیه اسکارنها و هورنفلس ها است. مجموعه کانیایی اسکارنها به قرار زیر است:

Fassaite ± Dioposide ± Wollastonite + Ugrandite garnet (grossularite – Andradite) ± Actinolite ± Biotite + Plagioclase + Quartz + Calcite + Alkalifeldspar ± Scapolite + Hornblende + Sphene ± Opaque mineral

از بررسی ۸۰ نمونه اسکارن معلوم شد که Fassaite کانی چیره بسیاری از اسکارنها است که همراه پلاژیوکلاز + کلسیت + کوارتز + فلدسپاتهای قلیایی تشکیل شده است. این کانی شناسی به خوبی نشان می دهد که سنگ اولیه این اسکارنها نوعی رسوبات آهکی- شیلی بوده است. ولاستونیت بسیار بندرت دیده می شود. گرونا نیز تنها در بعضی نوارهای نازک دیده می شود. بافت میکروسکوپی این سنگ ها گرانوبلاستیک ریزدانه همگن و در بعضی موارد اندازه دانه ها ناهمگن است. نوار تک کانیایی متشکل از فاسائیت یا گرونا و یا ولاستونیت دیده شده است. بعضی از نوارهای رسی همراه این اسکارنها در حین دگرگونی تبدیل به هونفلس های کردیریت + آندالوزیت دار شده اند. کانی های آبدار مانند بیوتیت، آکتینولیت و هورنبلند بطور مشخص به خرج کانی های اولیه بوجود آمده اند. چنین رابطه ای به احتمال قوی نشانه آنست که پاراژنز خشک این سنگ ها به هنگام نفوذ گابرو در واحدهای مارنی، آهکی و رسی مزوزوئیک تشکیل شده و وقتی که گرانیت در این سنگها نفوذ نموده پاراژنزهای هیدراته به خرج کانی های اولیه بوجود آمده اند. هورنفلس سنگهایی تیره رنگ هستند که فولیاسیون ندارند. پاراژنز کانیایی این سنگ ها محدود است و از همراهی این کانی ها پدید آمده است:

Cordierite + Andalusite + Biotite + Quartz + Alkalifeldspar + Zircon + Tourmaline

بیشتر آنها دارای بافت پرفیروبلاستیک (Porphyroblastic) با زمینه گرانوبلاستیک هستند. در آنهایی که زیر تأثیر دگرگونی قهقرایی قرار گرفته اند؛ مانند هورنفلس های نزدیک زون گسلی باختر دریاچه زریبار، پاراژنز کلریت و موسکویت به خرج کردیریت، بیوتیت و آندالوزیت پدید آمده است. رخساره دگرگونی اسکارنها را می توان پیروکسن هورنفلس بحساب آورد.

مجموعه های زون روراندگی (واحدهای K_u^v و OM)

مراد از زون روراندگی پهنه ای است که در یک امتداد شمال باختری- جنوب خاوری از پایانی ترین بخش جنوب باختری این برگه تا نواحی خاور سروآباد در برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ پاوه امتداد دارد و واجد یک ساختار فلسی (Imbricate structure) است. در این ساختار فلسی تراشه هایی از افیولیت ها، سنگ های آتشفشانی کرتاسه بالایی، توربیدیت های ائوسن، مجموعه های رسوبی اولیگومیوسن، تراشه هایی از سرپانتینیت رخنمون دارند. در این برگه بخشی از سنگ های آتشفشانی کرتاسه بالایی و رسوبات همراه آن (واحد K_u^v) و باریکه ای از سنگ های رسوبی اولیگومیوسن و یک توده گابرویی رخنمون دارند. اسکارنهایی که شرح آن رفت با کنتاکت گسلی بر روی مجموعه زون روراندگی رانده شده اند.

سنگهای آتشفشانی کرتاسه بالایی (K_u^v)

این واحد از کنار مرز عراق تا نزدیکی های اسکول بالا و اسکول پایین (برگه پاوه) ادامه دارد و ارتفاعات کوه ریخته گران، بطور عمده، از سنگ های آتشفشانی این واحد پدیدار شده است. لیتولوژی چیره در این مجموعه، گدازه های بازیک پروپیلیتی شده اند که مقدار کمی آهک های پلاژیک قرمز رنگ و سبز رنگ آنها را همراهی می نمایند. آهک های پلاژیک بصورت عدسی های کم پهنا در درون این گدازه دیده می شوند. از این آهک ها مجموعه فسیلی زیر بدست آمده است:

Globotruncana gansseri, Globotruncana sturati, Globotruncana sp., Hedbergella sp., Heterohelix sp., Globotruncana arca, Globotruncana cf. stuarti, Globotruncana elevate, Gavelinella sp.

این مجموعه فسیلی را می توان به Maestrichtian- Campanian نسبت داد. گدازه های این واحد یا بصورت گدازه های بالشی و یا گدازه های متراکم (Massive) هستند. مهمترین ویژگی این گدازه ها دگرسانی شدید پروپیلیتی آنهاست که از این نظر شباهت بی چون و چرایی بین این گدازه ها و گدازه های درون مجموعه توت سرخان به چشم می خورد. اپیدوتی شدن بسیار شدید این گدازه ها در مواردی آنها را به اپیدوزیت (Epidosite) تبدیل نموده که مجموعه ای از کانی های زیر در آن دیده می شود:

Epidote (Pistachite) بسیار زیاد+ Quartz + Albite + Chlorite + Sphene + Leucoxene + Opaque mineral (Sulfides)

گدازه ها دارای بافت افیتیک هستند و بطور عمده از پلاژیوکلازهای دگرسان شده و کلینوپیروکسن تشکیل شده اند. پلاژیوکلازها بر اثر دگرسانی سدیک تر شده اند و افزون بر آن بخش کلسیک آنها تبدیل به سریسیت شده است. کلینوپیروکسن به احتمال از نوع اوژیت دیوپسیدیک (Diopsidic Augite) است و در بسیاری از موارد به مجموعه ای از:

Chlorite + Quartz + Sphene + Opaque mineral (ilmenite)

تبدیل شده است. کلریتی شدن بخش هایی از پلاژیوکلاز که در مجاورت پیروکسن ها بوده اند نیز عمومیت دارد. کانی های فرعی این سنگ ها عبارتند از کانی های اوپاک (به احتمال قوی تیتانومنیتیت و ایلمنیت) که از اطراف به اسفن تبدیل شده اند و آپاتیت. در بعضی از برونزدها دگرسانی کلریتی شدن بسیار پیشرفته است و همه کلینوپیروکسن ها را از میان برده و پلاژیوکلازها نیز کلاً به مجموعه ای از اپیدوت + آلبیت (نسل جدید) + کوارتز تبدیل شده اند، آنچنانکه این سنگها به نوعی گرین استون با پاراژنز زیر تبدیل شده اند:

albite + chlorite + epidote + quartz + sphene + opaque mineral

این مجموعه آتش فشانی در زون های روراندگی تحت تأثیر نیروهای برشی و سیالات قرار گرفته و به نوعی گرین شیست با پاراژنز:

chlorite + epidote + quartz + calcite + sphene + opaque mineral

تبدیل شده اند که یک فولیاسیون بسیار مشخص نیز پیدا کرده اند. شاخص ترین برونزد این پدیده ها در زون گسلی سردوش دیده می شود و بزرگترین برونزد آن به نام واحد RM (سنگ های دگرگونی قهقرایی) نامگذاری شده است.

اولیگومیوسن (واحد OM)

باریکه از یک مجموعه رسوبی به سن اولیگوسن بالایی- میوسن پایینی در منتها الیه جنوب باختری محدوده این برگه نزدیک نوار مرزی رخنمون دارد که بر روی مجموعه مزوزوئیک دزلی- پاوه رانده شده است. حد بالایی آن نیز روراندگی واحد K_u^v است. این نهشته ها با کنگلومرا و ماسه سنگ آغاز و تناوبی از آهک های رسیفی، مارن، ماسه سنگ و کنگلومرا به دنبال آن تشکیل شده است. این مجموعه رسوبی را هم ارز سازند قم دانست. آهک های داخل این رسوبات، بطور عمده، از نوع بیومیکریت و Boundstone و بیوکلاستیک، میکریت هستند که از آنها مجموعه فسیلی زیر بدست آمده است:

Coral, ostracod, echinoid spine, shell and algal fragments, Globorotalia cf. nana, Amphistegina sp., Operculina sp., Globigerina venezuelana, Miogypsina sp., Globigerina sp., Ethelia Alba, miliolids, Faverina sp., Textularia sp., Cyanophytes sp, Planorbulina sp., Neoalveolina sp., gastropoda, Celleropora sp., Tubucolaria sp., Metagoniobthon gaschei, Ditrupa sp., cf. Coralina sp.

این مجموعه فسیلی را می توان به الیگوسن پسین- میوسن پیشین نسبت داد.

رسوبات دریاچه ای (Q^{La} و Q^{g})

بخشی گسترده از مناطق شمال، خاور، باختر و جنوب دریاچه زریبار و مناطق خاور مریوان از نهشته هایی پوشیده شده اند که در حال حاضر بیشتر زمین های زراعتی بر روی آنها پهن شده اند. ماهیت این نهشته ها تنها در برش ها و محل های خاک برداری مشخص می شود. این حوضه رسوبی تا مناطق دری سه راه حزب الله و شیخ کوره در منطقه زیر پوشش برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ پاوه کشیده شده است. در کارگاههای روباز کارخانه های آجرسازی سه راه

حزب الله برش هایی از این رسوبات دیده می شوند. این رسوبات عبارتند از تناوب ماسه، رس، Loam، سیلت با ساختار سالچینه ای (Varved). سالچینه ها با تغییر رنگ و بافت بسیار مشخص هستند. در برش ها افق های هوازده متعددی نیز دیده می شود. بی گمان این حوضه رسوبی در اوائل هولوسن بر اثر عملکرد گسل های متعددی که مهمترین آنها گسل های شمالی- جنوبی باختر و خاور دریاچه زریبار و گسل های خاوری- باختری و گسل های شمال باختری- جنوب خاوری هستند؛ تکوین یافته است. این سنگ نهشته ها را بی گمان باید نوعی رسوبات دریاچه ای آب شیرین (Q^{La}= Lacustrine) نامید. این سنگ نهشته ها ریزدانه به تدریج به نهشته های بسیار درشت دانه با دانه بندی نامنظم کنار کوهپایه ها تبدیل می شوند که با نماد Q^g نشان داده شده اند. به احتمال بسیار قوی این رسوبات دانه درشت در محل های ورودی آبهای جاری به این حوضه نهشته شده اند. مطالعات انجام شده بر روی ماهیت این رسوبات دانه درشت نشان می دهند که این نهشته ها نوعی رسوبات حاصل از ذوب یخچال ها هستند. وجود ساختارهایی مانند دره های U شکل و سیرک های یخچالی در مناطق شمال خاور پاوه و خاور سه راهی حزب الله در کوهپایه های کوه پیازه همگی دلالت دارند بر ارتباط این رسوبات با فرایندهای انهدام یخسارها (Glacier) در اوائل هولوسن و ایجاد یک حوضه رسوبی آب شیرین که دریاچه زریبار (Q^l و Q^m) از بقایای آن است.

رسوبات بستر رودخانه های عصر حاضر (Q^{la})

این رسوبات جوانترین رسوباتی هستند که در منطقه دیده شده اند که در بستر رودخانه های عصر حاضر بجا مانده اند.

توده های نفوذی

توده گرانیتوئیدی کانی میران (واحد Gr)

این توده گرانیتی در شمال باختر دریاچه زریبار رخنمون دارد و بنام دهکده کانی میران، واقع در قلب توده گرانیتوئیدی، نامگذاری شده است. این توده که با هورن فلس ها و اسکارنهای واحدهای Hf-Sk و Sk-Hf در تماس است، بی گمان بخشی از یک توده بسیار بزرگتری است که زیر همه کوههای گناو، قوچلو، کله گرگ، ولگور و میرحاجی در محدوده برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ مریوان و کوهستانهای شمال سروآباد، انجمنه، سرنژمار و کال بالا و پایین با روند همگانی شمال باختری- جنوب خاوری، وجود دارد. آپوفیزهایی از این گرانیت در همه رخنمون های اسکارنی کوهستانهای یاد شده دیده شده که به علت پوشیدگی منطقه از جنگل و محدودیت و کوچک بودن برونزدها نشان داده نشده اند. در حقیقت برخاستگی (Uplift) لبه خاوری کوهستانهای میرحاجی دگرسانی و قوچلو (مناطق باختر دریاچه زریبار) در اواخر ترسیری و فرسایش روباره، توده کانی میران را پدیدار ساخته است. مسئله بسیار با اهمیت در باره این توده نفوذی رابطه آن با اسکارنها و هورن فلس ها است. آیا این اسکارنها و هورن های گسترده معلول نفوذ گرانیت هستند یا به عامل دیگری باید آنها را وابسته دانست. بررسی های زمین شناختی در برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ پاوه نشان داد که عامل اصلی بوجود آوردنده دگرگونی همبری در این مناطق نفوذ توده های گابرویی به بخش های زیرین مجموعه های مزوزئیک سنندج- سیرجان است. می توان چنین انگاشت که نفوذ این توده به پوسته زون سنندج- سیرجان موجب ذوب بخشی قسمت های زیرین این زون شده و گرانیتوئیدها حاصل تبلور ماگمای حاصل از این ذوب بخشی باشند. با اینکه این فرضیه محتمل ترین انگاره در باره خاستگاه این گرانیت ها است ولی فقدان شواهد مستقیم این پدیده، فرضیه یاد شده را در حال حاضر بصورت پیشنهاد مطرح می نماید. گابروهای نفوذی در این پهنه در مناطق باختری و جنوبی باختری انجمنه، تماس مستقیم با اسکارنها دارند و بی گمان بخش عمده ای از اسکارنها بر اثر نفوذ این گابروها بدست آمده اند. وجود بیوتیت و کانی های هیدراته دیگر (مانند هورنبلندها و آکتینولیت ها) که به خرج کانی های بی آب بوجود آمده اند بی گمان فرآورده نفوذ گرانیتوئیدهایی است که پس از نفوذ گابرو مجموعه اسکارنها و هورن فلس ها را تحت تأثیر قرار داده اند. فلدسپاتی شدن بسیاری از هورنفلس ها در پیرامون توده گرانیتوئیدی کانی میران و تبدیل موضعی هورنفلس به گرانیتوئیدهای متاسوماتیک از دیگر پدیده هایی است که تقدم گابروها را بر گرانیتوئیدها روشن می سازد.

گرانیتوئیدهای کانی میران از دیدگاه سنگ شناختی بیتوتیت گرانودیوریت هستند. بافت آنها در بسیاری از موارد هیپیدیومورفیک گرانولار است که تحت تأثیر تنش های برشی قرار گرفته و بیشتر کانی ها دارای خاموشی موجی هستند. بیشتر پلاژیوکلازهای اولیه شکل دار هستند و بقیه فلدسپاتها و کوارتزها بی شکل هستند. برتری چشمگیر پلاژیوکلازها بر فلدسپاتهای پتاسیک (میکروکلین و پرتیت) بطور کامل آشکار است. پلاژیوکلازها زوئه هستند و بخش مرکزی کلسیک آنها به سریسیت و کلینوزوایزیت و کمی آلانیت تبدیل شده است. کانی های فرعی آن عبارتند از: اسفن، روتیل، زیرکون، کانی های اوپاک، آپاتیت و آلانیت. کانی تیره اصلی بیوتیت است که دارای انکلوزیون های زیرکن است. بعضی از بلورهای بیوتیت تجزیه و به کلریت، اسفن و کانی اوپاک تبدیل شده اند.

توده گرانیتی کانی‌میران را دایکهای آپلیتی گرونادار با روند همگانی N20W قطع می کند. آپلیت‌ها سنگهایی هستند هلولوکوکراتیک (Hololeucocratic) با بافت گزنومورفیک گرانولار متشکل از کوارتز، آلبیت، میکروکلین، پرتیت با مقدار بسیار کمی گرونا (احتمالاً از نوع آلماندین)، بیوتیت، کانی‌های فرعی آپاتیت و زیرکن و کانی‌های اوپاک. فلدسپاتهای پتاسیک در اثر دگرسانی به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند.

پگماتیت‌های تورمالین‌دار که به صورت شبکه‌ای از دایک‌های کم‌پهنا گرانودیوریت‌ها و آپلیت‌ها را قطع می‌نمایند و بازپسین فاز فعالیت ماگمایی اسید هستند. این توده ها تقریباً همگی ماهیت کالکوآلکالن دارند.

گابروها (واحد Ga)

برونزد اصلی این سنگها در شمال دهکده دولابی و باختر دره‌تقی جای دارد. توده‌های گابرویی در این مناطق با اسکارنها سطح تماس عادی ندارند و به تقریب در بیشتر برونزدها با واسطه تراشه‌های اولترابازیک در تماس با اسکارنها هستند. در زون‌های روراندگی حجم قابل ملاحظه‌ای گاهی بیش از ۵۰ متر از گابروها تحت تأثیر نیروهای برشی به آمفیبولیت و گرین‌شیست تبدیل شده‌اند. بخش سترگ‌تر واحد RM گرین‌شیست‌ها و آمفیبولیت‌هایی است که از دگرشکلی و دگرگونی گابروها پدید آمده است. گابروهایی که تحت تأثیر نیروهای برش قرار گرفته واجد نوعی فولیاسیون حاصل از تفریق دگرگونی شده‌اند بدین شکل که لایه‌های سرشار از کوارتز و فلدسپات و لایه‌هایی سرشار از هورنبلند در اثر پدیده تفریق دگرگونی از هم جدا شده‌اند و سنگ دارای یک خصلت صفحه‌ای شده است. این پدیده‌ها در دولابی، در برگه مریوان، قلعه‌گاه، ذکریان، سرنژمار و کال بالا، در برگه پاوه، بررسی شده اند. به نظر می‌رسد که زونهای روراندگی که در رویدادهای تکتونیکی پایان ترشیر بصورت فشاری عمل نموده‌اند زمانی در پایان کرتاسه با پدیده‌های کششی پا به عرصه وجود گذاشته‌اند. همین زونهای کششی بعدها در اثر وارونگی تکتونیکی (Tectonic Inversion) عمل نموده‌اند بدین سان، در این زونها پدیده‌های کششی با دگرگونی و دگرشکلی حرارت بالا بر روی گابروها عمل نموده‌اند و حاصل آن آمفیبولیت‌هایی است که از دگرگونی و دگرشکلی دینامیکی گابروها بدست آمده و هم بعدها تحت تأثیر نیروهای فشاری (روراندگی ها) دگرگونی قهقرایی را تحمل نموده و تبدیل به گرین‌شیست شده‌اند. گابروهای این برگه و برگه پاوه مجموعه‌های پیچیده‌ای هستند که به تنهایی سزاوار پژوهش‌های بنیادی اند زیرا اولاً مجموعه لیتولوژیکی ماگمایی آن بسیار متنوع و شامل ملاگابرو، نوریت، اولیوین گابرو، کمی آنورتوزیت و تروکتولیت است. ثانیاً بر اثر دگرشکلی و دگرگونی دینامیک ابتدا به آمفیبولیت و گابروهای میلونیتی شده تبدیل شده اند. ثالثاً در انتهای کرتاسه بالایی و آغاز ترشیری مورد هجوم توده‌های گرانیتوئیدی قرار گرفته و تبادلات متاسوماتیکی میان آنها انجام گرفته است و سرانجام مورد هجوم فوجی از دایکهای دیابازیک قرار گرفته‌اند. این دایکهای دیابازیک وابسته به سیستم افیولیت پیازه هستند. آثار همه این رویدادها در برونزهای گابرویی قابل ردیابی هستند. گابروهای انجمنه بر اثر حوادث دگرشکلی و دگرگونی در حضور سیالات متحمل تفریق دگرگونی و ذوب بخشی نیز شده اند و مذاب پلاژیوگرانیتی از ذوب آنها بوجود آمده است. این مذاب پلاژیوگرانیتی بصورت قطرات پراکنده در دل آمفیبولیت‌های حاصل از دگرگونی گابروها قابل رؤیت است. گاهی این قطرات بهم پیوسته و توده‌های به نسبت با اهمیت پلاژیوگرانیتی ایجاد نموده اند. از این دیدگاه پلاژیوگرانیت مجموعه افیولیتی پیازه را باید حاصل ذوب بخشی گابروهای انجمنه تصور نمود.

حجم قابل ملاحظه‌ای از توده‌های گابرویی دارای کانی‌شناسی ساده هستند. این سنگها، بطور عموم، از اوژیت و لابرادوریت- بیتونیت (پلاژیوکلاز) با بافت افیتیک تشکیل شده‌اند. میلونیتی شدن باعث: ۱) جهت‌دار شدن کانیها و نوعی Gneissosity در این سنگها شده است. ۲) پلاژیوکلازها به مجموعه‌ای از کلینوزوایزیت+ زوایزیت+ کوارتز+ آلبیت+ کلریت تبدیل شده و پیروکسن‌ها از اطراف به هورنبلند و آکتینولیت+ کلریت+ اسفن تبدیل شده و کانیهای اوپاک به هماتیت+ اسفن تبدیل شده‌اند. بلورهای پیروکسن به منزله پرفیروکلاست عمل کرده و هنوز بقایای آن قابل رؤیت اند، درحالیکه پلاژیوکلازها بندرت بجا مانده‌اند. در اثر دگرگونی، ماکل‌های پلاژیوکلاز دگرشکلی یافته و فرم اولیه را از دست داده‌اند. زمینه بین پرفیروکلاست‌ها بسیار ریزدانه است و از مجموعه آلبیت+ کوارتز+ کلینوزوایزیت+ کلریت تشکیل یافته که پرفیروکلاست‌ها را دور می‌زند. در برونزدهای نزدیک دولابی و سیاناب، گابروها در زون برشی به آمفیبولیت با پاراژنز پلاژیوکلاز (الیگوکلاز- آندزین)+ هورنبلندهای سدیک کلسیک (carin thine)+ اسفن+ کوارتز+ کلریت تبدیل شده‌اند. نوریت‌ها سنگهای گابرویی با بافت پوای‌کیلیتیک (Poikilitic) هستند که دارای مجموعه کانی‌شناختی پلاژیوکلاز (لابرادوریت)+ ارتوپیروکسن (هیپرستن)+ کلینوپیروکسن+ هورنبلند قهوه‌ای+ بیوتیت+ کانیهای اوپاک هستند. رگه‌های پرهنیت این سنگها را قطع می‌نماید. ملاگابروها که بیشترین برونزد آنها در نزدیکی معدن آهن آسن‌آباد دیده می‌شود سنگهایی هستند سرشار از اولیوین و ارتوپیروکسن که مقدار کمی پلاژیوکلاز آنها را همراهی می‌نماید. این سنگها در نزدیکی زونهای برشی به شدت دگرشکلی پیدا کرده و اولیوین، ارتوپیروکسن و پلاژیوکلازها همگی دارای خاموشی موجی شده اند. اولیوین گابروها از دیگر سنگهای این مجموعه هستند که بافت گزنومورفیک گرانولار و مجموعه کانیایی اولیوین+ کلینوپیروکسن+ پلاژیوکلاز (لابرادوریت- بیتونیت)+ هورنبلند قهوه‌ای+ کانیهای اوپاک (به احتمال بسیار قوی تیتانومنیتیت) مشخص می‌شوند. هورنبلند قهوه‌ای تیتانیوم‌دار دور کانیهای اوپاک و پیرامون کلینوپیروکسن‌ها در مراحل انتهایی ماگمایی بوجود آمده اند.

تنوعی که در لیتولوژی گابروها دیده می‌شود بی گمان معلول تفریق ماگمای اولیه است ولی متأسفانه رویدادهای دگرگونی و دگرشکلی چندگانه اجازه اظهارنظر درباره ردیف لیتولوژیک بدست آمده از تفریق را نمی‌دهد. لایه‌بندی ماگمایی در هیچکدام از برونزدها به روشنی دیده نشده است زیرا رویدادهای دگرشکلی در زونهای برشی و هجوم ماگماهای بوجود آورنده کمپلکس افیولیتی پیازه ردیف اولیه و ساختار ماگمایی اولیه را به هم ریخته اند.

تحولات ساختاری

بخش بزرگتری از برونزدهای این برگه از توربیدیت‌های مزوزوئیک تشکیل شده اند که از نظر بزرگ ساختار ایران زمین به زون سنندج- سیرجان تعلق دارند. سن بخش بالایی این توربیدیت معلوم شده است ولی سن بخش‌های زیرین آن به دلیل تبلور دوباره و دگرگونی و دگرشکلی معلوم نشده است و به همین دلیل اظهارنظر درباره تکوین اولیه این حوضه توربیدیتی بسیار دشوار است. اگر توربیدیت‌های وسنه (پایین‌ترین عضو مزوزوئیک سنندج- سیرجان) به ژوراسیک نسبت داده شود می‌توان تصور نمود که تکوین این حوضه جایی در ژوراسیک یا احتمالاً در تریاس بالا شکل گرفته باشد. این حوضه توربیدیتی که با فراوانی توربیدیت‌های آهکی، فعالیت گسترده ولکانیسم کالکوآلکالن هویت یافته است در اواخر کرتاسه بالایی- اوائل ترشیری چین خورده و بسته شده است. بزرگترین و مشخص‌ترین نمود این حادثه آنتی‌کلینوریوم برگشته‌ای است که در بخش جنوب باختری دیده می‌شود و یال برگشته آن در خاور دریاچه زریبار رخنمون دارد. نمودهای مزوسکوپی این رویداد بصورت چین‌های هم‌شیب با یالهای تخت در اسکارنها و مرمرهای دگرگونه بخوبی بجا مانده است و دگرگونی همبری ناشی از نفوذ گابروها و گرانیت‌ها در سریهای مزوزوئیک سنندج- سیرجان این رویداد را بصورت شبح حفظ و ثبت نموده است.

نفوذ ماگماهای گابرویی و گرانیتوئیدی وابسته بدان رویدادی بسیار با اهمیت است که اثر بسیار مشخص آن در برگه مجاور (برگه پاوه) تکوین افیولیت‌های پیازه است. این حادثه که به احتمال قوی در اوائل ائوسن انجام پذیرفته بدون تردید مربوط به فعالیت‌های آستنوسفریک ویژه ای است که باعث بالاآمدن مرز آستنوسفر و زایش یک زون کششی در لبه جنوب باختری زون سنندج- سیرجان است. با زایش این زون کششی بنیان آغازین پیدایش زون روراندگی

پی‌ریزی شده است. این زون کششی محققاً باعث بوجود آمدن ریفت درون قاره‌ای پیازه از یک سو و کافت زون روراندگی از سویی دیگر شده است. وجود تراشه‌های آمیزه‌های رنگین در سطوح تمامی روراندگی‌های زون روراندگی نشان از آن دارد که تمامی سنگهای کرتاسه بالایی K^{v}_{u} و توربیدیت‌های ائوسن، مجموعه رسوبی اولیگومیوسن زون روراندگی بر بستر اقیانوسی کافتی تکیه دارد که روزگاری بر اثر وارونگی تکتونیکی به تکوین یک ساختار فلسی (Imbricate zone) بنام زون روراندگی خواهد انجامید.

این روراندگی‌ها، بی گمان، پس از میوسن زیرین، احتمالاً همزمان با کوهزایی اصلی زون زاگرس روی داده است. نمود این حادثه آلپین جوان در تمامی مجموعه‌های سنگی بصورت دگرگونی قهقرایی و دگرشکلی شکنا چهره نموده است، در حالیکه نمود تکوین کافت‌های یاد شده بصورت دگرگونی و دگرشکلی دمای بالا و خمیری در مجموعه‌های سنگی هویدا شده است. تبدیل بسیاری از سنگهای آذرین گابرویی به آمفیبولیت و گرین‌شیست و دگرشکلی خمیری اسکارنها در بعضی از زون‌های برشی، نشانه بارزی از تحولاتی است که در حادثه‌های کششی مربوط به تکوین این کافت‌ها اتفاق افتاده است.

رویداد تکوین زون میلونیتی شمال محدوده زیر پوشش ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ مریوان و تبدیل مجموعه توت سرخان به سن کرتاسه بالایی- پالئوسن پایینی به میلونیت‌های مختلف با روند همگانی N70E در شمار رویدادهایی است که هنوز چگونگی شکل‌گیری آن محقق نگشته است. این احتمال می‌رود که در این منطقه یک ساختار قدیمی در پی‌سنگ با روند شمال خاوری- جنوب باختری وجود داشته که در کرتاسه پایانی از نو پویا شده است و باعث تبدیل بخشی از مجموعه‌های کرتاسه پایانی به میلونیت شده است. شایان یادآوری است که وجود این خطواره‌ها در جای جای پی‌سنگ ایرانزمین توسط محققین مختلف اثبات شده است.

از دیگر چهره‌های ساختاری این منطقه وجود زون‌های برشی بسیار پرپهنا با روند همگانی N20W است که بارزترین آن زون‌های برشی خاور و باختر دریاچه زریبار است که بر روی اسکارنها و مرمرها و هورنفلس‌های این مناطق اثر نموده و ضمن تشکیل یک سیستم ساختارهای صفحه‌ای که گاهی تا مرز یک فولیاسیون منطقه‌ای پیش می‌رود، نوعی دگرگونی قهقرایی را بر اسکارنها و هورنفلس‌ها تحمیل نموده است. عملکرد این زون‌ها به احتمال بسیار قوی در پایان ترسیر روی داده است. می‌توان با اطمینان گفت که درک دقیق تحولات ساختاری این منطقه در گرو فمهیدن اثر متقابل سه دسته خطواره پی‌سنگی با راستاهای:

- شمال باختری- جنوب خاوری یا خطواره‌های موازی روند زاگرس
- خطواره‌های شمالی- جنوبی
- خطواره‌های شمال خاوری- جنوب باختری است.

فروافتادگی زریبار و باختر مریوان و شمال دریاچه زریبار را به احتمال بسیار قوی می‌توان به محدوده‌های Transtensional فازهای فشاری انتهای ترسیر نسبت داد. آرایش این حوضه‌ها به احتمال قوی تأثیرپذیر از فعال‌شدگی خطواره‌های پی‌سنگی نیز هست.

زمین‌شناسی اقتصادی

کانی‌سازی آهن

در اسکارنهای آسن‌آباد یک زون کانی‌سازی آهن دیده می‌شود که بی گمان تکوین آن با تکوین اسکارنها همزمان بوده است. کانی‌سازی در منطقه بلافصل گابروها و اسکارنها روی داده است. پهنای این زون کانی‌سازی که روند همگانی آن با روند همگانی اسکارنها بطور کامل موازی است، (N40W) بین ۱۰ تا ۳۰ متر در تغییر است. شیب آن در حدود ۶۰ درجه به سوی شمال خاور است و در طول ۵۰۰ متر قابل تعقیب. بخشی از این کانی‌سازی آهن که دارای ضخامت بیشتری است در خاک عراق قرار دارد. کانه آهن منیتیت می‌باشد که بافت توده‌ای دارد و گانگ آن سیلیکاته است (دیوبسید و هورنبلند). مقدار بسیار کمی پیریت و پیروتیت در کانه دیده می‌شود که به ملنیکویت تبدیل شده است. برای پیداکردن تصویر دقیق این کانی‌سازی لازم است ابتدا مسئله اشتراک این معدن بین دولت

ایران و دولت عراق از نظر حقوقی معین شود. تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ این کانی‌سازی و انجام مطالعات ژئوفیزیک به طریقه‌های مغناطیسی و پتانسیل القایی (IP) و حفاری روی آنومالی‌ها از جمله مطالعاتی است که در فاز نیمه‌تفضیلی باید انجام داد.

کانی‌سازی آنتیموان

در برونزدهای درون دهکده اسحاق‌آباد چند رگه Stibnite به ضخامت‌های ۵ الی ۱۰ سانتیمتر دیده شده که گسترش طولی چندانی ندارند. این رگه در درون اسلیت‌های سیاه دیده شده است.

یک نمونه از اسلیت‌های سیاه میزبان رگه‌های استیبنیت مورد بررسی ژئوشیمیایی قرار گرفت که نتایج آن به شرح زیر است:

Au = 659 ppb
Ag = 5.47 ppm
Sb = 5185 ppm

این ارقام نشان دهنده آن است که منطقه کانی‌سازی آنتیموان از نقطه نظر اکتشافات طلا حائز اهمیت است و کانی‌سازی طلا احتمالاً از نوع اپی‌ترمال است. از رگه‌های کوارتز همراه این کانی‌سازی که واجد کانی‌سازی سولفوری هستند نیز مقاطع صیقلی تهیه شد که بجز چند بلور پیریت و آناتاز و چند بلور کالکوپیریت کانی دیگری در آن دیده نشد. اسلیت‌های سیاه رنگ کمپلکس توت سرخان مستعد کانی‌سازی‌های فلزی اند و بهتر است منطقه تحت پوشش کمپلکس توت سرخان و در صورت امکان تمامی منطقه ۱:۱۰۰۰۰۰ مریوان تحت پوشش مطالعات ژئوشیمی ناحیه‌ای قرار گیرد.

سنگهای ساختمانی

مرمرهای درون واحد $MZ^{c.s}_{3.dm}$ به جهت متراکم بودن و رنگها و طرحهای جالب و متنوع می‌توانند برای سنگهای تزئینی مورد بهره‌برداری قرار گیرند.

اسکارنهای واحد SK-Hf و Hf-SK

برای مصارف تزئینی و نیز تهیه ابزار و آلات ساینده و تیزکننده می‌توانند مورد بهره‌برداری قرار گیرند. از پاره‌ای از این اسکارنها می‌توان سنگهایی برای استفاده در آسیاهای تهیه آرد گندم تولید نمود. ولاستونیت‌های موجود در اسکارنها را می‌توان جهت استفاده‌های صنعتی با فرآوری جدا نمود و به فروش رسانید.

رسوبات دریاچه‌ای Q^{La} هم‌اکنون مورد استفاده کارخانه‌های آجرپزی قرار می‌گیرد.

پاره‌ای از گابروهای آسن‌آباد از نظر کوپ‌دهی بسیار مساعد بوده و رنگ بسیاری از آنها بسیار تیره است. این ویژگی گابروهای مذکور را برای مصارف سنگهای تزئینی مستعد ساخته است.

آبهای معدنی منطقه آسن‌آباد، بویژه چشمه آسن‌آباد، از نظر کیفیت بیش از اندازه مستعد است و می‌تواند برای صنایع تولید آب معدنی شرب بهره‌برداری شود.

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور