ماگماتیسم کربونیفر – پرمین در ایران

رخنمون های سنگی مربوط به پرمین و کربونیفر از بیشتر نقاط ایران به ویژه پهنه ساختاری البرز، ایران مرکزی، سنندج سیرجان و زاگرس گزارش شده اند (از جمله آباده، بلده، طبس، شهمیرزاد، سرجان، آق دربند، دامنه جنوبی البرز، شاهرود، جلفا، فریمان) و با اسامی سازندهای سردر، شیشتو، جمال، جیرود، مبارک، درود، روته، نسن، گچال، سورمق، همبست، فراقون، دالان، خوف، جلفین، مرغابین، بوج و گروه خواجو شناخته می‌شوند.

لیکن با فعالیت‌های ماگمایی صورت گرفته در این دوره های زمانی را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد:

۱- فعالیت‌های ماگمایی عمدتاً آتشفشانی مثل پهنه ساختاری البرز و سنندج – سیرجان

۲- فعالیت‌های ماگمایی به صورت توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی در پهنه‌های ساختاری البرز و سنندج – سیرجان مثل توده گرانیتوئیدی تویه درواز، توده گرانیتوئیدی حسن رباط، توده گرانیتوئیدی هریس، توده‌های گرانیتوئیدی میشو.

در پهنه ساختاری البرز فعالیت‌های ماگمایی عمدتاً آتشفشانی پرمین در محدوده نقشه‌های زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ آمل، چالوس و قزوین و رشت و یا نقشه‌های زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ آمل، بلده، مرزن آباد لنکران رخنمون دارند. از جدیدترین مطالعات صورت گرفته در این زمینه می‌توان به پژوهش‌های دلاوری (۱۳۹۶) و کاظمی (حدیقه خاتون) (۱۳۹۸) اشاره کرد. گوشه‌ای از یافته‌های آنها در اینجا ارائه شده است. مقالاتی نیز توسط محققین نامبرده و همکاران‌شان به چاپ رسیده که در ادامه به آنها اشاره شده است.

لازم به ذکر است بازشدگی نئوتتیس در جنوب ایران و بسته شدن پالئوتتیس در شمال ایران نیز در همین بازه زمانی صورت گرفته و یا آغاز شده است.

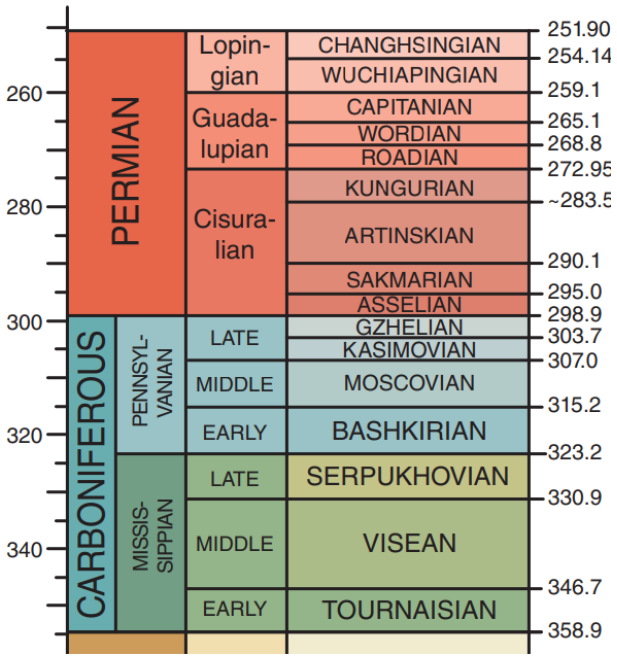
در ضمن برای دستیابی به اطلاعات بیشتر، مطالب مختصری در مورد چینه‌شناسی کربونیفر و پرمین در ایران در پایان همین آورده شده است تا علاقه‌مندان از آن بهره مند شوند.

فعالیت‌های ماگمایی پرمین در پهنه ساختاری البرز

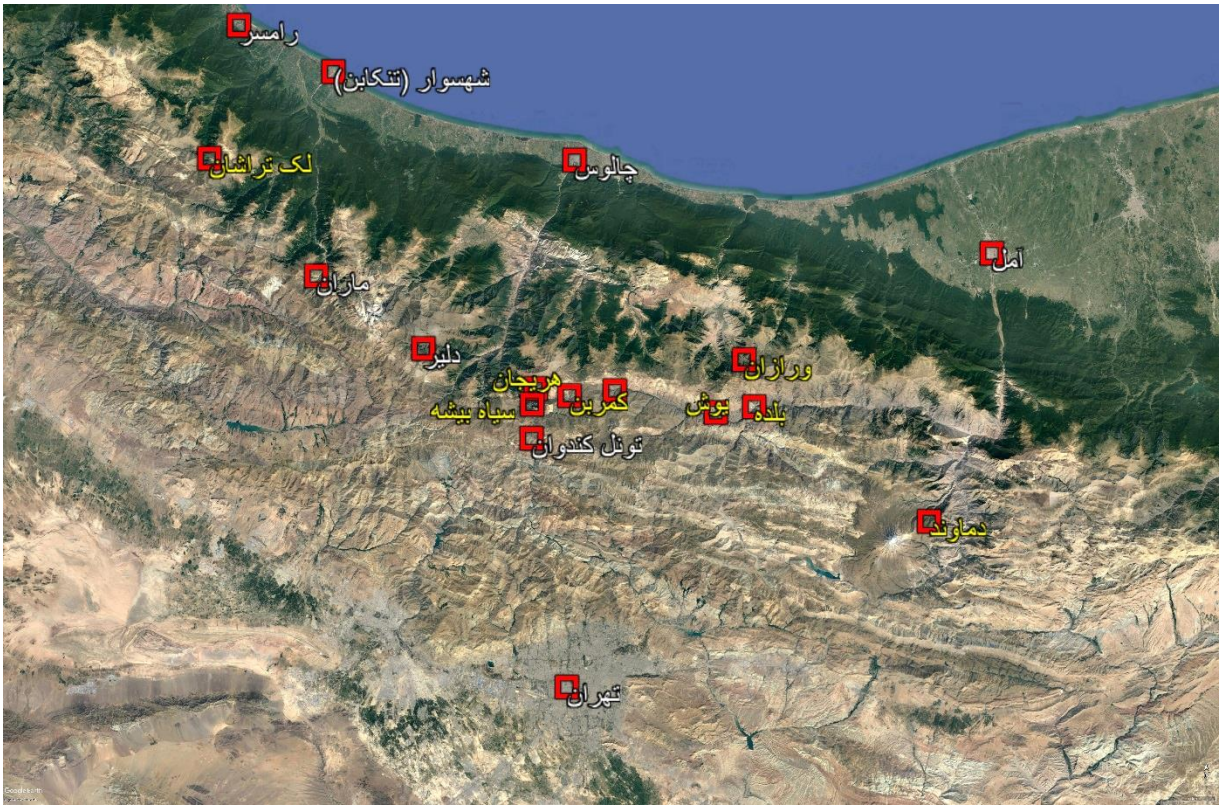
توالی نسبتاً کاملی از واحدهای سنگ چینه‌ای پرمین شامل سازندهای دورود (عمدتا از ماسه سنگ و شیل)، روته (عمدتا از سنگ آهک با بین لایه هایی از مارن) و نسن (عمدتا از سنگ آهک و شیل) در البرز مرکزی از سیاه بیشه و هریجان در جاده چالوس تا یوش، بلده، زرین کمر و ورازان در جنوب آمل، در استان مازندران رخنمون دارد.

در این توالی، سنگ های آتشفشانی و نفوذی کم عمق بازی آلکالن در سازندهای دورود و روته رخنمون دارند.

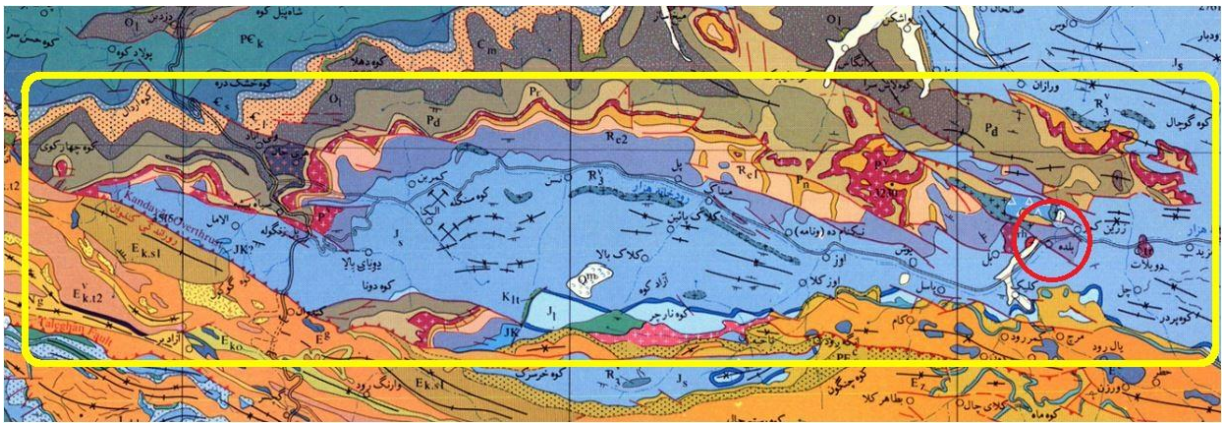
این سنگ ها در سازند دورود به صورت دایک و توده های کوچک دیابازی، میکروگابرویی و لامپروفیری و در بخش بالایی سازند روته به شکل بازالت به همراه آذرآواری های وابسته دیده می شوند.



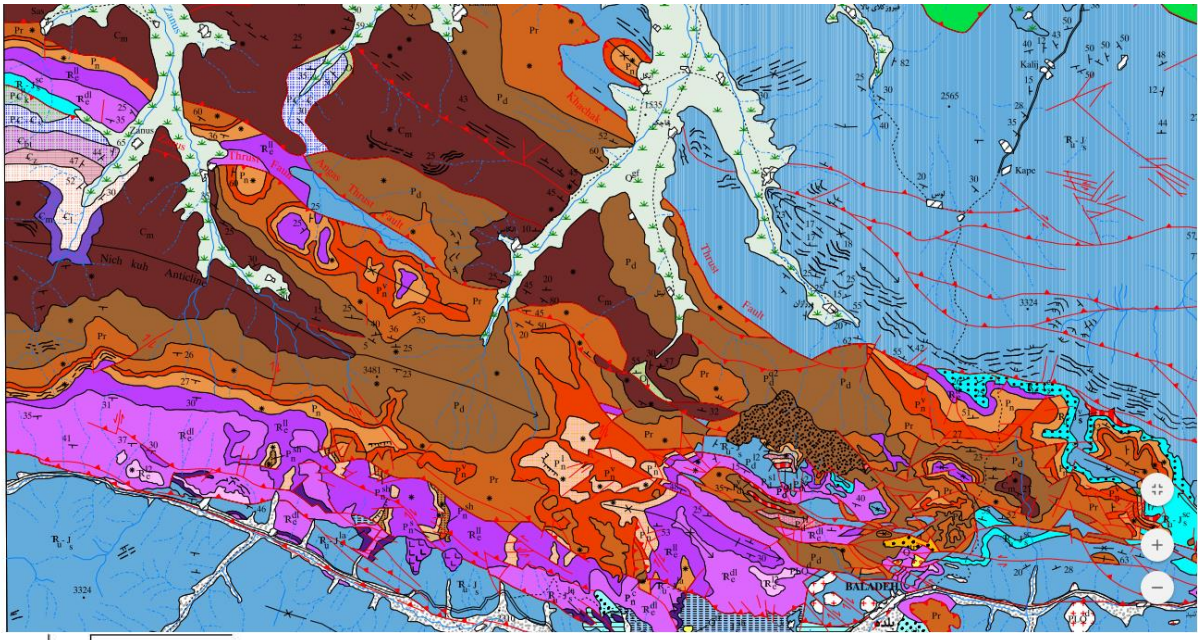
ستون چینه شناسی و مقیاس زمانی دوره‌های کربونیفر و پرمین.

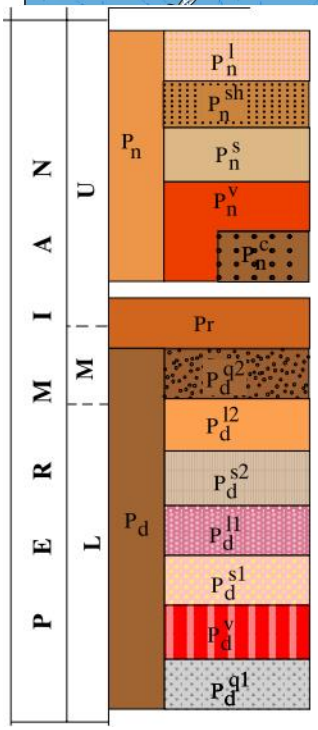


تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده محل تقریبی پراکنگی رخنمون های پرمین از بلده تا سیاه بیشه و ادامه آن به سمت شمال غرب (تا جنوب شهسوار). به موقعیت شهرهای آمل، چالوس، تنکابن، رامسر و تهران توجه کنید.



بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ آمل که در آن سنگ‌های آذرین بازیک پرمین با نماد Pv نشان داده شده اند. موقعیت شهر بلده در پایین سمت راست شکل مشخص است. این رخنمون‌ها (نوار قرمز رنگ – با راستای کلی شرقی - غربی) با یک کادر زرد رنگ محصور شده‌اند.





P_n^l : Dark gray, blak, thick-bedded to massive fossiliferous limestone.

P_n^{sh}: Blak calcareous and gypsiferous shale with abundant brachiopoda.

P_n^s : Gray, red coarse grained quartz rich sandstone.

P_n^v : Blak, dark green volcanics including basalt and spilite.

P_n^c : Red, well-bedded, well-sorted, well consolidated, polymictic conglomerate.

P_n : Limestone, shale, sandstone, conglomerate and volcanics (Nesen fm.)

Pr : Gray, thick-bedded to massive limestone and dolomite (Ruteh fm.)

P_d^{q2}: White, gray, thick bedded quartz arenite.

P_d^{l2}: Cream, yellow and gray fusulinid limestone.

P_d^{s2}: Red and gray sandestone over-laine by alternation of limestone and sandstone.

P_d^{l1}: Gray, thick bedded, oncolitic, fossiliferous, reefal limestone containg coral and fusulinid.

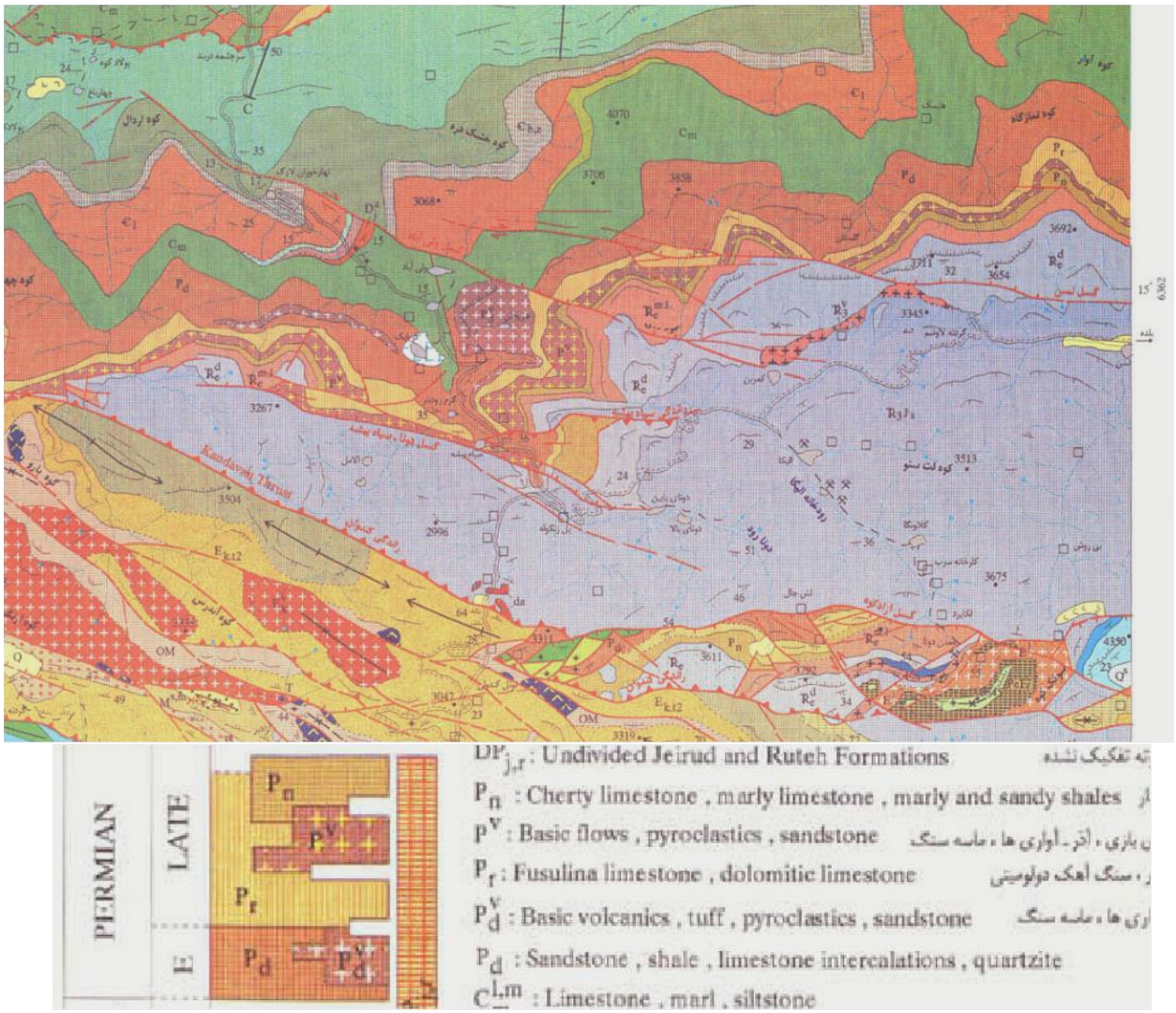
P_d^{s1}: Red and gray sandstone with intercalations of pebbly sandstone.

P_d^v : Volcanics including basalt and andesite.

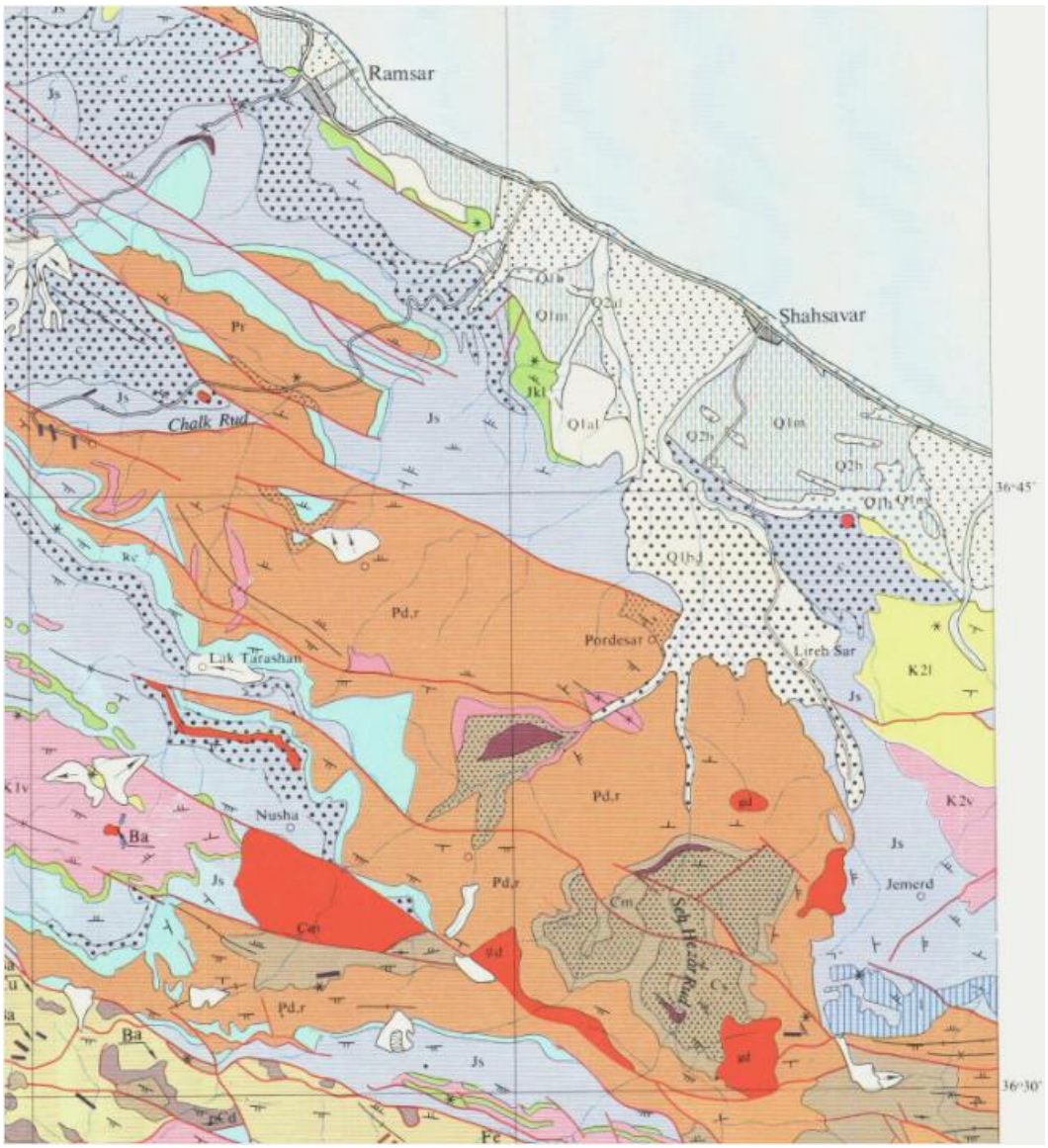
P_d^{q1}: White, gray quartz arenite: red, thick to medium bedded sandstone and pebbly sandstone.

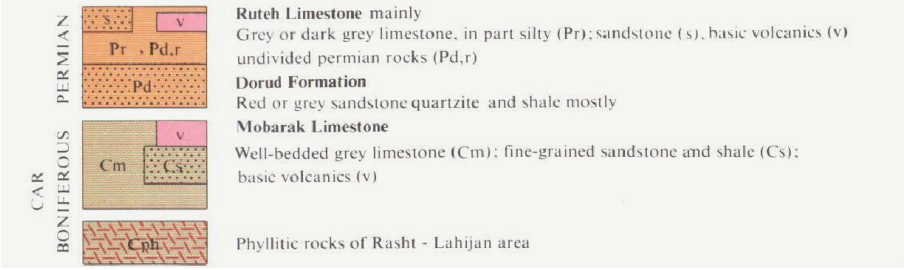
P_d: Quartz arenite, limestone and volcanics (Dorud fm.)

بخش از نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ بَلَدِه که در آن سنگ‌های آذرین بازیک پرمین با نماد Pv^n و Pv^d نشان داده شده اند. موقعیت شهر بلده در پایین سمت راست شکل مشخص است.



بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ مَرزَن آباد که در آن سنگ‌های آذرین بازیک پرمین با نماد Pv^n و Pv^d نشان داده شده اند. این نقشه در ادامه بخش غربی نقشه بلده واقع می‌شود.





بخش از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ قزوین و رشت که در آن سنگ‌های آذرین بازیک پرمین با نماد v و رنگ صورتی نشان داده شده‌اند. این نقشه در ادامه بخش غربی نقشه آمل واقع می‌شود. دقت کنید که رخنمون‌های پرمین تا جنوب شهسوار (یا تنکابن) ادامه پیدا می‌کند. دقت نمایید در توالی کربونیفر نیز فعالیت‌های آتشفشانی دیده می‌شود.

شکل۲-۹- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند روته در روستای یوش. الف) میکروگابرو ب) بازالت پ) آگلومرا

شکل ۲-۱۰- تصاویری از سازندهای روته و نسن در جاده بلده به رویان. الف ، ب) بازالت

شکل۲-۱۱- تصاویری از گدازه‌های بازالتی در سازند روته. الف، ب) نمای نزدیک از برونریزی مستقیم گدازه‌های بازالتی بر روی آهک‌های سازند روته.

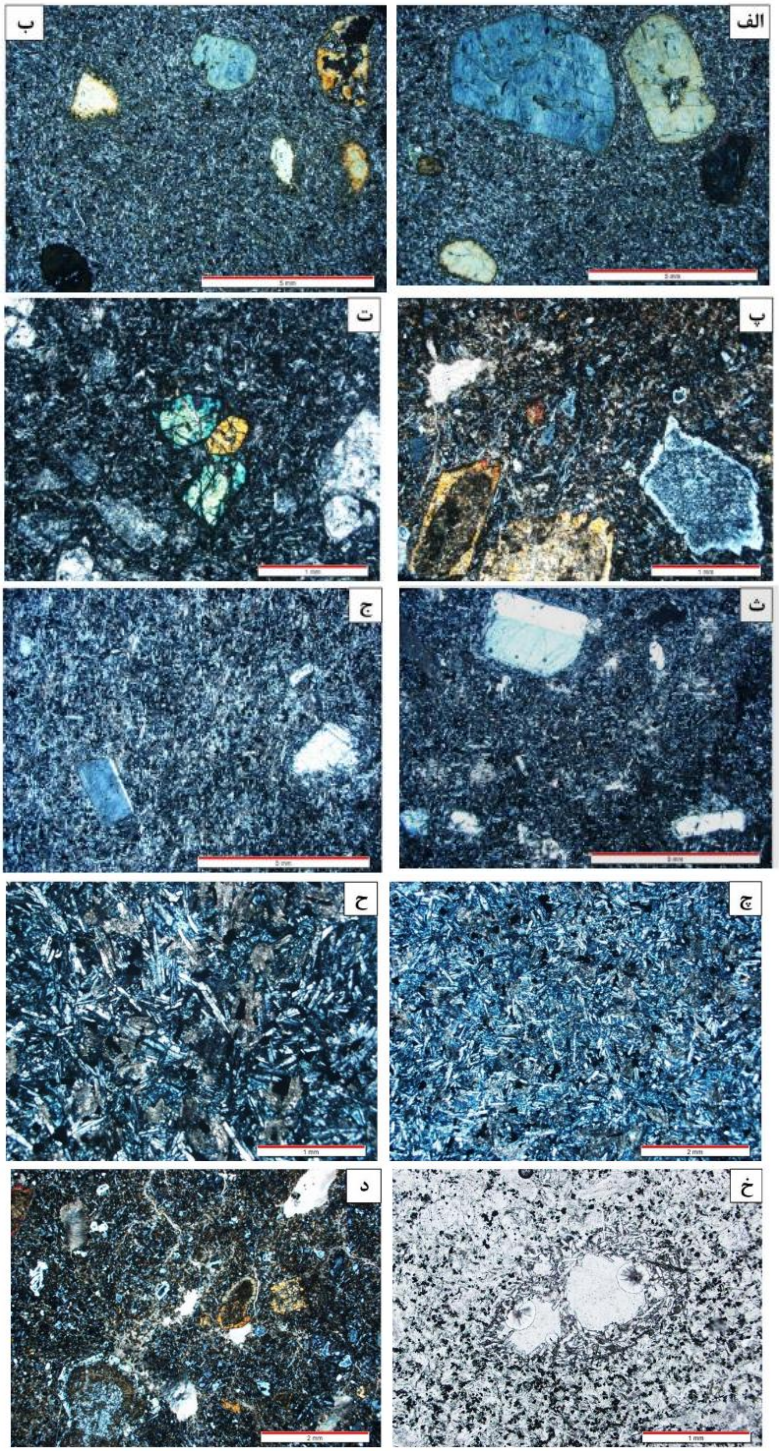
ترکیب این سنگ ها عمدتا در محدوده بازیک (بازالت و گابرو) و برخی از دایک ها دارای ترکیب لامپروفیری هستند.

کانی‌های اصلی سازنده بازالت‌ها و دیابازها پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و گاهی الیوین هستند و در میکروگابروها نیز پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن یافت می‌شود. لامپروفیرها، آمفیبول (هورنبلند سبز) به وفور یافت می‌شود.

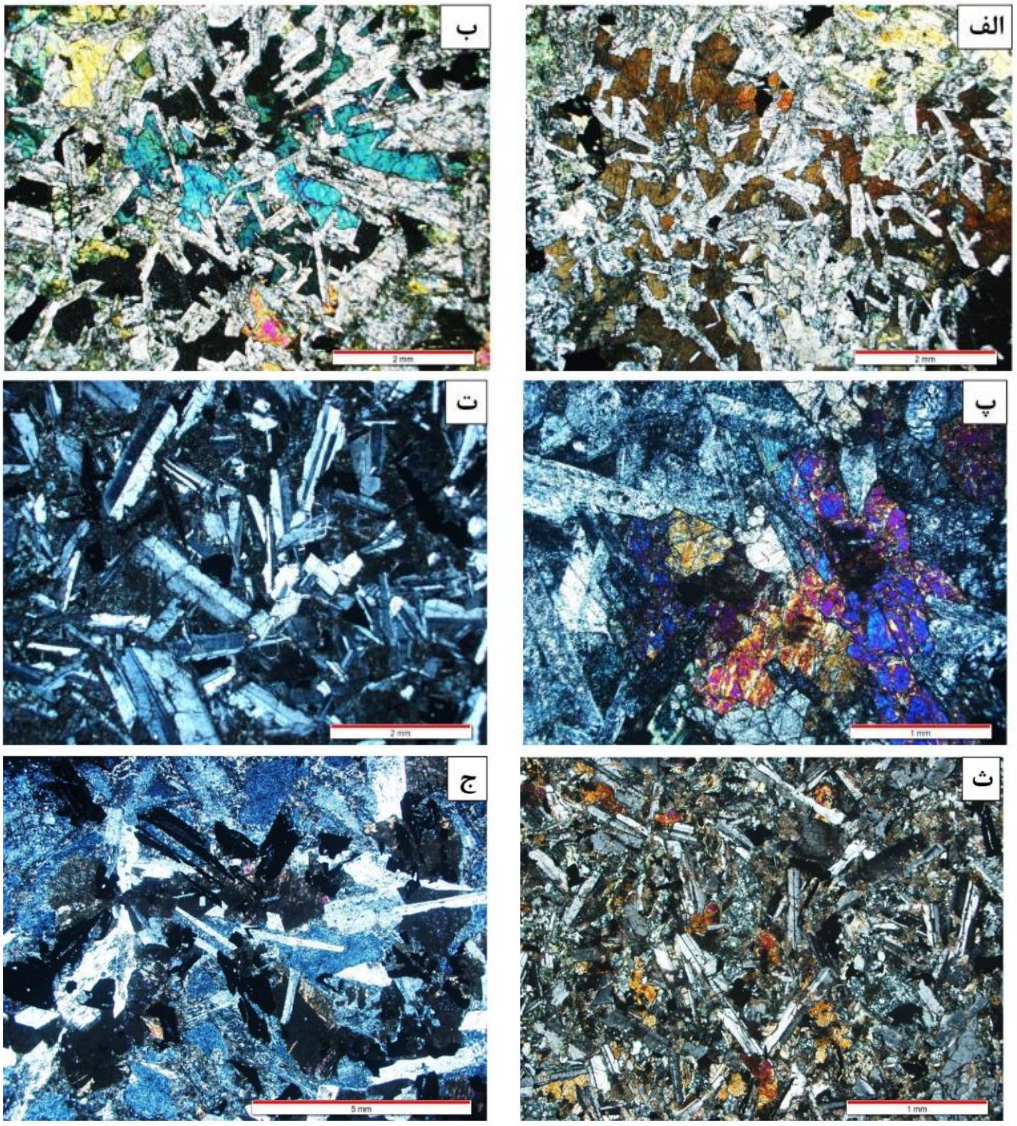
دیابازها و میکروگابروها بافت‌های افیتیک، ساب‌افیتیک، پوئی‌کیلیتیک، پوئی‌کیلیتی، افیتیک، اینترگرانولار و میکروگرانولار متشکل از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن هستند. دایک‌های لامپروفیری نیز بافت میکرولیتی پورفیری متشکل از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول فراوان هستند.

روانه‌های بازالتی موجود در سازند روته دارای بافت‌های بادامکی، هیالومیکرولیتیک پورفیری، میکرولیتیک پورفیری، هیالوپورفیری، اینترسرتال و تراکیتی هستند و دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و گاهی الیوین هستند و حفره‌های (بادامک‌های) آنها توسط کانی‌های ثانویهٔ کلریت، کلسیت و کوارتز پر شده‌اند. منطقه‌بندی ترکیبی و بافت غربالی در کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز و بافت اسکلتی و تحلیل‌رفتگی حاشیهٔ بلورها در الیوین‌ها و کلینوپیروکسن‌ها دیده می‌شود.

از دیگر ویژگی‌های مهم سنگ‌های آتشفشانی منطقه، وجود منطقه‌بندی ترکیبی، بافت غربالی و حالت‌های عدم‌تعادل در درشت‌بلورهای الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است. در برخی موارد، درشت‌بلورها شکل اسکلتی، حالت خوردگی و ادخال‌هایی از سایر کانی‌ها دارند. بافت غربالی حاصل به‌دام‌افتادن ادخال‌های مذاب در بلور است.



شکل۳-۲- تصاویر بافت‌های دیده شده در بازالت‌ها الف و ب) الیوین‌بازالت با بافت میکرولیتی پورفیری جریانی (پورفیری) پ و ت) بازالت با بافت هیالومیکرولیتی پورفیری- بادامکی ث و ج) بازالت با بافت هیالومیکرولیتی پورفیری جریانی چ) بازالت با بافت میکرولیتی ح) بازالت با بافت اینترگرانولار- میکرولیتی پورفیری - اینترسرتال خ) بازالت با بافت گلومروپورفیری جریانی و هیالومیکرولیتی پورفیری آمیگدالوئید د) بازالت با بافت میکرولیتی پورفیری آمیگدالوئید و بافت گلومروپورفیری جریانی.



شکل ۳-۳- تصاویر بافت‌های دیده شده در گابروها الف و ب) گابرو با بافت افیتیک و ساب افیتیک (اینترگرانولار) پ) گابرو با بافت اینترگرانولار ت) میکروگابرو با بافت اینترگرانولار ث) میکروگابرو با بافت اینترگرانولار ج) گابرو با بافت گرانولار و اسکلتی

توده های کم عمق میکروگابرویی و لامپروفیری درون سازند دورود، درحقیقت ماگمای باقیمانده و منجمد شده در مجاری تغذیه کننده فعالیت آتشفشانی بازالتی در بخش بالایی سازند کربناته روته هستند.

این سنگ‌ها درنمودارهای بهنجارشده نسبت به کندریت، غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر کمیاب سنگین (HREE) دارند. در نمودارهای چندعنصری بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه، دارای تمرکز بالای عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و تمرکز پایین عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و تهی‌شدگی از عناصر Nb , K و Zr هستند. این سنگ‌ها در نمودارهای مختلف تمایز محیط زمین‌ساختی در محدوده کافت درون قاره‌ای با ویژگی‌های گوشته محل منبع جزایر اقیانوسی قرار می‌گیرند. ماگمای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی کمتر از ۲۰ درصد یک گوشته اسپینل- گارنت لرزولیتی در اعماق ۹۰ تا ۱۱۰ کیلومتری حاصل شده و همزمان با فاز کششی پرمین در لبه جنوبی حوضه اقیانوسی تتیس کهن در البرز بالا آمده و در توالی سنگی پرمین جایگزین شده است.

برخلاف گزارش‌های پیشین، سنگ‌های آذرین نفوذی به‌عنوان ماگمای باقیمانده و منجمدشده در مجاری تغذیه‌کنندهٔ فعالیت آتشفشانی بخش بالایی سازند روته گسترش چشمگیری در منطقه دارند؛ همچنین جایگاه دقیق سنگ‌چینه‌ای واحد بازالتی بین سازندهای روته و نسن نیست، بلکه داخل بخش بالایی سازند روته است.

به نظر می رسد در زمان پرمین، هنوز پهنه البرز به صورت یک حوضه کششی کافتی کم عمق درجنوب اقیانوس پالیوتتیس جای داشته و فعالیت ماگمایی آن با زمین ساخت کششی اواخر پالیوزوییک در حاشیه شمالی گندوانا منطبق بوده است.

پتـــــرولوژی، سال هشتم، شماره بیست و نهم، بهار ۱۳۹۶، صفحه ۵۳-۷۴
تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۰/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۹/۱۶

ماگماتیسم بازالتی پرمین البرز مرکزی: شاهدی بر حاشیه قاره‌ای غیرفعال جنوب پالئوتتیس

مرتضی دلاوری*، فرزانه رستمی و اصغر دولتی
گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه خوارزمی تهران، ایران

چکیده

منطقه بررسی‌شده در البرز مرکزی (شمال‌خاوری بلده) واقع شده است. ماگماتیسم پرمین در این منطقه به‌صورت واحدی بازالتی میان سازند روته- نسن رخنمون دارد. از دیدگاه سنگ‌نگاری، سنگ‌های بازالتی از گروه پلاژیوکلاز- فیریک‌ها هستند و از دیدگاه زمین‌شیمیایی، سرشت آلکالن سدیک نشان می‌دهند. در الگوی عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده به ترکیب کندریت، نسبت‌های $(La/Sm)_N$ از ۱/۹۵ تا ۴/۶۲، $(Sm/Yb)_N$ از ۴/۲۳ تا ۵/۴۵، $(La/Yb)_N$ از ۸/۳۰ تا ۲۰/۵۲ و غنی‌شدگی بالایی از عنصرهای خاکی نادر سبک در برابر سنگین نشان دهنده شباهت این سنگ‌ها به بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) است. افزون‌براین، الگوهای چندعنصری نمونه‌ها، بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه، نیز همانند OIB است. مدل‌سازی برپایه تمرکز عنصرهای کمیاب و همچنین، برخی عنصرهای اصلی، نشان‌دهندهٔ ذوب درجه کم (کمتر از ۱۰٪) گوشته‌ای گارنت‌دار در ژرفای نزدیک به ۱۱۰ کیلومتری است. افزون‌براین، تغییرات نسبت‌های برخی عنصرهای کمیاب، مانند Nb/Rb، K/La، La/Nb، Ba/Nb، Th/Nb و K/Nb نشان‌دهندهٔ خاستگاه گوشته‌ای نوع HIMU است. زمین‌شیمی نمونه‌ها با جایگاه زمین‌ساختی ماگمای درون‌ورقه‌ای بدون تأثیر فرایندهای پهنه‌های فرورانشی سازگار است. ازاین‌رو، البرز در زمان پرمین (و پیش از آن) حاشیه‌ای غیرفعال در راستای مرز جنوبی پالئوتتیس بوده و ماگماتیسم آن پیامد زمین‌ساخت کششی و یا فعالیت پلوم گوشته‌ای بوده است.

واژه‌های کلیدی: بازالت آلکالن، درون‌ورقه‌ای، پرمین، البرز مرکزی

همانطور که قبلاً اشاره شد: کاظمی، ۱۳۹۸ و کاظمی و همکاران، ۱۳۹۷ ضمن بررسی دقیق توالی پرمین جایگاه سنی دقیق این بازالت‌ها را بخش بالایی سازند روته در نظر گرفته‌اند.

در البرزپرمین

پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال سی و چهارم، شماره پیاپی ۷۳، شماره چهارم، زمستان ۱۳۹۷
تاریخ وصول: ۱۳۹۷/۹/۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۰/۱۶
صص ۱-۲۰

موقعیت سنگ‌چینه‌ای و تنوع رخدادهای سنگ‌های آذرین بازیک آلکالن در واحدهای سنگ‌چینه‌ای پرمین، پهنهٔ البرز مرکزی

حدیقه خاتون کاظمی، *دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران*
حبیب اله قاسمی، *استاد، گروه زمین شناسی، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران* •
عزیزا... طاهری، *استاد، گروه زمین‌شناسی کاربردی، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران*

چکیده

توالی نسبتاً کاملی از واحدهای سنگ‌چینه‌ای پرمین شامل سازندهای دورود (عمدتاً از ماسه‌سنگ و شیل)، روته (عمدتاً از سنگ‌آهک با بین‌لایه‌هایی از مارن) و نسن (عمدتاً از سنگ‌آهک و شیل) در البرز مرکزی از سیاه‌بیشه و هریجان در جادهٔ چالوس تا پوش، بلده، زرین‌کمر و ورازان در جنوب آمل، در استان مازندران رخنمون دارد. بر اساس برداشت‌های صحرایی و مطالعه‌های سنگ‌نگاری، این سنگ‌های آذرین با ماهیت بازیک و آلکالن به‌شکل دایک، سیل و توده‌های کوچک میکروگابرویی و لامپروفیری داخل سازند تخریبی دورود و به‌شکل روانه‌های بازالتی همراه با آذرآواری‌های وابسته داخل بخش بالایی سازند روته رخنمون دارند. توده‌های کم‌عمق میکروگابرویی و لامپروفیری درون سازند دورود، درحقیقت ماگمای باقیمانده و منجمدشده در مجاری تغذیه‌کنندهٔ فعالیت آتشفشانی بازالتی در بخش بالایی سازند کربناتهٔ روته هستند. سازند دورود در محیط رودخانه‌ای- دلتایی در پرمین زیرین و سازندهای روته و نسن در پلت‌فرم کربناته (لاگون، پشته‌های سدی و دریای باز) در پرمین میانی و بالایی تشکیل شده‌اند. نبود رخساره‌های ریفی گسترده و رسوبات توربیداتی نشان‌دهندهٔ ته‌نشست توالی عمدتاً کربناتهٔ روته و نسن در پلت‌فرم کربناته‌ای از نوع رمپ در پرمین میانی- بالایی است. در این زمان، البرز مرکزی به‌شکل حاشیهٔ غیرفعال در جنوب پالئوتتیس جای داشته است و فعالیت ماگمایی بازیک آلکالن آن با زمین‌ساخت کششی اواخر پالئوزوئیک در حاشیهٔ شمالی گندوانا و هم‌زمان با مراحل آغازین گسترش نئوتتیس در زاگرس قابل‌تفسیر است.

واژه‌های کلیدی: چینه‌نگاری، سنگ‌های آتشفشانی، البرز مرکزی، پرمین

سنگ‌های آتشفشانی پرمین (آقانباتی):

در زون سنندج – سیرجان، به ویژه در نواحی گلپایگان، الیگودرز و حاجی‌آباد، بخش بزرگی از سنگ‌های پرمین از نوع بازالت و یا دیابازهای قلیایی با ضخامت و گستردگی زیاد هستند و گاه با رسوبات نوع فلیشی همراه هستند. بر اساس فراوانی سنگ‌های آتشفشانی قلیایی پرمین در زون سنندج – سیرجان حتماً فازهای دیررس هرسی‌نین موجب تجدید فعالیت کافت‌های درون قاره‌ای در سنندج – سیرجان شده و خود مقدمه‌ای برای نازک شدگی پوسته و جدایش صفحهٔ ایران از عربستان بوده است.

به غیر از پهنهٔ سنندج – سیرجان، در کوه‌های البرز، به ویژه در درهٔ چالوس و درهٔ جاجرود، در مرز بالای سازند روته و یا به صورت میان‌لایه در سازند نسن، گدازه‌های بازی (بازالتی) وجود دارند که اغلب در اثر دگرسانی به افق‌های آهن‌دار و یا عدسی‌های بوکسیت ولاتریت تبدیل شده‌اند.

در آذربایجان و در ایران مرکزی سنگ‌های آتشفشانی پرمین گزارش نشده‌اند ولی وجود افق‌های بوکسیت ولاتریت در نقاط مختلف نواحی مذکور، ممکن است حاصل هوازدگی سنگ‌های آتشفشانی پرمین باشد. هرچند هوازدگی سنگ‌های کربناتی نیز نقش داشته‌اند.

در استان چهارمحال و بختیاری، در نزدیکی دوپُلان، بین سنگ‌های پرمین و تریاس زاگرس، ردیف به نسبت ضخیمی از بازالت و ریولیت با موقعیت چینه‌شناسی بسیار روشن دیده می‌شود (امامی، ۱۳۷۹).

از جنوب باختری مشهد تا شمال خاوری فریمان، تکاپوهای آتشفشانی پرمین از نوع گدازه‌های بازالتی و یا دیابازی است که به رنگ تیره و ساخت بالشی شاخص است. گدازه‌های بازی یاد شده بخشی از منشورهای برافزایشی هستند که تشکیل آنها در زمین‌درز تتیس کهن حتمی است.

مطالعات جدیدی توسط محسن مباشری در قالب رساله دکترا و چند مقاله در ارتباط با سنگ‌های آتشفشانی دونین – پرمین شمال شرق ایران صورت گرفته است. علاقمندان برای دستیابی به اطلاعات بیشتر به رساله و مقالات نامبرده و همکارن وی رجوع کنند. گزیده کوتاهی از آنها در زیر نشان داده شده است.

Journal of Economic Geology
Vol. 11, No. 2 (2019)
ISSN 2008-7306

زمین‌شناسی اقتصادی
جلد ۱۱، شماره ۲ (سال ۱۳۹۸)
صفحات ۲۳۷ تا ۲۵۵

بافت‌های اسکلتی، میکرواسپینیفکس و هاریسیت در سیل‌ها و گدازه‌های کماتەایتی پالئوزوئیک بالایی مشهد- ویرانی، شمال‌خاوری ایران

محسن مباشری[1*]، حبیب‌الله قاسمی[1]، بهنام رحیمی[2] و مجتبی رستمی حصوری[1]

۱) گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران
۲) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۵/۰۵، پذیرش: ۱۳۹۷/۰۱/۱۹

چکیده

بافت‌های اسکلتی، میکرواسپینیفکس و هاریسیت به‌عنوان نخستین شواهد بارز از وجود گدازه‌ها و سیل‌های کم‌عمق کماتەایتی در همتافت مشهد- ویرانی گزارش شده‌اند. این همتافت که تاکنون به‌عنوان توالی افیولیتی منظور شده است، از نظر سنگ‌شناسی شامل سیل‌های ورلیتی- گابرویی و پیروکسنیتی، سیل‌ها و دایک‌های آمفیبول گابرویی و روانه‌های تفریق‌یافته کماتەایت بازالتی با بافت‌های میکرواسپینیفکس است که در تناوب با لایه‌های رسوبی دگرگون‌شده پالئوزوئیک بالایی قرار دارند. برای نخستین‌بار، بافت‌های ناتعادلی اسپینیفکس و هاریسیت در این سیل‌های کم‌عمق ورلیتی-گابرویی و سنگ‌های خروجی یافت و گزارش شده‌اند. نرخ سردشدگی و گرادیان حرارتی در سنگ‌های خروجی و آبَرسیرشدگی، گاززدایی و اختلاط ماگمایی در سنگ‌های نفوذی کم‌عمق از مهم‌ترین عوامل ایجاد بافت‌های ناتعادلی بوده‌اند. بررسی‌های دما - فشارسنجی بر روی آمفیبول گابروهای این همتافت بیانگر فشار میانگین ۲/۴ کیلوبار و دمای میانگین ۱۲۲۲ درجه سانتی‌گراد برای تبلور آنهاست که با شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری و شرایط تبلور این‌گونه از ماگماها کاملاً سازگار است.

واژه‌های کلیدی: *اسکلتی، اسپینیفکس، هاریسیت، کماتەایت، مشهد- ویرانی، پالئوزوئیک بالایی*

۲- مباشری، م.؛ قاسمی، ح.؛ رحیمی، ب.؛ گورابجیری پور، آ. (پذیرش شده) **" شیمی‌کانی و دماسنجی گدازه‌های فرامافیک با منیزیم بالا (کماتەایت) شمال‌خاوری ایران: شواهدی از تعامل تنوره گوشته‌ای-کمان در پهنه فرورانش پالئوزوئیک بالایی مشهد- فریمان"**، مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان.

دانشکده علوم زمین

رساله دکتری

پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های مافیک – فرامافیک شمال-باختر تا جنوب‌باختر مشهد

نگارنده: محسن مباشری

استاد راهنما

دکتر حبیب الله قاسمی

استاد مشاور

دکتر بهنام رحیمی

مؤمن‌زاده (۱۳۶۰)، به یک فاز فلززایی به سن پرمین باور دارد که مواد معدنی قابل توجه آن در البرز از نوع سرب، روی، باریت و نقره است. کانسار سرب و نقرهٔ دونا – الیکا در البرز مرکزی و انجیرهٔ یزد و به احتمال، سیاه کوه عقدا در ایران مرکزی، نمونه‌هایی از کانسارهای همزاد آتشفشانی پرمین هستند.

ماگماتیسم گرانیتوئیدی کربونیفر - پرمین در البرز، سنندج سیرجان و آذربایجان

بر اساس تعیین سن های رادیومتری صورت گرفته به روش اورانیم – سرب چند توده نفوذی که تعلق داشتن آنها به بازه زمانی پرمین تقریباً قطعی شده است عبارتند از:

توده گرانیتوئیدی تویه درروار،
جنوب غرب دامغان در پهنه ساختاری البرز
سن ۳ ± ۳۲۵ میلیون سال

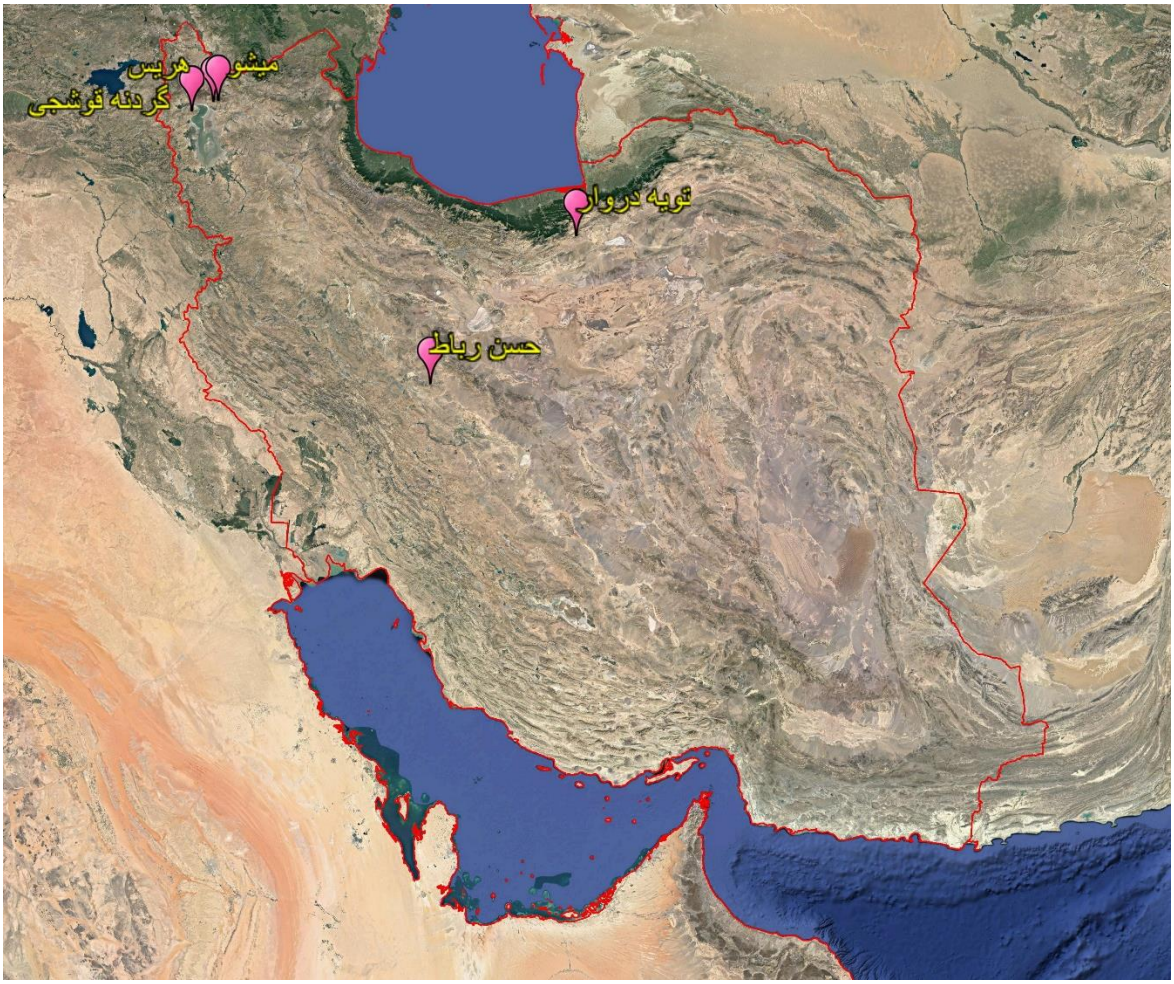
توده گرانیتوئیدی حسن رباط، جنوب شرق گلپایگان
در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان
سن ۳/۶ ± ۲۸۸/۳ میلیون سال

توده‌های گرانیتوئیدی گردنه قوشچی، جنوب شرق سلماس
در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان (یا ارومیه دختر)
حدود ۳۲۰ میلیون سال

توده گرانیتوئیدی هریس، شمال‌غرب شبستر،
در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان (یا ارومیه دختر)
سن ۳۴ ± ۳۰۶ میلیون سال

توده‌های گرانیتوئیدی میشو، جنوب شرق مرند،
در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان (یا ارومیه دختر)

سن نسبی یا چینه شناسی پرمین

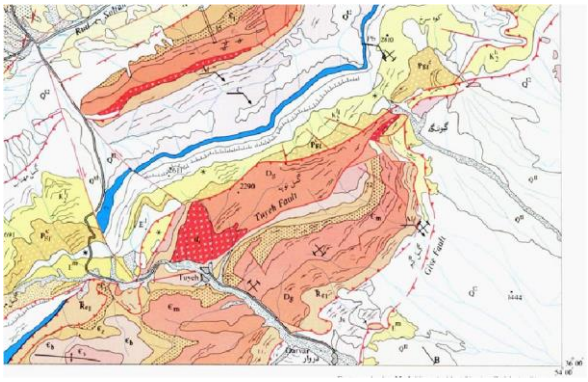


پراکندگی توده های گرانیتوئیدی به سن کربونیفر – پرمین بر روی تصویر ماهواره ای ایران

********* این توده‌های گرانیتوئیدی به انواع تیپ های گرانیتوئیدی S، I و A تعلق دارند و ترکیب سنگ شناسی آنها طیف ترکیبی گابرو، مونزوگابرو، دیوریت، سیینیت، مونزونیت، کوارتزمونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت را شامل می‌شود ولی فراوانی هر یک از این اعضاء در مناطق مختلف، متغیّر است. در نقاط مختلف دارای کانی شناسی متفاوتی هستند ولی غالباً دارای پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، هورنبلند سبز و بیوتیت می‌باشند. زیرکن، اسفن، کانی‌های اوپک (ایلمنیت و تیتانومگنتیت)از کانی‌های فرعی سازنده این سنگ‌ها به حساب می‌آیند. دارای ماهیت کالکوآلکالن و در مواردی آلکالن می‌باشند. جایگاه تکتونیکی آنها غالباً درون ورقه قاره‌ای است و برخی از آنها نظیر توده گرانیتوئیدی حسن رباط، قوشچی و احتمالاً میشو شواهدی از فعالیت‌های ماگمایی مرتبط با بازشدگی نئوتتیس محسوب می‌شوند.

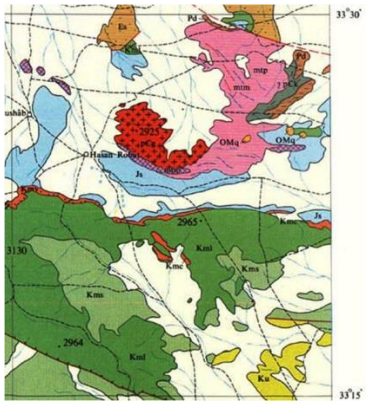
****

گرانیتوئیدهای پرمین – کربونیفر



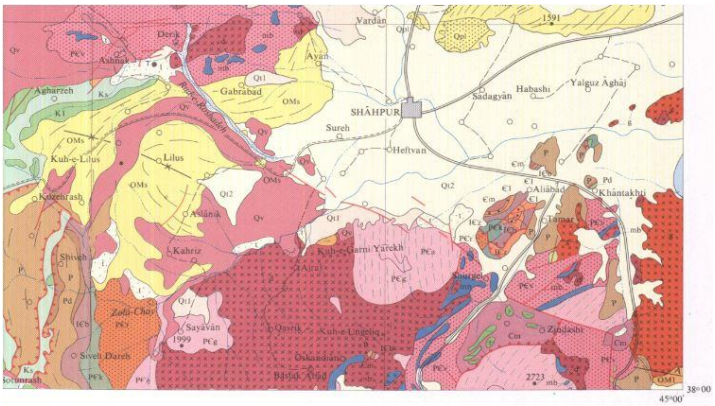
بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ کیاسر

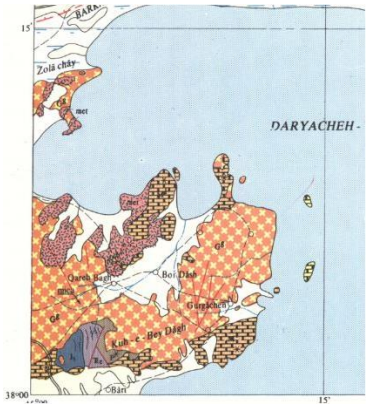
توده گرانیتوئیدی تویه درواز (پرمین – کربونیفر پسین)



بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ گلپایگان

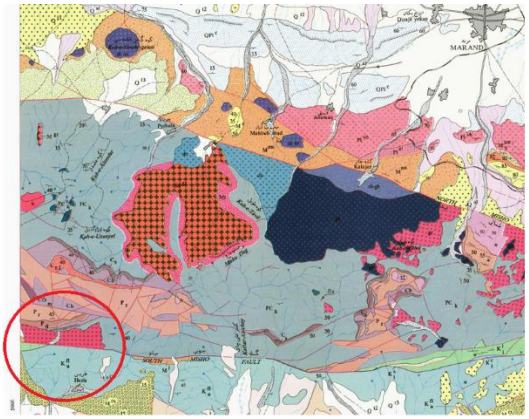
توده گرانیتوئیدی حسن رباط (پرمین – کربونیفر پسین)





بخشی از نقشه های زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ تبریز (سمت راست) و خوی (سمت چپ)

گردنه قوشچی – پرمین – کربونیفر پسین



بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ مرند

توده گرانیتوئیدی هریس، جنوب شرق مرند یا شمال غرب شبستر

(سن کربونیفر پسین – پرمین، ۳۴ ± ۳۰۶ میلیون سال)

توده گرانیتوئیدی میشیو نیز در این تصویر دیده می‌شوند.

مقالات مرتبط با این توده های گرانیتوئیدی در ادامه معرفی شده‌اند.

توده گرانیتوئیدی تویه درروار

جنوب غرب دامغان در پهنه ساختاری البرز

Lithos 318–319 (2018) 494–508

Contents lists available at ScienceDirect

Lithos

journal homepage: www.elsevier.com/locate/lithos

Petrogenesis and tectonic setting of the Tuyeh-Darvar Granitoid (Northern Iran): Constraints from zircon U-Pb geochronology and Sr-Nd isotope geochemistry

Azin Naderi [a,*], Habibollah Ghasemi [a], José F. Santos [b], Fernando Rocha [b], William L. Griffin [c], Hadi Shafaii Moghadam [d], Lambrini Papadopoulou [e]

[a] Department of Petrology, Geochemistry and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, 36199-95161 Shahrood, Iran
[b] Geobiotec, Departamento de Geociências, , Universidade de Aveiro, Portugal
[c] ARC center of Excellence for Core to Crust Fluid Systems, GEMOC ARC National Key Centre, Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science and Engineering, Macquarie University, NSW 2109, Australia
[d] School of Earth Sciences, Damghan University, 36716-41167 Damghan, Iran
[e] Department of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, School of Geology, AUTh, GR 54124 Thessaloniki, Greece

A B S T R A C T

Tuyeh-Darvar granitoid, which outcrop *ca* 45 km Sw of Damghan city, in the Eastern Alborz zone, comprise mainly the pluton emplaced into the Barut Formation of Lower Cambrian ages. Zircon U-Pb ages show Carboniferous ages (325 ± 3 Ma) for the formation of this granitoid. The granitoid is mostly metaluminous, ferroan and alkalic monzonite to monzodiorite. "These rocks have high values of FeOT/MgO and Ga/Al, high concentrations of K2O+Na2O, low abundances of MgO and transitional elements. Plots normalized to chondrite and primitive mantle compositions show strong enrichments of LREE relative to HREE and of LILE relative to HFSE, accompannied by negative anomalies of Nb and Sr."They contain Fe-rich hydrous mafic minerals and magnetite. These features are typical of A-type granites. Sr-Nd isotopic geochemistry, with initial εNd values from −1.1 to −1.5 and initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios between 0.70562 and 0.70678, are consistent with magmatic differentiation from mafic melts produced from an enriched mantle source. However, other models such as melting of mafic crust or mixing of components from depleted mantle and continental crust cannot be discarded. On the basis of the U-Pb zircon age (325 ± 3 Ma) and the known magmatic tectonic regime in Iran during the Paleozoic, it is suggested that the pluton, formed in a rift environment related to extensional structures of the Alborz block in Early Carboniferous time.

© 2018 Elsevier B.V. All rights reserved.

مقاله نشریه گرانیتوئید نوع A تویه درروار، جنوب باختر دامغان: نشانه ای از ماگماتیسم حوضه ی کششی پالئوتتیس در پالئوزوئیک زیرین البرز

نویسندگان: حبیب ا.. قاسمی ، علیرضا خانعلی زاده ،

نشریه بلور شناسی و کانی شناسی ایران » بهار ۱۳۹۱ شماره۱

کلیدواژه: دامغان ، البرز ، پالئوزوئیک ، گرانیتوئید ، پالئوتتیس ، نوع A

مشخصات نویسندگان مقاله پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی تودهٔ کوارتز مونزونیتی تویه - درور، جنوب غرب دامغان

علیرضا خانعلی زاده - دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی دانشگاه صنعتی شاهرود

حبیب الله قاسمی - استادیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

چکیده مقاله:

توده نفوذی تویه _ درور با طیف ترکیبی کوارتز مونزودیوریت , کوارتز مونزونیت و مونزونیت در زون البرز شرقی در 45 کیلومتری جنوب غرب دامغان واقع شده است . یافته های این تحقیق بیانگر آن است که سنگ میزبان توده را دولومیتها و آهکهای سازندهای سلطانیه , باروت و ماسه سنگهای سازندهای زاگون و لالون تشکیل می دهند و بنابراین سن آن احتمالاً کامبرین زیرین و به یقین پالئوزوئیک زیرین است . روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی , کمیاب و کمیاب خاکی نمونه های مورد مطالعه حاکی از پیوستگی طیف ترکیب سنگی توده و تشکیل آنها از تفریق یک ماگمای بازیک تر می باشد . تمامی نمونه ها دارای غنی شدگی از عناصر کمیاب خاکی و ناسازگار هستند . پراکندگیهای نمونه ها در برخی از دیاگرامها نیز ناشی از اعمال فرایندهایی همچون آلایش پوسته ای ماگمای مادر و فرایندهای بعدی نظیر دگرسانی , بالازدگی و هوازدگی است . دیاگرامهای مختلف تمایز محیط تکتونیکی نیز موید وابستگی این توده به محیط درون ورقه ای WPG نوع A است . این محیط با محیط کششی پالئوزوئیک زیرین ایران کاملاً سازگار است

کلیدواژه‌ها:

پترولوژی، ژئوشیمی، کوارتز مونزونیتی، تویه - درور ، دامغان

:عنوان نشریه

بلورشناسی و کانی شناسی ایران :بهار ۱۳۹۱ ،دوره ،20 شماره ;1 از صفحه3تا صفحه24.

:عنوان مقاله

گرانیتوئید نوع A تویه درور، جنوب باختر دامغان: نشانه ای از ماگماتیسم حوضه کششی پالئوتتیس در پالئوزوئیک زیرین البرز

:نویسندگان

قاسمی حبیب اله ،*خانعلی زاده علیرضا

:چکیده

توده گرانیتوئیدی تویه درور، واقع در جنوب باختر دامغان، در دامنه جنوبی زون البرز خاوری قرار دارد. این توده، علی رغم ظاهر یکنواخت در صحرا، دارای طیف ترکیبی دیوریت، مونزودیوریت، مونزونیت، کوارتزمونزونیت و گرانودیوریت با برتری بخش مونزونیتی-کوارتزمونزونیتی است. برخلاف گزارش های قبلی مبنی بر نفوذ این توده در سازند جیرود و سن دونین بالایی برای آن، یافته های این پژوهش نشان می دهند که توده نامبرده در داخل سازندهای بایندر، سلطانیه، باروت، زاگون و لالون وابسته به پرکامبرین پسین-کامبرین، نفوذ کرده است. نبود دگرگونی همبری چشمگیر، حاکی از کمبود شاره ها و طبیعت نسبتا خشک ماگما، حجم کم توده و صعود دیاپیری آن در حالت نسبتا جامد و سرد، در اعماق خیلی کم پوسته است. وجود رگه های معدنی از اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن و منگنز، فلوریت، باریت، سرب و روی در سنگ های میزبان، غالب بودن بافت های دانه ای ریزبلور واکنشی هیپرسالووس تا ساب سالووس (پرتیتی، میرمکیتی، گرافیک و گرانوفیری)، طبیعت ماگمای قلیایی، غنی شدگی از عناصر نادر خاکی سبک و ناسازگار (LILE)، مقادیر نسبتا بالای عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) در مقایسه با دیگر گرانیتوئیدها، داشتن CaO و MgO پائین، مقدار بالای نسبت FeO_T/MgO (غالب بودن کانی شناسی مافیک غنی از آهن)، بالا بودن نسبت Ga/Al و قرارگیری در موقعیت گرانیتوئیدهای نوع A در نمودارهای تمایز محیط زمین ساختی، حاکی از آن است که این توده از نوع گرانیتوئیدهای ناکوهزایی زیرگروه A_1 (وابسته به ماگماتیسم کافتی درون ورقه‌ای) است. شواهد مختلف حاکی از وابستگی نزدیک توده گرانیتوئیدی تویه درور به ماگماتیسم محیط کافتی پالئوزوئیک زیرین (اردوویسین-سیلورین) در سرزمین یکپارچه گندوانایی ایران در آن زمان، در ارتباط با آغاز تشکیل حوضه اقیانوسی پالئوتتیس است که در مناطق مختلفی از ایران، به خصوص البرز و ایران مرکزی و نیز در کشورهای مجاور گزارش شده است.

توده گرانیتوئیدی حسن رباط، جنوب شرق گلپایگان

در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان

Lithos 151 (2012) 122–134

Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Lithos

journal homepage: www.elsevier.com/locate/lithos

Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj–Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran

Saeed Alirezaei [a,*], Jamshid Hassanzadeh [b]

[a] Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran
[b] Tectonics Observatory, California Institute of Technology, Pasadena, CA 91125, USA

ABSTRACT

The Sanandaj–Sirjan metamorphic–plutonic Belt (SSB) in west central Iran is a polyphase metamorphic terrain composed of dominantly greenschist-grade metasedimentary and metavolcanic rocks, and felsic to mafic plutons, of Neoproterozoic–Phanerozoic ages. The Hasanrobat granite in central SSB occurs as a single pluton, ~20 km^2 surface area, with relatively consistent mineralogy and chemistry. Quartz, alkali feldspars (microcline and perthite), sodic plagioclases and biotite are the main constituents, commonly associated with minor amphibole. Accessory phases include zircon, allanite, apatite, and magnetite.

The country rocks are Upper Carboniferous–Lower Permian sandstones and dolomitic limestones. Scattered patches of skarn-type assemblages dominated by tremolite and talc occur in the dolomitic limestones, and sandstones are recrystallized to a coarse-grained quartzite at contact with the granite. The granite is metaluminous to slightly peraluminous, and is distinguished by high FeO_t/MgO ratios, typical of ferroan (A-type) granites. The A-type affinity is also reflected by high $Na_2O + K_2O$, high Ga/Al ratios, high contents of large ion lithophile elements (LILE), high field strength elements (HFSE) and rare earth elements (REE), as well as low contents of Sr, and distinct negative Eu anomalies. The biotites are aluminous, Fe-rich, and plot near the siderophyllite corner in the quadrilateral biotite diagram. They are further distinguished by high fluorine contents (0.61 to 1.33 wt.%). Amphibole is ferrohastingsite in composition. Ion microprobe analyses of zircon grains separated from a representative granite sample yielded concordant U–Pb ages with weighted mean $^{206}Pb/^{238}U$ age of 288.3 ± 3.6 Ma.

The granite and the country rocks are cut by a set of mafic dykes with asthenosphere-like geochemical signatures. Such association suggests anorogenic intraplate magmatism in Lower Permian in the region. This provides further evidence for, and significantly constrains timing of, a major extension in Upper Paleozoic in Iran, previously inferred from the rock record. The extension led to the Gondwana break-up and the opening of Neotethys Ocean between Sanandaj–Sirjan and Zagros in Permian.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

Journal of Asian Earth Sciences 37 (2010) 207–218

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Asian Earth Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jseaes

A-type granite of the Hasan Robat area (NW of Isfahan, Iran) and its tectonic significance

M. Mansouri Esfahani [a,*], M. Khalili [b], N. Kochhar [c], L.N. Gupta [c]

[a] Department of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran
[b] Department of Geology, The University of Isfahan, Isfahan, Iran
[c] CAS in Geology, Punjab University, Chandigarh 160 014, India

ARTICLE INFO

Article history:
Received 27 November 2007
Received in revised form 18 May 2009
Accepted 21 May 2009

Keywords:
A-type granite
Rift tectonic
Hasan Robat Granite
Sanandaj–Sirjan Zone
Iran

ABSTRACT

The Late Precambrian Hasan Robat Granite occurs in the northwestern part of the Sanandaj–Sirjan Zone NW of Iran. The granitoid rocks are composed of biotite-bearing syenogranite, alkali-feldspar granite and minor amount of monzogranite. The main minerals are quartz, microcline, plagioclase (albite–oligoclase), green biotite, and amphibole (ferrohornblende) with subsolvus to subordinate hypersolvus affinities.

Chemically, the rock suite is characterized by high SiO_2, Fe/Mg, total alkali (K_2O, Na_2O), Zr, Nb, Y, Hf, Ta, Ga/Al, and REE (except for Eu), and low contents of MgO, CaO, P_2O_5, and Sr. They display A-type characteristics, being ferroan, alkali–calcic to calc–alkalic and metaluminous to peraluminous with minor of peralkaline nature. Crystallization of such magmas has produced the iron-enrichment and alkali composition of the Hasan Robat Granite which likely occurred in an extensional environment. Low abundances of Ba, Sr, P, Ti, Eu, the positive correlation between Ba and Eu anomalies, and the negative correlation between Rb and K/Rb reveal fractional crystallization of alkali feldspar produced at the final compositions of these granites. The low ratios of Y/Nb (<1.2) as well as the ferroan composition of these rocks suggest that they are fractionation from mantle derived magma related to Within Plate Granite (WPG) field.

Crown Copyright © 2009 Published by Elsevier Ltd. All rights reserved.

حمیدی، ۱۳۹۲

تعیین سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی حسن رباط با استفاده از روش ناهمگنی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)

(0) (0)

پایان‌نامه . دولتی - وزارت علوم، تحقیقات، و فناوری - دانشگاه صنعتی شاهرود - دانشکده علوم زمین . 1392 . کارشناسی ارشد

دریافت فایل

موضوع: علوم و علوم کاربردی > زمین شناسی

استاد راهنما: محمود صادقیان | استاد مشاور: حبیب علیمحمدیان | پدیدآور: محسن حمیدی

توده گرانیتوئیدی حسن‌رباط در 38 کیلومتری غرب میمه (از توابع شهرستان شاهین‌شهر استان اصفهان) رخنمون دارد. این توده در درون سنگ‌های دگرگونی زون سنندج- سیرجان (شامل مرمرهای آهکی و دولومیتی کربنیفر - پرمین) نفوذ کرده است. این توده دارای ترکیب سنگ‌شناسی گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت می‌باشد. ارتوز و کوارتز فراوان‌ترین کانیهای روشن موجود در این سنگ‌ها هستند. بیوتیت و هورنبلند سبز کانی‌های سیلیکاته مافیک بارز این توده گرانیتوئیدی می‌باشند. بیوتیت در سراسر این توده گرانیتوئیدی حضور دارد، ولی هورنبلند از فراوانی و حضور کمتری برخوردار است. آلانیت، اسفن و مگنتیت بارزترین کانیهای فرعی این سنگ‌ها هستند. آلانیت از همراهی خاصی با بیوتیت برخوردار است. این توده نفوذی بر اساس اندازه دانه‌ها، به دو بخش دانه‌درشت و دانه‌ریز تقسیم شده است. توده گرانیتوئیدی حسن‌رباط توسط تعدادی قابل‌توجهی دایک دیابازی قطع شده است. در سمت شرق توده، این دایک‌ها از فراوانی بیشتری برخوردار هستند. در جنوب توده نفوذی مورد نظر، این دایک‌ها، مرمرهای آهکی و دولومیتی میزبان را نیز قطع کرده‌اند. به منظور مطالعه فابریک‌های مغناطیسی از توده گرانیتوئیدی حسن رباط در 64 ایستگاه، نمونه‌های جهت‌دار به صورت مغزه (257 مغزه) گرفته شد. بر اساس اندازه گیری‌های انجام شده متوسط پذیرفتاری مغناطیسی این توده 3542 SIμ می‌باشد. با توجه به مقادیر Km به دست آمده، تغییرات مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی، بهترین انطباق را با پراکنش مگنتیت نشان می‌دهد. این توده گرانیتوئیدی در زمره گرانیت‌های فرومغناطیس قرار می‌گیرد. مقادیر ناهمگنی مغناطیسی (پارامتر P) برحسب درصد از 005/1 تا 2/17 تغییر می‌کند. مقادیر پارامتر شکل از 776/0- تا 868/0 تغییر می‌کند. بیضوی‌های مغناطیس از هر دو نوع کلوچه‌ای‌شکل و دوکی‌شکل می‌باشند، ولی سهم بیضوی‌های دوکی‌شکل بیشتر است. خطواره‌های مغناطیسی غالباً به سمت غرب آرایش نشان می‌دهند و بهترین خطواره مغناطیسی یا خطواره مغناطیسی میانگین، دارای راستای 250 و 20 درجه میل در همین راستا می‌باشد. برگواره‌های مغناطیسی غالباً به سمت شرق شیب دارند و در ضمن از شیب کمی برخوردار هستند. با توجه به وضعیت سنگ‌شناسی (دانه‌ریز و دانه‌درشت بودن) و همچنین قطع‌شدگی گرانیتهای دانه‌درشت توسط گرانیتهای دانه‌ریز، این توده به دو فلمرو A و B تقسیم شده‌است ولی رفتار خطواره‌ها و برگواره‌های مغناطیسی در هر دو فلمرو تقریباً یکسان است. با توجه به اینکه گرانیت‌های دانه‌ریز گرانیت‌های دانه‌درشت را قطع کرده‌اند، به نظر می‌رسد آنها در خلال دو مرحله، ولی تحت شرایط ساختاری تقریباً یکسان جایگزین شده‌اند. با توجه به روند آرایش یافتگی خطواره‌های مغناطیسی، مقادیر میل آنها و درنظر گرفتن ملاحظات سنگ-شناسی، می‌توان گفت ماگمای سازنده توده گرانیتوئیدی حسن‌رباط، از بخش جنوب شرقی به سمت بالا صعود کرده و در راستای غرب – جنوب‌غرب گسترش یافته است.

نمایه ها:
فرومغناطیس | مغناطیس | ناهمسانگردی مغناطیسی | مغناطیس‌پذیری | سنگ دگرگونی | کانی | کانی سیلیکاتی | دایک | گرانیت |

توده‌های گرانیتوئیدی گردنه قوشچی، جنوب شرق سلماس
در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان یا ارومیه دختر

Lithos 212–215 (2015) 266–279

Contents lists available at ScienceDirect

Lithos

journal homepage: www.elsevier.com/locate/lithos

Petrogenesis and tectonic implications of Late Carboniferous A-type granites and gabbronorites in NW Iran: Geochronological and geochemical constraints

Hadi Shafaii Moghadam [a,b,*], Xian-Hua Li [a], Xiao-Xiao Ling [a], Robert J. Stern [c], Jose F. Santos [d], Guido Meinhold [e], Ghasem Ghorbani [b], Shirin Shahabi [b]

[a] State Key Laboratory of Lithospheric Evolution,, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China
[b] School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan 36716-41167, Iran
[c] Geosciences Dept., University of TX at Dallas, Richardson, TX 75083-0688, USA
[d] Geobiotec, Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal
[e] Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Goldschmidtstraße 3, D-37077 Göttingen, Germany

A B S T R A C T

Carboniferous igneous rocks constitute volumetrically minor components of Iranian crust but preserve important information about the magmatic and tectonic history of SW Asia. Ghushchi granites and gabbronorites in NW Iran comprise a bimodal magmatic suite that intruded Ediacaran–Cambrian gneiss and are good representatives of carboniferous igneous activity. Precise SIMS U–Pb zircon ages indicate that the gabbronorites and granites were emplaced synchronously at ~320 Ma. Ghushchi granites show A-type magmatic affinities, with typical enrichments in alkalis, Ga, Zr, Nb and Y, depletion in Sr and P and fractionated REE patterns showing strong negative Eu anomalies. The gabbronorites are enriched in LREEs, Nb, Ta and other incompatible trace elements, and are similar in geochemistry to OIB-type rocks. Granites and gabbronorites have similar $\varepsilon_{Nd}(t)$ (+1.3 to +3.4 and −0.1 to +4.4, respectively) and zircon $\varepsilon_{Hf}(t)$ (+1.7 to +6.2 and +0.94 to +6.5, respectively). The similar variation in bulk rock $\varepsilon_{Nd}(t)$ and zircon $\varepsilon_{Hf}(t)$ values and radiometric ages for the granites and gabbronorites indicate a genetic relationship between mafic and felsic magmas, either a crystal fractionation or silicate liquid immiscibility process; further work is needed to resolve petrogenetic details. The compositional characteristics of the bimodal Ghushchi complex are most consistent with magmatic activity in an extensional tectonic environment. This extension may have occurred during rifting of Cadomian fragments away from northern Gondwana during early phases of Neotethys opening.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

توده گرانیتوئیدی هریس، شمال‌غرب شبستر
در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان (یا ارومیه دختر)

مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال هجدهم، شمارهٔ ۴، زمستان ۸۹، از صفحهٔ ۶۳۳ تا ۶۴۶

انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

پتروژنز و سن‌سنجی رادیومتری U-Pb زیرکن در گرانیت هریس (شمال غرب شبستر)، استان آذربایجان شرقی

مهران ادوای*[۱]، جلیل قلمقاش[۲]

۱- دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اهر

۲- سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

(دریافت مقاله: ۸۸/۹/۲۸ ، نسخه نهایی: ۸۹/۳/۲۹)

چکیده: توده نفوذی هریس سازند کهر را قطع کرده و خود با رسوب‌های قاعده‌ی پرمین به‌صورت دگرشیبی آذرین پی پوشیده می‌شود. این توده ترکیب گرانیتی ـ قلیایی گرانیتی داشته و ماهیت متاآلومینیوس تا پرآلومینیوس ضعیف نشان می‌دهد. بی‌هنجاری منفی شدید Eu در نمودار REE نشانگر حضور پلاژیوکلاز در سنگ خاستگاه و یا جدایش پلاژیوکلاز در طول تکامل ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌هاست. بی هنجاری منفی شدید Ba و غنی شدگی‌های Rb و Th نسبت به Ta و Nb نشانگر خاستگاه پوسته‌ای آن‌هاست. این گرانیت‌ها از نوع درون برگه‌ای و از نوع گرانیت‌های غیرکوهزایی (نوع A) ، ارزیابی شده‌اند که از ذوب بخشی یک خاستگاه تونالیتی – گرانودیوریتی و در یک محیط کششی تشکیل شده‌اند. سال‌سنجی رادیومتری به روش U-Pb زیرکن، سن ۳۰۶±۳۴ میلیون سال را برای تبلور این سنگ‌ها به دست داده است. این سن با کشش‌های آغازین کافت‌زایی روی تختگاه پوسته‌ی قاره‌ای عربی ـ ایران سازگار است.

واژه‌های کلیدی: *شبستر، گرانیت، ژئوشیمی، سن‌سنجی رادیومتری، زیرکن، U-Pb، SHRIMP*

توده‌های گرانیتوئیدی میشو، جنوب شرق مرند،
در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان (یا ارومیه دختر)

مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال نوزدهم، شمارهٔ ۳، پاییز ۹۰، از صفحهٔ ۵۲۹ تا ۵۴۴

سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی گرانیتوئیدهای A-type شرق کوه‌های میشو با نگرشی بر اهمیت ژئودینامیکی آن‌ها

محسن مؤید[×]**، قادر حسین‌زاده**

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

(دریافت مقاله: ۸۹/۶/۱۵ ، نسخه نهایی: ۸۹/۹/۳۰)

چکیده: توده‌های گرانیتوئیدی شرق کوه‌های میشو (جنوب‌شرق مرند- استان آذربایجان‌شرقی) به درون نهشته‌های سازند کهر و سنگ‌های مافیک – اولترامافیک کوه‌های میشو تزریق شده و دارای همبری گسلی با نهشته‌های کربناتی تریاس هستند. این توده‌ها دارای تنوع ترکیبی از کوارتزمونزونیت تا گرانیت و گرانیت قلیایی بوده و با دایک‌های اسیدی گرانیت پورفیری و دیابازی قطع شده‌اند. کانی‌های اصلی این توده‌ها شامل فلدسپار قلیایی پرتیتی، کوارتز و پلاژیوکلاز سدیمی بوده و دارای مقادیر کمتری بیوتیت و آمفیبول-اند. بر این اساس این توده‌ها جزء گرانیت‌های هیپرسولووس بوده و به زیر گروه A_2 گرانیتوئیدهای نوع A تعلق دارند. ماگمای مولد این توده‌ها دارای سرشت آهکی- قلیایی تا شوشونیتی بوده و دارای بیهنجاری مثبت از LILE و LREE و بیهنجاری منفی مشخص از Ba، Eu و HREE هستند. این توده‌ها در یک محیط پس از برخورد و در ارتباط با حرکت‌های کششی پس از فاز کوهزائی هرسی‌نین از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *کوه‌های میشو؛ گرانیتوئید؛ نوع A؛ هیپرسولووس؛ هرسی‌نین؛ پس از برخورد.*

مقدمه

گرانیت‌ها به‌دلیل فراوانی در پوسته قاره‌ای و ارائه اطلاعات با ارزش از اعماق زمین و وابستگی تنگاتنگ‌شان به زمین‌ساختی و ژئودینامیک جالب توجه هستند [۱-۳]. اهمیت کوهزائی هرسی‌نین در شمال‌غرب ایران از ابعاد مختلف مورد بحث و بررسی قرار گرفته است [۴-۶]. توده‌های گرانیتی تا گرانیتی قلیایی کوه‌های میشو که نظیر آن‌ها در کوه‌های مورو در شمال‌غرب کشور نیز رخنمون دارند، از جمله توده‌های گرانیتوئیدی هستند که با چرخه‌ی کوهزائی هرسی‌نین در ارتباط بوده و بررسی سنگ‌شناسی و پتروژنز آن‌ها در جهت تکمیل اطلاعات زمین‌شناسی شمال‌غرب کشور از اهمیت خاصی برخوردار است و به آگاهی ما از شکل‌گیری پوسته‌ای ایران در طی کوهزائی هرسی‌نین کمک می‌کنند. این پژوهش در راستای روشن ساختن سنگ‌شناسی، پتروژنز و جایگاه زمین‌ساختی بخشی از توده‌های یاد شده و در ارتباط با چرخه-ی کوهزائی هرسی‌نین در آذربایجان انجام گرفته است.

توجه شود : در برخی مراجع به این توده های نفوذی سن پرکامبرین نیز نسبت داده شده است.

مختصری در مورد واحدهای سنگی کربونیفر و پرمین در ایران (اقتباس از آقانباتی)

کربونیفر در ایران

به جز آذربایجان و زاگرس در اکثر نواحی ایران نهشته های دونین پسین بعد از یک توقف رسوبی ناچیز تا کربونیفر پیشین ادامه دارد.
در نتیجه مانند سنگهای دونین بالایی, سنگهای کربونیفر پایینی گسترش نسبتا" زیادی در ایران دارند و می توان گفت مرز بالایی دونین وپایینی کربونیفر در تمام ایران کاملا" پیوسته است (Wend et al., 2005).
سنگهای کربونیفر شناخته شده ایران عمدتا" به سن کربونیفر پایینی تا اوایل کربونیفر بالایی «**آشکوب نامورین**» می باشد.

کربونیفر در زاگرس:

در اشتران کوه, زردکوه و دنا نیز در نواحی گهکم-فراقون حدود ۳۰ تا ۴۸۸ رسوبات ماسه سنگی درشت دانه با لایه بندی نازک تا توده‌ای به رنگ سفید وجود دارد که در گذشته به کربونیفر نسبت داده می شود. اما مطالعات پالینولوژی قویدل (۱۳۶۲) نشان داد که ماسه سنگهای مورد نظر سن دونین پسین (سازند زکین) و پرمین پیشین (**سازند فراقون**) دارند. یعنی در کوه های زاگرس سیستم کربونیفر یک دوره خروج از آب و فرسایش به بزرگی ۷۰ میلیون سال را پشت سر گذاشته اند.

کربونیفر در البرز مرکزی:

دو واحد سنگ چینه ای در دونین و کربونیفر البرز مرکزی گشترش دارند که عبارتند از:
سازند جیرود: Assereto.1963

این سازند اولین بار توسط آسرتو معرفی شد و شامل رسوباتی است که بصورت نا پیوسته بین میلا به سن کامبرین و **درود به سن پرمین** قرارداد. «آسرتو وجائتانی ۱۹۶۴) این سازند را به ۴واحد Aتا D تقسیم کردند. اما استپانو ۱۹۷۱ این تعریف را محدود می کند و بیان می‌کند تنها بخش A مربوط به سازند جیرود است و بقیه مربوط به سازند مبارک است که این سازند را می‌پوشاند.
همه نویسندگان اخیر از جمله اشتوکلین ۱۹۹۱, ۲۰۰۲ Went etal,2005 این تعریف جدید را پذیرفته اند.
در تعریف جدید جیرود تشکیل شده از ۴۰۰-۳۰۰ متد شیل, کوارتزیت ماسه سنگ قرمز و کنگلومرای قرمز تیغه ای بزرگ مقیاس و چینه بندی متقاطع و ماسه سنگهای دولومیتی, آهک های ماسه ای و شیل قرمز (Ueno et al 1997)
یک محیط دلتایی رودخانه ای به عنوان محیط رسوبی این سازند معرفی می شود. اما با توجه به ماسه سنگهای دولومیتی حاوی فیسل براکیوپودا در بخش بالایی این سازند می توان گفت بخش بالایی این سازند در یک محیط دریایی تشکیل شده. (Ueno et al 1997)
با توجه به شواهد زیر سن این سازند دونین میانی تا کربونیفر زیرین می باشد.
۱. براکیوپودا بزرگ نیا ۱۹۶۴, ۱۹۶۴ Loronz,1963Aserto, جائتانی ۱۹۶۵، ۲. پالیتومورف ها کیمیایی ۱۹۷۲, قویدل ۱۹۹۵، ۳. گونیا نیت ها دشت بان ۱۹۹۵
۴. بقایای ماهی ها دشت بان ۱۹۹۶، ۵. سازند مبارک ۱۹۷۱ Stepanor
این سازند بصورت پیوسته سازند جیرود را می پوشاند.
در مقطع تیپ این سازند روی میلا و زیر نسن قرار دارد اما در نواحی دیگر با جیرود همبر است
این واحد ابتدا در ۱۹۶۳ توسط آسترو و تحت عنوان آهک های مبارک معرفی شد و بیش از ۴۵۰ متر ضخامت دارد که اصولا" شامل آهک های سیاه رنگ فسیل دار به همراه مقداری شیل های سیاه و آهک های مارنی در بخش پایینی و میان لایه های شیلی.
محیط رسوبی این سازند یک محیط سابتایدال به همراه مقدار ناچیزی نوسانات آب دریا می باشد. (Ueno et al, 1997) این سازند حاوی فسیل های فراوانی است که عبارتند از:۱. براکیوپود ها:۱۹۳۴ Assereto ،Rivierre, 1963 ۲. کرینوئیدها: Webster et al ۲۰۰۷، ۳. فرامینیفرها Ueno et al,1973 Bozorg nia ،۱۹۹۷، ۴. بریزوآ و گاستردپودا

بر اساس مطالعات (Stepanov ۱۹۷۱) سن این سازند کربونیفر زیرین تخمین زده شده است. رسوبات **سازند مبارک** توسط رسوبات فرسایشی قاره ای به سن پرمین زیرین به نام **سازند درود** پوشیده شده ویا به وسیله برش ها و یا ماسه سنگ های اوولیتی به سن ژوراسیک پوشیده شده اند «Wend tetal ۱۹۷۷»

این سازند دارای پتانسیل هیدروکربنی است و ردیف های بالایی آن به علت داشتن دولومیت های ضخیم و سنگ آهک سنگ مخزن مناسبی است.

سازند مبارک قابل قیاس با سازند شیشتو است هرچند که رخساره های سنگی این دو با هم تفاوت دارد.

برش شهمیرزاد:

این برش شامل ضخامتی در حدود ۴۵۰ متر از رسوبات کربناته و آواری سازند مبارک و جیرود است. در این سازند جیرود شامل ۱۹۸ متر رسوبات اساسا" آواری است, که به صورت ناپیوسته بر روی سازند کامبرو اردویسین میلا قرار دارد, که خود توسط رسوبات سازند مبارک با ضخامت ۳۵۰ متر پوشیده شده. در این برش سازند مبارک در زیر سازند آهکی الیکا به سن تریاس با ضخامت ۲۰ متر قرار دارد.

دامنه جنوبی البرز:

سازند مبارک در این ناحیه محدود به تورنزین-ویزئن میانی است و به نظر می رسد که خروج ویزئن میانی دامنه جنوبی تا پرمین به طول انجامیده. برخلاف دامنه جنوبی,در دامنه شمالی پس از فرسایش ویزئن میانی دوباره دریا پیشروی کرده است به نهشته های این دریای پیشرونده به طور غیر رسمی سازندهای باقرآباد (در دره چالوس) قزل قلعه, دزد بند (حوالی گرگان) می گویند.

ناحیه آق دربند:

در این محل سنگ آهک های معادل سازند مبارک ضمن داشتن سنگ واره های شاخص مرمری شده اند.شبیه بودن ردیف های آهکی آق دربند و البرز یکی از دلایلی است که افتخار نژاد کپه داغ را ادامه سکوی پالئوزوئیک صفحه ایران دانسته است.

کربونیفر در ایران مرکزی:

در ایران مرکزی سنگهای کربونیفر رخساره های متفاوتی دارند.

در بلوک طبس: بصورت رسوبات آواری در حوضه های با فرونشست زیاد زیر سازند شیشتو۲ وسازند سردر به سن کربونیفر پیشین تا پسین در سکوهای اطراف بلوک طبس مانند: نواحی یزد و اردکان سنگهای کربونیفر رخساره کربناته مشابه سازند آهکی مبارک در البرز دارند.

بلوک «کلمرد»:

سنگهای کربونیفر رخساره کربناته دار ضخامت قابل توجه گچ (تا ۱۲۰ متر) از ویژگی خاص این بلوک است و در هیچ جای ایران مشاهده نشده و به طور غیر رسمی این لایه گچی به نام سازند گچال نام کذاری شده است.

زیر سازند شیشتو ۲:

- واحد شیلی (زیر)، واحد کربناته (سنگ آهک خاکستری(بالا))

برش الگو در ازبک کوه- برش مرجع در حوض دو راه ۲۱۷ متر ضخامت دارد.

زیر سازند شیشتو۲

سن شیشتو۲ براساس سرپایان, بازوپایان و مرجانها, از تورنزین پایانی تا ویزین آغازی است.

مرز زیرین شیشتو: منطبق بر (افق موش) و به ظاهر پیوسته و تدریجی اما گرگیج (۱۳۸۱) این مرز را گسله می داند.

مرز بالای شیشتو با سازند سردر یک سطح فرسایشی موازی که با افق های کنگلومرایی قاعده سازند سردر مشخص می شود (این کنگلو مرا معرف نبود رسوبگذاری و چرخه فرسایش ویزین میانی است که برای آن نام البرزین پیشنهاد شده

سازند آواری سردر:

نهشته های شیلی- ماسه سنگی در برش الگو در کوهپایه های غربی کوههای شتری چون در برش الگو سازند در یک تاقدیس برونزد دارد و مرکز تاقدیس دیده نمی شود ضخامت و لیتولوژی بخش زیرین آن مشخص نیست.

برش کمکی سازند سردر در دامنه جنوبی کوه جمال (دره حوض دوراه)

در بسیاری از نقاط بلوک طبس سازند سردر ضخامت متغیری از نهشته های شیلی-ماسه سنگی سبز رنگ تا خاکستری با تناوبهای ماسه سنگ آهکی, کوارتزیت و سنگ آهکهای ماسه ای قهوه ای این مجموعه به صورت تپه ماهورهای تیره رنگ است.

توالی شیل و ماسه سنگ سردر توسط لایه کوارتزیتی به ضخامت ۷۴ متر پوشیده شده. به لحاظ وجود رخساره رسوبی جزء سازند سردر شناخته شده ولی بعد از مطالعات صحرایی مشخص شد پیوند آن با ردیف های کربناتی سازند جمال (پرمین) بیشتر است. بنابراین به پیشنهاد کمیته ملی چینه شناسی عضو کوارتزیتی از ردیف های کربونیفر حذف و جزء نهشته های آواری پبشرونده پرمین شناخته می شود.

از روی فسیل های یافت شده سردر ها

- زیرسازند سردر۱ (علوی نائینی ۱۳۷۲)، - زیرسازند سردر۲ (علوی نائینی ۱۳۷۲) می‌باشد.

مرز زیرین سازند سردر ۳۰ تا ۵۰ متر کنگلومرای چرتی+ میان لایه‌های ماسه‌سنگی است که به صورت ناپیوستگی هم شیب روی شیشتو ۲ قرار گرفته‌اند.

مرز بالایی به صورت دگرشیبی فرسایشی در زیرلایه کوارتزینی سفید رنگ پرمین (سازند جمال) قرار دارد.

نظرات مختلف درباره سن سازند سردر:

استپانوف (۱۹۶۷) سردر۱ ویزئن پسین تا نامورین و سردر۲ به سن کربونیفر پسین وپرمین می داند.

والیر (۱۹۶۶) سردر۲ را مربوط به پنسیلوانین پیشین می داند. یزدی (۱۹۹۶) با توجه به گونیاتیت های وستفالین مرز بالای سردر را محدود به وستفالین می داند.

سازند گچال:

آقا نباتی (۱۹۷۵) سازند گچال را به چهار عضو تقسیم می کند:

عضو A: ضخامت ۷۵ متر ,لیتولوژی: سنگ آهک لایه ای منطبق که با چند لایه ماسه سنگ کوارتزی و با ناپیوستگی هم‌شیب گاهی روی سنگهای دونین و گاهی روی ردیف های اوردووسین قرار دارد. فسیل‌های آن به ویژه بازوپایان با فسیل های شیشتو۲ و لایه‌های اول سردر مشابه است.

عضوB : ضخامت ۷۰ تا ۹۰ متر, لیتولوژی: دولومیت خاکستری ضخیم- فاقد فسیل در زیرسطح فرسایشی ویزئن میانی قرار دارد و سن تورنزین- ویزئن دارد.

عضو C: لایه راهنمای پسروی دریا در کربونیفر (فاز البرزین)- گاهی با رسوب ۱۲۰ تا ۱۵۰ متر گچ و کمی دولومیت- به طور جانبی نازک وگاهی نیز حذف می شود.

عضو D: ضخامت ۲۲ تا ۹۸ متر, لیتولوژی: سنگ آهک‌خاکستری روشن و حاوی کنودنت، مرجان‌های درشت و... به سن ویزئن تا نامورین می باشد.

(هفت لنگ ۱۳۷۹ و گرگیج ۱۳۸۱) سازند گچال محدود به این چهار عضو نیست وردیف های کربناته و آواری روی عضو D که در گذشته پرمین به حساب می آمدند دارای فسیل های کربونیفر است بر این اساس سازند گچال ۵ عضو با رنج سنی ویزئین تا آغاز نامورین دارد.

کربونیفر در سنندج سیرجان:

در سنندج سیرجان بویژه در جنوب غرب آن سنگ های کربونیفر دگرگون هستند . بخشی از دگرگونی پالئوزوئیک به علت تاثیر شدید سیمرین پیشین () در نواحی سیرجان, پاریز و چهار گنبد, سنگهای کربونیفر را به نام «**گروه خواجو**» نام گزاری کرده اند.

این سنگها حدود ۲۰۰۰ متر ضخامت دارد و شامل ۳ واحد جداگانه است:

واحد پایینی: شیست, میکا شیست و گابرو (رخساره شیست سبز)، واحد میانی: فیلیت, کالک شیست و دیاباز دگرگونی، واحد بالایی: مرمر و دولومیت های مرمری

این گروه فاقد فسیل بوده و سن مشخصی ندارد اما واحد بالایی آن با مرمرهای کوه زیران مقایسه و سن آن کربونیفر پسین- پرمین پیشین شناخته می شود, دو واحد دیگر احتمالا" مسن تر هستند.

در ناحیه بردسیر کرمان: مجموعه دگرگونی سوریان به سن کربونیفر پیشین است که شامل, کوارتزیت, میکاشیست و کالک شیست می باشد.

در ناحیه باغین کرمان: **سازند بوج,** شامل مرمر توده ای در زیر, گابرو-دیوریت

در وسط و مرمر لایه ای در بالا است (دیستیریم ۱۹۷۳).

مک کال(۱۹۸۵) سنگهای کربونیفر گزارش شده مجموعه دگرگونی جداکننده مکران شمالی از مکران جنوبی را ادامه جنوب شرق زون سنندج- سیرجان در مکران می داند.

پرمین در ایران مرکزی

وجود برونزدهای نسبتاً گسترده سنگ‌های پرمین در نواحی طبس، شیرگشت، کلمرد، کرمان، بهاباد، بیابانک، انارک، بافق، تربت‌جام، ازبکوه، تربت‌حیدریه، کاشمر، نایبند، بیرجند، بزمان و ... گویای پیشروی گستـــردهٔ دریای پرمین در ایران مرکزی است که در همه جا به ردیف‌های رسوبی این دریای پیشرونـــدهٔ « **سازند جمال**» نام داده شده است. اگرچه سازند جمال یادآور ردیف‌های « کربناتی» زمان پرمین است، ولی در همه جای ایران مرکزی، لایه‌های آغازین این سازند با ردیف‌های آواری آغاز می‌شود. شباهت رخسارهٔ این آواری‌ها با نهشته‌های آواری کربنیفر (سازند سردر) سبب شده تا آواری‌های موردنظر بخش انتهایی سازند سردر دانسته شوند. در حالی که وجود یک ناپیوستگی رسوبی در پایهٔ این آواری‌ها و به ویژه گذر تدریجی آنها به سنگ‌آهک‌های پرمین حتمی و نشانگر پیوند آنها با سازند جمال است.

وجود سنگواره‌های کربنیفر پسین در ردیف‌های آواری پایه سازند جمال نشانگر آن است که پس از چرخهٔ فرسایشی هرسی‌نین، در آشکوب‌های پایانی کربنیفر (مسکووین – قزلین) دریا، به ویژه بلوک در حال نشست طبس را فرا گرفته و رسوبگذاری آغاز شده در کربنیفر پایانی، بدون انفصال تا زمان پرمین ادامه پیدا کرده است. لذا شایسته است تا دست کم در ناحیهٔ طبس، سازند جمال را به دو بخش آواری (در زیر) و کربناتی (در بالا) تقسیم و تغییرات سنی آن را از کربنیفر پسین (مسکووین – قزلین) تا پرمین بدانیم.

سازند آهکی جمال : بُرش الگوی سازند جمال، توسط اشتوکلین و همکاران (۱۹۶۵)، در پهلوی جنوبی کوه جمال، در جنوب طبس، مطالعه و معرفی شده است. در این محل، مرز زیرین سازند جمال به سازند سردر است و در بالا، با ناپیوستگی هم‌شیب با واحد سنگ چینه‌ای سازند سُرخ شیل، به سن تریاس پیشین، پوشیده می‌شود.

در بُرش الگو، سازند آهکی جمال شامل ۴۷۳ متر سنگ‌های کربناتی است که حدود ۶۰ متر بالای آن دولومیت کرم رنگ و بقیهٔ آن، سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای ریفی، به رنگ خاکستری است. مرجان به ویژه فوزولینیده از مهم‌ترین سنگواره‌های سازند جمال است که به ویژه در بخش میانی این سازند یافت می‌شوند و تغییرات سنی آنها از بخش بالایی پرمین پیشین تا جُلفین است.یافته‌های زمین‌شناسی جدید نشان می‌دهد که بر خلاف شرح بیان شده برای بُرش الگو، سازند جمال منحصر به ردیف‌های کربناتی نیست. به عبارت دیگر ۷۴ متر آواری‌های زیر سنگ‌آهک‌های سازند جمال به واقع ردیف‌های آواری پیشروندهٔ این سازند هستند.

به همین‌رو، بنا به پیشنهاد کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی، آواری‌های مورد سخن از سازند سردر حذف و نخستین عضو سازند جمال دانسته می‌شوند. بدین ترتیب، در بُرش‌های کامل، سازند جمال یک عضوماسه‌سنگ کوارتزی در زیر، یک عضو سنگ‌آهک مرجانی در وسط و یک عضو دولومیتی در بالا دارد.

طاهری (۱۳۸۱)، به ردیف‌های آواری حد فاصل سازند سردر (در زیر) و کربنات‌های سازند جمال، « عضو زَلدو » نام داده و با توجه به پراکندگی فوزولیناسهآ و شناسایی دو زون زیستی به تغییرات سنی قزلین پسین – آسلین اعتقاد دارد. ایشان، در برش حوض دوراه (کوه جمال) ردیف‌های «کربناتی» پرمین را شامل چهار زون زیستی و به سن بُلورین – جُلفین – دورآشامین؟ می‌داند.

پرمین در آباده

در جنوب آباده، توالی به نسبت ضخیمی (۱۱۹۰ متر) از سنگ‌های پرمین پایینی تا بالایی وجود دارد که به لحاظ داشتن گذر تدریجی به تریاس، شاخص است. رخسارهٔ متفاوت این سنگ‌ها و همچنین گذر تدریجی آنها به تریاس سبب شده تا طراز (۱۹۶۹)، ردیف‌های پرمین ناحیه را به گونه‌ای دیگر نامگذاری و معرفی نماید که نتیجهٔ آن در جدول زیر خلاصه شده است.

شماره واحد	واحد سنگ چینه‌ای (غیر رسمی)	ضخامت (متر)	سنگ شناسی	زون‌های زیستی	اشکوب	در مقایسه با جلفا
۷	سازند همبست	۱۹	سنگ‌آهک نازک لایه مایل به قهوه‌ای	Paratirofites Beds Pseudoqastrioceras Araxoceras Beds Araxilevis Beds	پرمو- تریاس (جلفین- ایندوان)	واحد E (لایه‌های گذر تدریجی)
۶		۱۷/۵	سنگ‌آهک، سنگ‌آهک مارنی، خاکستری سنست		جلفین	واحد C (جلفای پایینی)
۵	سازند آباده	۵۶	سنگ‌آهک سیاه، سخت، بودار، دیواره‌ساز	Codonofusiella–Reichelina Beds	ابادیین	-
٤		۲۷۸	شیل‌های سرخ تا ارغوانی در زیر، سنگ‌آهک سیاه، شیل و مارن خاکستری تیره در بالا			
۳	سازند سورمه	۱۱۰	سنگ‌آهک خاکستری تیره، با سختی متوسط	Statta Zone (جدواسط‌کوادالوپین- وجوان‌تر)	کوادالوپین	واحد B (لایه‌های خاچیک)
۲		۲٦۰	سنگ‌آهک خاکستری، سیاه، متراکم، حاوی لایه‌های چرت در پائین، و قلوه‌های چرت در بالا	Verbeekina-Chusenella Zone		واحدهای A و B (لایه‌های کنیشیک و خاچیک)
۱		٤٥۰	سنگ‌آهک خاکستری، توده‌ای با افقی از ماسه‌سنگ‌آهکی درشت دانه در زیر	Neoschwagerla Zone Afghanella Zone Polydiexodina Zone	آسلین – ارتنسکین	واحد A

پرمین در بلوک کلمرد

در بلوک کلمرد، واقع در باختر طبس، سنگ‌های پرمین تفاوت رخساره‌ای محسوسی با بُرش الگوی این سنگ‌ها در کوه جمال دارند. در این ناحیه (کلمرد)، سنگ‌های پرمین متشکل از سه چرخهٔ رسوبی دانسته شده است. به همین لحاظ سنگ‌های یاد شده (پرمین) به سه عضو A و B, C تقسیم و به مجموعهٔ آنها، با اقتباس از نام روستای رباط‌خان (۹۰ کیلومتری باختر طبس) «**سازند خان**» نام داده شده است (آقانباتی، ۱۹۷۵).

یافته‌های دیرینه‌شناسی جدید (آقانباتی و هفت‌لنگ، ۱۳۷۹) نشان داده است که عضو A سازند خان حاوی Pseudoepimastopora sp. Globivalvulina cf. sphaerica (Abich), Pseudostaffella sp. به سن مسکووین است. به همین دلیل، با توجه به بازنگری انجام شده، سازند غیررسمی خان متشکل از دو عضو، با تغییرات سنی **مرغابین** – **جُلفین** می‌باشد.

پرمین در شهرضا

در شمال خاوری شهرستان شهرضا، ردیف رسوبی کاملی از سنگ‌های پرمین برونزد دارد. باغبانی (۱۳۷۵)، رسوبات پرمین ناحیهٔ شهرضا را با عنوان « گروه شورجستان » نام‌گذاری کرده که با ناپیوستگی فرسایشی بر روی رسوبات کربنیفر و به طور هم‌شیب و بدون نبود چینه‌ای در زیر رسوبات تریاس زیرین قرار می‌گیرد و از نظر تداوم رسوبگذاری از پرمین به تریاس مشابه نواحی جلفا و آباده است. ردیف‌های پرمین شهرضا در جدول زیر خلاصه شده است.

دوره	اشکوب	زون زیستی	سنگ‌شناسی	ضخامت	واحد سنگی: سازند	واحد سنگی: گروه
پرمین	جلفین	Vedioceras nakamurai subzone Araxoceras tectum subzone Araxillevis Zone Codonofusilla Rectostipulina Zone	سنگ‌آهک سرخ متمایل به قهوه‌ای سنگ‌آهک خاکستری	۸۰	سازند همبست	گروه شورجستان
	ابادیین	Yabeina (Lepidolina) Zone	تناوب شیل، سیلتستون و سنگ‌آهک ورقه‌ای	۲۰۶	سازند آباده	
		Discospirella Zone				
		Paraglobivalvulina – Chusenella abichi Zone	سنگ‌آهک خاکستری	۴۱۴		
	مرغابین (گوادالوپین)	Neoschwagerina margaritae Zone	پخش پائینی (۶۰ متر) سنگ‌آهک میکریتی با لایه‌ها و قلوه‌های چرت پخش پایینی (۲۸۰ متر) سنگ‌آهک و آهک دولومیتی، ضخیم لایه، خاکستری مخروه‌ساز	۴۴۰	سازند سوزه	
		Eopolydiexodina dauqlasi Zone				
		Neoschwagerina simplex Zone				
	کوپرگندین	Cancellina Zone				
		Maklaya Zone				
	پلوربین	Misellina Zone				
	ارتنسکین	Pseudofusulina, Parafusulina Zone				
	ساکمارین	Robustoschwagerina	ماسه سنگ، سنگ‌آهک و شیل، دارای یک ردیف کنگلومرایی به ضخامت ۰/۵ متر در پایه	۱۴۲	سازند وژنان	
	اسلین	Pseudoschwagerina-Pseudo Fusulina				

پرمین در مشهد – فریمان

بر خلاف تمام گسترهٔ ایران زمین که سنگ‌های پرمین خاستگاه قاره‌ای – سکویی دارد، در جنوب باختری مشهد تا شمال خاوری فریمان مجموعه‌ای از سنگ‌های مافیک و اولترامافیک وجود دارد که همراهانی از سنگ‌های رسوبی پلاژیک، به سن پرمین دارند. مجموعهٔ سنگ‌های مافیک، اولترامافیک و همراهان رسوبی آنها، سیمای منشورهای برافزاینده دارند و بیشتر زمین‌شناسان بر این باورند که مجموعهٔ یاد شده، ضمن داشتن خاستگاه اقیانوسی، نشانگر زمیندرز تتیس کهن است که دو صفحهٔ توران و ایران را از یکدیگر جدا می‌سازد.

در ناحیهٔ مشهد، این مجموعه، دگرگونی و بدون سنگواره شاخص است که گاهی به سن پرکامبرین و زمانی به سن دونین - کربنیفر دانسته شده است. در ناحیهٔ سفید سنگ از درجهٔ دگرگونی سنگ‌ها کاسته شده و می‌توان نشانه‌هایی از سنگواره‌های پرمین را به ویژه در سنگ‌های آهکی دید. بهترین رخنمون این مجموعه را افتخارنژاد (۱۳۷۰) در دره انجیر، واقع در ۲۰ کیلومتری جنوب باختری آق‌دربند گزارش کرده است. در دره انجیر، مجموعه‌ای از سنگ‌های دیابازی، توف، رادیولاریت، چرت و سنگ‌آهک وجود دارد که با سنگ‌های مافیک و اولترامافیک پیوند گسلی دارند. سنگواره‌های موجود در افق‌های آهکی این مجموعه حاوی انواع گوناگونی از سنگواره‌های جلفین پیشین است. جدا از بخش‌های کربناتی، چرت‌های پلاژیک این مجموعه، به ویژه در ناحیهٔ فریمان، دارای کنودونت‌های اواخر پرمین زیرین هستند.

پرمین در سنندج – سیرجان

پیچیدگی‌هایی که در تعیین مرز سنندج – سیرجان و ایران مرکزی وجود دارد، سبب شده تا دیدگاه‌های موجود در مورد سنگ‌های پرمین این پهنه، متفاوت باشد. باغبانی (۱۳۷۰)، سنگ‌های پرمین نواحی سورمق، آباده، شهرضا را متعلق به زون سنندج – سیرجان می‌داند. لاسمی (۱۳۷۱) بر این باور است که توالی‌های پرمین نواحی آباده – شهرضا رخسارهٔ تتیس جوان دارد. تفاوت دیدگاه‌ها، ارایهٔ شرحی بر سنگ‌های پرمین سنندج – سیرجان را دشوار می‌سازد. ولی، در یک نگاه کلی به نظر می‌رسد که بیشتر سنگ‌های پرمین این ناحیه سنگ‌های کربناتی آهکی- دولومیتی هستند که همراهانی از شیل و سنگ‌های آتشفشانی آلکالن دارند. در ناحیهٔ مریوان، سنگ‌های آتشفشانی بازی تا متوسط، حجم اصلی سنگ‌های پرمین ناحیه را تشکیل می‌دهند. دگرگونی و دگرشکلی، یکی از ویژگی‌های سنگ‌های پرمین سنندج – سیرجان است که در ایجاد آن رویداد زمین‌ساختی سیمرین پیشین نقش داشته است

پرمین در زاگرس

یافته‌های جدید دیرینه‌شناسی زاگرس گویای آن است که ایست رسوبی و چرخه‌های فرسایشی پیش از پرمین این پهنه دست کم به بزرگی ۷۰ میلیون است، به گونه‌ای که لایه‌های آغازین سیستم پرمین (آشکوب ساکمارین) با دگرشیبی موازی سطوح فرسایشی دونین پسین (فامنین پیشین) و گاهی سنگ‌های کامبرین را می‌پوشانند.

جدا از ردیف‌های آواری دریای پیشروندهٔ پرمین، سهم بیشتر سنگ‌های پرمین زاگرس از نوع نهشته‌های کربناتی آهکی است که شباهت کافی به ردیف‌های همزمان در عربستان دارد. به همین‌رو تا پیش از سال ۱۹۷۷، برای سنگ‌های پرمین زاگرس از نام «سازند خوف (Khuff Fm.) » استفاده می‌شد که از واحد سنگی پرمین عربستان اقتباس شده بود.

بر پایهٔ مطالعات زابو و خرد پیر (۱۹۷۸) و قویدل (۱۹۸۸)، در حال حاضر دو واحد سنگ‌چینه‌ای فراقون (درزیر) و دالان (دربالا)، معرف سنگ‌های پرمین زاگرس است. گفتنی است که مجموعهٔ دو سازند فراقون و دالان، همراه با **سازند کنگان** (تریاس پایینی)، یک واحد سنگ‌چینه‌ای در مرتبهٔ گروه است که «گروه دهرَم (Deheram Group) » نام دارد.

سازند ماسه‌سنگی فراقون: برش الگوی سازند فراقون زیر سطحی است و در چاه شمارهٔ یک کوه سیاه انتخاب شده است (مطیعی، ۱۳۷۲). برونزدهای سطحی این سازند را می‌توان در کوه فراقون (۸۰ کیلومتری شمال بندرعباس) چالیشه، اشترانکوه، کوه گوگرد، کوه دنا، کوه گهگم و کوه سورمه دید.

در گذشته ماسه‌سنگ‌های فراقون نشانگر سنگ‌های پرمو - کربنیفر و زمانی هم یادآور ردیف‌های دونین بود. ولی در حال حاضر این واحد سنگ‌چینه‌ای تنها نشانگر ردیف‌های پیشروندهٔ پرمین پیشین است. از نگاه سنگ‌شناسی، لایه‌های آغازین این سازند بیشتر کنگلومرای کوارتزی با قلوه‌های نیم گرد است که با آژندی ماسه‌سنگی و سیمان سیلیسی در بر گرفته شده‌اند، ولی بیشتر سازند ماسه‌سنگ کوارتزی با دانه‌بندی متوسط تا دانه ریز دلتایی - رودخانه‌ای است که تناوب‌هایی از شیل و لایه‌های آهکی دارد. در چاه انجیر (۱)، کبیرکوه (۱) و هلیان (۱) بیشتر این سازند شامل شیل است (مطیعی، ۱۳۷۲).

ستبرای سازند فراقون از ۵۳ متر در کوه فراقون تا ۵۰۰ متر در چالیشه متغیر است. در بیشتر نواحی مرز زیرین ماسه‌سنگ‌های فراقون ناپیوسته و ممکن است به کامبرین (کوه دنا) اردویسین (کوه سورمه) و یا دونین (کوه فراقون و کوه گهکم) باشد ولی در همه جا، مرز بالایی این سازند با کربنات‌های سازند دالان (پرمین) تدریجی است.

سن سازند فراقون، به لحاظ نداشتن سنگوارهٔ شاخص چندان روشن نیست. اگرچه در گذشته ردیف‌های آواری فراقون را به سن پرمو – کربنیفر دانسته‌اند ولی مطالعه پالینومرف‌های این سازند (قویدل، ۱۹۸۸) معرف آشکوب ساکمارین از پرمین پیشین است. بدین ترتیب در کوه‌های زاگرس وجود یک نبود چینه‌شناسی از فرازنین بالایی و فامنین، تمامی کربنیفر تا پرمین پیشین حتمی است.

سازند ماسه‌سنگی فراقون را می‌توان با آواری‌های دریای پیشروندهٔ پرمین در البرز (سازند دورود) و یا ماسه‌سنگ‌های کوارتزی موجود در پایهٔ سازند جمال (ایران مرکزی) مقایسه کرد.

سازند آهکی دالان : سازند دالان نشانگر رخساره‌های کربناتی ردیف‌های پرمین بالایی زاگرس است. بُرش الگوی این سازند با ۷۴۸ متر ضخامت، در چاه شمارهٔ (۱) کوه سیاه است. بهترین رخنمون سطحی آن با ۶۳۸ متر ستبرا، در کوه سورمه (۱۱۰ کیلومتری جنوب شیراز) برونزد دارد.

در یک دید سراسری، باغبانی (۱۹۸۱) سازند دالان را به سن گوبرگندینین ((Gubergendinian تا دورآشامین ((Dorashamian می‌داند. مرز زیرین سازند دالان، از نوع پیوسته و تدریجی و به سازند آواری فراقون است. در بسیاری از نواحی زاگرس یک دگرشیبی در مرز پرمین و تریاس قابل شناسایی است.

سازند دالان در شرایط رسوبی مشابهی انباشته نشده به همین رو، این سازند در نواحی گوناگون سنگ رخسارهٔ متفاوت دارد (شکل ۴-۷). باغبانی (۱۳۶۹) به سه سنگ رخساره و مطیعی (۱۳۷۲) به چهار سنگ رخساره باور دارند. از تلفیق این دو دیدگاه، سازند دالان را می‌توان به رخساره‌های زیر تقسیم کرد.

رخسارهٔ کربناتی محدود همراه با سنگ‌های تبخیری: این رخساره که معرف ویژگی‌های عمومی بُرش الگو است به ویژه در نواحی فارس و لرستان گسترش دارد و نشانگر محیط‌های کم انرژی تا انرژی متوسط است. در این نواحی، سازند دالان شامل سه عضو زیر است.

عضو « کربناتی پایینی (Lower Carbonate Member) »، با ۲۵۰ تا ۳۰۰ متر ستبرا، شامل سنگ‌آهک‌های دولومیتی و دولومیت با روزنه‌داران کوچک، جلبک و به ندرت فوزولینید است. این بخش دو افق گچ به نام‌های A و B دارد. بررسی‌های دیرینه‌شناسی جامع باغبانی (۱۹۸۱) در نواحی مختلف زاگرس، گویای آن است که عضو کربناتی پایینی دارای چهار زون زیستی زیر است: (بالا) – Kahlerina Globivalvulina - Eopoly diexodina -Eoverbeekina -Neaendothyra -(پایین)با استناد به این زون‌های زیستی، عضو کربناتی پایینی، سن گوبرگندینین و مرغابین دارد.

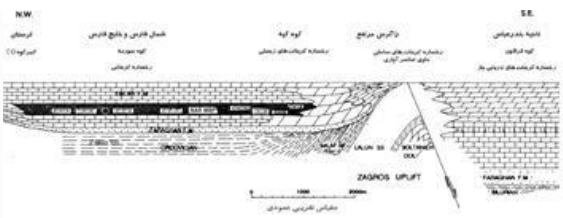
«**عضو تبخیری نار**»، با ۸۰ تا ۲۲۷ متر ضخامت، شامل انیدریت‌های ضخیم لایه در تناوب با دولومیت‌های ائولیتی و گچی است. از فارس به سمت زاگرس مرتفع، بخش تبخیری نار ابتدا به سنگ‌آهک تبخیری و سپس به لایه‌های کربناتی تغییر رخساره می‌دهد. زون‌های زیستی زیر سبب شده تا باغبانی، بخش انیدریتی نار را به سن مرغابین بالایی و آبادیین بداند.(بالا)- Discospirella -Palaglobivalvulina Schwagerina -Kahlerina – Globivalvulina- (پایین)

عضو « کربناتی بالایی (Upper Carbonate) »، با حدود ۳۰۰ متر ضخامت، شامل سنگ‌آهک‌های ائولیتی در پایین و سنگ‌آهک‌های میکرایتی و دولومیت در بالا است. عضو کربناتی بالایی دو ویژگی دارد. یکی تخلخل بسیار زیاد که سبب شده تا این عضو سنگ مخزن ذخایر گازی باشد. دوم داشتن افق‌های متعدد گچ که به ستبرترین آنها افق C نام داده شده است. زون‌های زیستی این عضو عبارتند از:(بالا)- Paradagmarita Rectostipulina - Shanita-(پایین)

رخسارهٔ کربناتی ساحلی – دریای آزاد: در زاگرس مرتفع، سازند دالان با حدود ۱۰۰۰ متر ستبرا، رخسارهٔ کربناتی محض دارد و شامل ردیف‌هایی از سنگ‌آهک، آهک دولومیتی و دولومیت است که لایه‌بندی آن از متوسط تا توده‌ای تغییر می‌کند. عدسی‌ها و گرهک‌های چرت در بخش‌های میانی و بالایی این ردیف‌های وجود دارد.در کوه گره، زردکوه، قلعه کوه و اشترانکوه فراوانی مرجان‌ها، لاله‌وشان، جلبک‌ها، بازوپایان و روزنه‌دارانی چون فوزولینیدها، نشانگر رخساره‌های کربنات‌های آلی ساحلی است. ولی، در کوه‌های گهکم و فراقون، فراوانی فوزولینید، بازوپایان و جلبک، بیانگر رخسارهٔ کربناتی دریای آزاد با انرژی متوسط تا کم می‌باشد.

رخسارهٔ کربناتـی – آواری نزدیک ساحل: در کوه دنا، سازند دالان شامل آهک‌های فوزولینیدار است. وجـــود یک بخش آواری سبب شده تا در این ناحیـه سازند دالان قابل تقسیم به سه عضـــو « سنگ‌آهک پایینی »، « ماسه‌سنگ گیاه‌دار میانی » و « دولومیتی بالایی » باشد. سه عضو یاد شده می‌تواند نشانگر عضوهای سه گانهٔ برش الگو باشند. ولی در این نواحی، عضو تبخیری نار با ردیف‌های ماسه‌سنگی جایگزین شده است.

سنگ‌شناسی و محیط رسوبی **سازند دالان:** کاووسی (۱۳۷۴) سنگ‌های رسوبی سازند دالان را از دیدگاه رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی در کوه‌های دنا و سورمه بررسی کرده است. بر اساس این مطالعات، ریز رخساره‌های سازند دالان در زیر محیط‌های دریای باز، زیست‌آواری و ائوییدی، تالابی و پهنه‌های کشندی و در یک سکوی کربناتی نوع رمپ، با آب و هوای خشک، همسان با خلیج فارس امروزی، نهشته شده‌اند.لاسمی (۱۳۷۹) بر پایهٔ تغییرا ت قائم، هشت چرخهٔ رسوبی پسرونده (توالی) در سنگ‌های سازند دالان کوه دنا شناسایی کرده است که سه توالی در عضوکربناتی پایینی، سه توالی در عضو انیدریتی نار و دو توالی در عضو کربناتی بالایی جای دارد.



شکل ٤ - ٧ -انتشار رخساره‌های چهارگانه سازند دالان و چگونگی کنترل بلندای زاگرس در آن رخساره‌ها (مطیعی ۱۳۷۲)