مجله علوم دانشگاه تهران
جلد سی‌ام (۱۳۸۳) شماره ۲ (۲۹۸-۲۷۵)

ویژگی‌های ساختاری و جایگاه تکتونیکی مجموعه افیولیت «دره انجیر» شمال خاور ایران

سهراب شهریاری[۱]، فرزین قائمی[۲] ، سید رضا موسوی حرمی[۲]، عبدالله سعیدی[۳]
[۱] دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران
[۲] گروه زمین شنا سی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی، مشهد
[۳] سازمان زمین شنا سی و اکتشاف مواد معدنی کشور، تهران
(دریافت: ۸۲/۲/۸ ؛ پذیرش:۸۲/۸/۲۱)

چکیده

پنجره آق دربند دربردارنده تنها رخنمون پی سنگ پیش از ژوراسیک حوضه رسوبی کپه داغ در شمال خاوری ایران است. در بخش جنوب باختری این پنجره و در ناحیه دره انجیر تنها رخنمون سنگهای افیولیتی و آذرین پی سنگ کپه داغ را می توان مشاهده کرد. این مجموعه را از نظر پتروگرافیکی می توان به سه رده سنگی تقسیم کرد.

اولین رده شامل آمیزه افیولیتی متشکل از متاهارزبورگیت، سرپانتینیت و متاگابرو است که دچار دگرگونی و دگرسانی شده اند. دومین مجموعه توفهای اسیدی است که حکایت از محیطی کاملاً متفاوت و تشکیل آن بر روی لبه قاره (کمان ماگمایی) دارد. سومین رده سنگی نیز شامل رسوبات دگرگون شده فلیشی است که بصورت توالی شیل و ماسه سنگ لایه نازک دیده می‌شود. این واحدهای سنگی توسط سه دسته گسل بریده شده اند. قدیمی ترین گسلها شامل راندگی‌هایی با جهت شیب شمال خاوری است که توسط یک ناپیوستگی دگرشیب در زیر سازند کشف رود (ژوراسیک زیرین) قرار می‌گیرند. بنابراین زمان فعال بودن آنها به پیش از ژوراسیک برمی‌گردد. به عبارت دیگر، فرورانش در جنوب ورق توران سبب تشکیل منشور فزاینده ای در محل گودال اقیانوسی شده است و این گسلها در همین مرحله فعال بوده اند. پایان فرورانش و برخورد ورقهای ایران و توران در اواخر تریاس و در طی کوهزایی سیمرین سبب شده است تا این مجموعه بر روی لبه ورق ایران رانده و جایگزین شود. سپس فرسایش مجموعه خط درز که شامل افیولیت نیز می-شود، رسوبات آواری مولاس را در بخش زیرین سازند کشف رود بر جای نهاده است.

به سبب بسته شدن حوضه رسوبی، کپه داغ ایجاد شده است. این گسلها نیز شیبی در جهت شمال خاور دارند و تمامی واحدهای رسوبی در حوضه کپه داغ را جابجا کرده اند. جنبایی آنها مربوط به کوهزایی آلپین است که همزمان با سبب بسته شدن حوضه دریایی نئوتتیس در محل کوههای زاگرس و حوضه اپی‌کانتیننتال کپه داغ در شمال البرز و جنوب ورق توران بوده است.

آخرین فرایند مهم تکتونیکی در حدود ۵ میلیون سال قبل و در اثر برخورد ورق هند با آسیا رخ داده است که سبب ایجاد یک فشارش مورب و فعال شدن گسلهای امتداد لغز و مورب لغزی شده است که دراین منطقه دیده می شوند وامروزه همچنان فعال هستند.

حاصل فعالیت شدید این رده های گسلی در نهایت ایجاد یک کمربند چین خورده-گسلیده نازک ورق (Thin skinned fold-thrust belt) را کرده است که بخشی از آن در این محل دیده می شود.

واژه‌های کلیدی: *آمیزه افیولیتی، حوضه کپه داغ، بلوک توران، گسل راندگی، کمربند چین خورده-گسلیده نازک ورق*

مقدمه

حوضه رسوبی کپه داغ در شمال خاوری ایران ناحیه وسیعی را پوشش می‌دهد که از سواحل دریای خزر درباختر کشور ترکمنستان آغاز وتا گوشه شمال خاوری ایران و تا اندازه ای نیز در خاک کشور افغانستان ادامه دارد و توسط گسل هریرود با امتداد شمالی-جنوبی بریده می‌شود. این حوضه رسوبی از اواخر تریاس یا اوایل ژوراسیک به صورت حوضه اپی کانتیننتال شکل گرفته و تا ائوسن رسوبگذاری در آن بطور نسبتاً ممتد و در یک محیط دریایی کم ژرفا ادامه داشته است (افشار حرب،۱۹۷۰،۱۹۷۹،۱۹۹۴؛ سید امامی و علوی نائینی،۱۹۹۱). ضخامت این رسوبات در بخش خاوری حوضه به ۵ تا ۷ هزار متر می رسد و در لبه جنوبی ورق توران و تا حدودی در لبه شمالی ورق ایران گسترش یافته است، بطوریکه کمان ماگمایی حاصل از فرورانش ورق اقیانوسی پالئوتتیس به زیر ورق توران را کاملاً پوشانده است. تنها در بخشهای محدودی در پنجره‌های فرسایشی یا تکتونیکی می‌توان پی سنگ این حوضه را مشاهده کرد .مهمترین آنها پنجره آق دربند در فاصله یکصد کیلومتری خاور-جنوب خاور مشهد است که در حد فاصل بین گردنه مزدوران و بخش صالح آباد، در جنوب رودخانه کشف رود جای دارد (گلداشمیت،۱۹۵۶؛ اشتوکلین،۱۹۶۸،۱۹۷۴؛ روتنر،۱۹۸۴). البته بخشهایی از مجموعه خط درز (Suture zone)که در محل برخورد ورقهای ایران و توران تشکیل شده است و شامل سنگهای افیولیتی و رسوبات همراه می‌باشد، درجنوب تا خاور مشهد (علوی،۱۹۹۱ ؛ قائمی و طاهری،۱۳۷۴) و شمال فریمان (قائمی،۱۳۷۸) دیده می‌شود.

از رخنمون‌های محدود دیگر می‌توان به نواحی ترکمن باسی (کراسنووسک) در ساحل خاوری دریای خزر و قزل کایا در خاک جمهوری ترکمنستان اشاره کرد (لایبریس و منبای،۱۹۹۹؛ گارزانتی و قیطانی،۲۰۰۲). همچنین رخنمون‌های مهم دیگری را می‌توان در

ارتفاعات پاراپامیسوس در شمال افغانستان مشاهده کرد که مطالعاتی بر روی آنها نیز صورت گرفته است (بولن،۱۹۸۸،۱۹۹۱؛ بروک فیلد،۱۹۹۴،۲۰۰۰؛ بروک فیلد و حشمت،۲۰۰۱).

تنها رخنمون موجود در ایران در ناحیه آق دربند است که واحدهای سنگی با سن پالئوزوئیک (به احتمال فراوان از دونین) تا اواخر تریاس در آن قابل مشاهده است. این مجموعه به غیر از چند واحد کوچک کربناته بیشتر شامل رسوبات ولکانوژنیک است (شیل،ماسه سنگ و کنگلومرا)، که ذرات آواری اصلی تشکیل دهنده آنها را خرده سنگهای آذرین تشکیل می‌دهند. مهمترین واحدهای سنگی شامل تناوب شیل و ماسه سنگ با سن احتمالی دونین-کربونیفر، سازند قاره ای قره قیطان با سن پرمین پسین تا تریاس پیشین که بیشتر از کنگلومرا، ماسه سنگ و کمی شیل تشکیل شده است و سازند سینا با سن تریاس میانی تا فوقانی شامل توالی شیل وماسه سنگ است. این مجموعه سنگی در نهایت به رسوبات شیلی سازند میانکوهی ختم می‌شود (روتنر،۱۹۹۳،۱۹۹۱،۱۹۸۴،۱۹۸۰).

در ناحیه جنوب باختری پنجره آق دربند و در شمال خاور روستای کل ملک آباد، رخنمونی از یک مجموعه افیولیتی در پی سنگ حوضه کپه داغ مشاهده می‌شود. این مجموعه برای اولین بار در نقشه زمین‌شناسی چهار گوش تربت جام با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ توسط افتخارنژاد و بهروزی (۱۳۶۳) به نام همین محل یعنی دره انجیر معرفی شده است. آنها مجموعه فوق را به سه بخش تفکیک کرده اند:

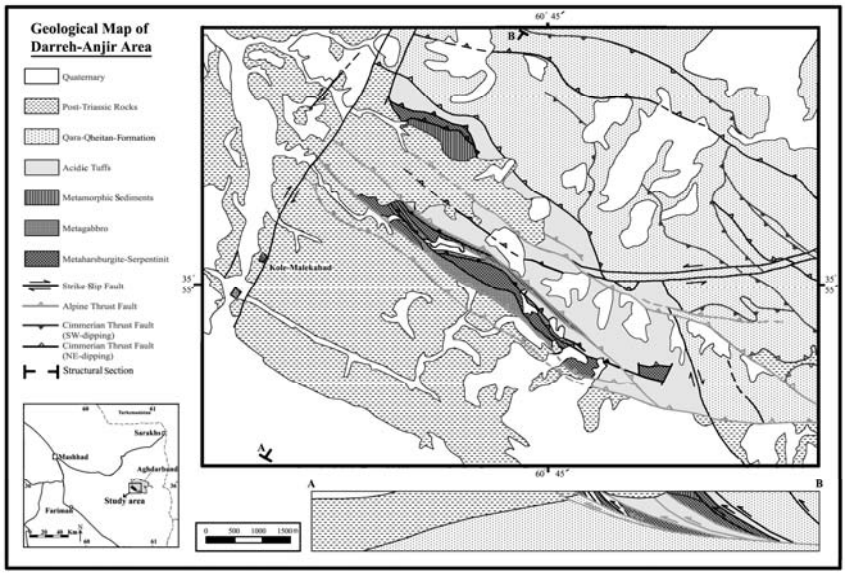
۱-سنگهای اولترابازیک و گابرو.

۲-سنگهای دیابازی،توف و سنگهای دارای رادیولر و سیلتستون.

۳-سنگهای فیلیتی و آهکهای بین لایه ای تبلور یافته.

به غیر از مطالعات افتخارنژاد و بهروزی (۱۹۹۱،۱۳۷۰،۱۳۶۳) بررسی‌های تفصیلی در این محدوده صورت نگرفته و این سنگها به صورت مجموعه ای تقریباً ناشناخته و با سن نامشخص باقی مانده است.

در طی این مطالعه همراه با تهیه نقشه زمین شناسی تفصیلی (شکل۱)، مجموعه دره انجیر از دیدگاه ساختاری و جایگاه تکتونیکی مورد بررسی قرار گرفته است.



شکل۱- نقشه زمین شناسی مجموعه دره انجیر

سنگ شناسی مجموعه دره انجیر

بررسی‌های صحرایی و پتروگرافیکی منجر به شناسایی سه مجموعه گوناگون گردید:

۱-مجموعه افیولیتی

۲-واحد توفی اسیدی

۳-سنگهای رسوبی دگرگون شده

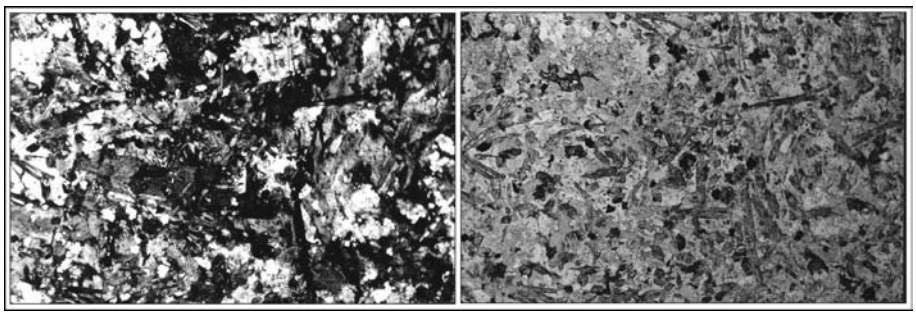
در پژوهش‌های گذشته واحد توفی به عنوان بخشهای رسوبی، توفی و دیابازی همراه با افیولیت در نظر گرفته شده است، در حالیکه بالا بودن میزان کوارتز و سایر شرایطی که به آن اشاره خواهد شد، این مجموعه را کاملاً از نظر شرایط و محیط تشکیل، از افیولیت جدا می‌سازد. روابط بین این دو مجموعه نیز گسلی است که مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت. در اینجا به بررسی ویژگیهای پتروگرافیکی هر یک از واحدهای این مجموعه می‌پردازیم.

۱-مجموعه افیولیتی

این مجموعه بیشتر شامل سنگهای درونی بازیک و اولترابازیک است و همراه آنها سنگهای بیرونی یا همان بخش بازالتی افیولیت دیده نشده است. تنها چندین دایک دولریتی در مدخل

دره انجیر مشاهده می‌شود که به درون سنگهای اولترابازیک نفوذ کرده است. این دایکها با دانه بندی متوسط و بافت میکروگرانولار بیشتر دربردارنده پلاژیوکلاز، هورنبلند و به مقدار کم اوژیت هستند. آلتراسیون سبب تشکیل کلریت آهن‌دار شده و جانشینی کلسیت نیز به فراوانی در سنگ دیده می‌شود. بنابراین با توجه به ویژگی‌ها و بافت، دایکهای دولریتی فوق نشان دهنده سنگهای نیمه ولکانیکی (Subvolcanic) است که از پوسته اقیانوسی منشأ گرفته‌اند (شکلهای ۲و۳).

شکل۲- نمایی از یک دایک دولریتی که به درون سنگهای گابرویی نفوذ کرده است (نگاه به سمت غرب)

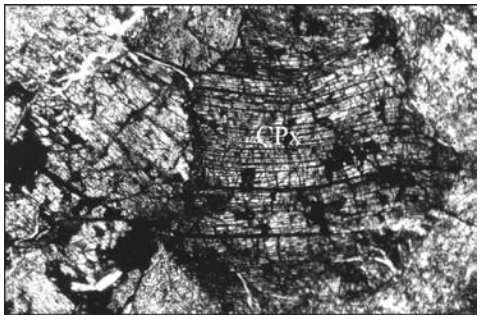


شکل۳- مقطع میکروسکوپی از دایک دولریتی که اجزاء تشکیل دهنده و بافت سنگ را نشان می‌دهد.

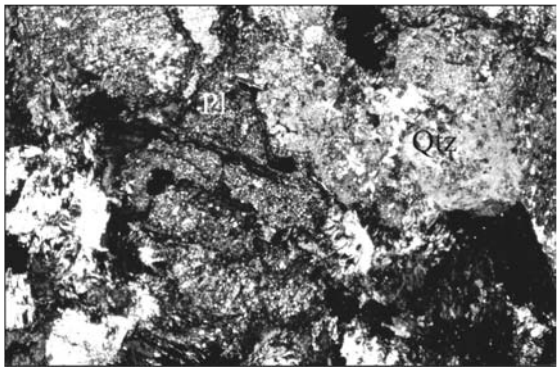
سایر مجموعه‌های سنگی شامل موارد زیر است:

۱- الف- متاگابرو: این سنگ گسترش زیادی در بخش افیولیتی دارد و حتی در برخی نقاط حالت گابروی لایه‌ای به خود می‌گیرد که در سایر افیولیتهای نواحی مجاور مانند افیولیت شمال فریمان و افیولیت جنوب مشهد دیده نشده است. کانی‌های اولیه درسنگ بیشتر شامل اورتوپیروکسنها بویژه برونزیت و پلاژیوکلاز است که دچار دگرگونی در حد رخساره اپیدوت- آمفیبولیت شده و کانی‌هایی نظیر آمفیبولهای ریز دانه (بیشتر اکتینولیت)، اپیدوت، زوئیزیت و

اسفن در آن تشکیل شده‌اند (شکلهای۴و۵). افزون بر آن، گابروها دگرسانی بسیار شدیدی را نیز تحمل کرده اند بگونه‌ای که بخشی از کانی‌های مافیک موجود در سنگ تبدیل به سرپانتین(بیشتر از نوع آنتی گوریت) شده است و پلاژیوکلازها نیز دچار دگرسانی شدید و سرسیتی شده اند. با توجه به بالا بودن میزان سرپانتین می توان نتیجه گرفت که دگرسانی در حضور آب فراوان انجام شده است (کلمن، ۱۹۷۷). رنگ روشنتر این سنگها، آنها را از سایر سنگهای مجموعه افیولیتی مجزا می‌سازد.



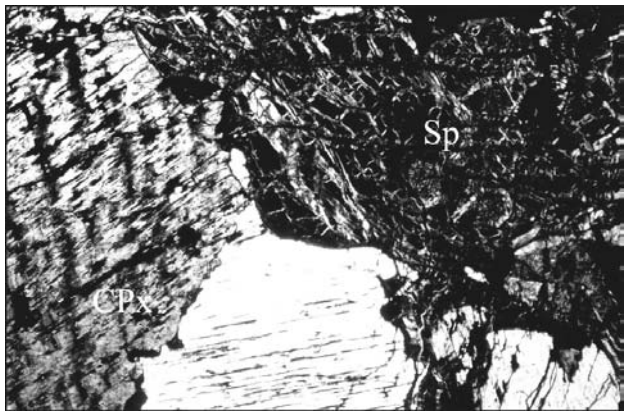
شکل۴- مقطعی از یک متاگابرو که تغییر شکل یافتن یک پیروکسن حکایت از تحمل استرس زیادی دارد.



شکل۵- مقطعی از یک متاگابرو که آلتراسیون شدید و تشکیل زوئیزیت به خوبی دیده می‌شود.

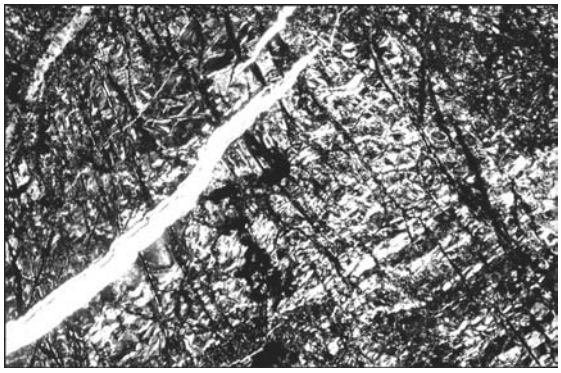
۱-ب-متاهارزبورگیت: سنگهای اولترابازیک در این مجموعه بیشتر از نوع هارزبورگیت است و متشکل از بلورهای درشت اولیوین و اورتوپیروکسن ها (بیشتر برونزیت) می‌باشد. به دلیل دگرسانی شدید، کانی های اولیوین بطور کامل تبدیل به سرپانتین (بیشتر آنتی گوریت) شده اند ولی بلورهای پیروکسن بیشتر به شکل اولیه حفظ شده‌اند. دگرگونی رخساره اپیدوت-آمفیبولیت در این سنگها نیز به مقدار کمی کانی های آمفیبول را به صورت ثانویه ایجاد کرده

است. این سنگها در سطح هوازده بر روی زمین رنگی بسیار تیره و نزدیک به سیاه از خود نشان می‌دهند که توسط رگچه‌های متعدد کریزوتیل، تالک و کوارتز بریده شده‌اند (شکل۶).



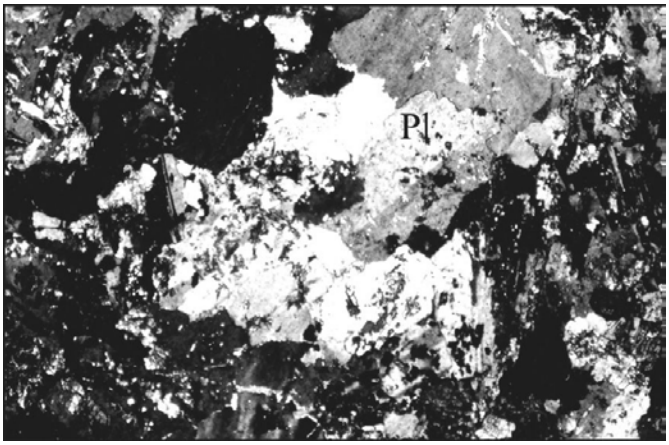
شکل۶- مقطعی از متاهارزبورگیت که بلورهای برونزیت و سرپانتین را می‌توان در آن دید.

۱- ج- سرپانتینیت: درون مجموعه افیولیتی در برخی نواحی سنگهایی مشاهده می‌شود که بطور کامل تبدیل به سرپانتین شده‌اند. با توجه به باقی ماندن پیروکسن به صورت اولیه در سایر سنگها می‌توان چنین استنباط کرد که در ترکیب اولیه این سرپانتینیت‌ها به مقدار کمی پیروکسن وجود داشته است و فنوکریستهای اولیه بیشتر اولیوین بوده‌اند که به دلیل ناپایداری بیشتر در اثر دگرسانی شدید و دگرگونی بطور کامل تبدیل به سرپانتینیت شده‌اند. بنابراین به احتمال فراوان سنگ اولیه دونیت بوده است. این سنگها به دلیل مقاومت کمتر در برابر فرسایش توپوگرافی پستی را ایجاد کرده‌اند. رنگ آنها نیز بر روی زمین سبز تیره است و به شدت خرد شده هستند (شکل۷).



شکل۷- مقطعی از یک سرپانتینیت که توسط رگه چه های کریزوتیل قطع شده است.

۱-د-تونالیت (پلاژیوگرانیت): بیشترین رخنمونهای سنگی در این مجموعه دارای ترکیبی است که ذکر شد، ولی رخنمون کوچکی از پلاژیوگرانیت یا تونالیت نیز درون این مجموعه مشاهده شده است که دربردارنده پلاژیوکلازهایی درحد آندزین و گاهی حتی لابرادوریت است. افزون بر آن زودومورفهای بیوتیت و به مقدار کم پیروکسن در سنگ دیده می‌شود. مقدار کوارتز در این سنگها به نسبت زیاد است. کانی‌های ثانویه نظیر اپیدوت، زوئیزیت، سرسیت و کلریت نیز به مقدار بسیار زیادی در آنها دیده می‌شود (شکل۸).



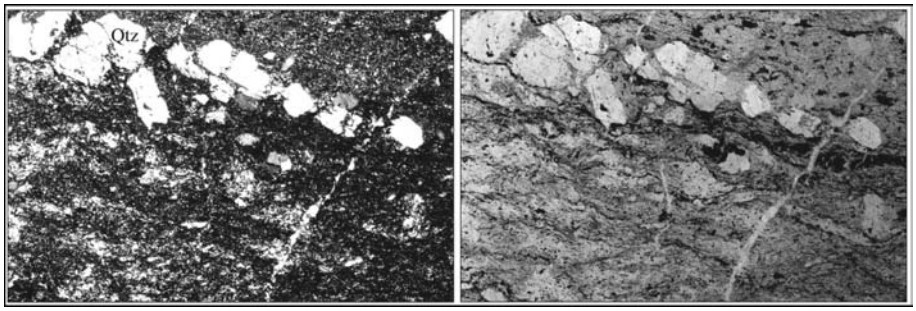
شکل۸- مقطعی از تونالیت دگرگون شده. در این مقطع پلاژیوکلازهای سدیک، کلریت، اپیدوت و سرسیت دیده می‌شود.

تمام شواهد حاکی از وجود یک تونالیت است که در مراحل نهایی تفریق ماگمایی از یک ماگمای مافیک جدا شده است، به عبارتی دیگر، این سنگ را می‌توان یک گرانیت نوعM دانست که همراه با مجموعه افیولیتی تشکیل شده است (چپل و وایت،۱۹۷۴).

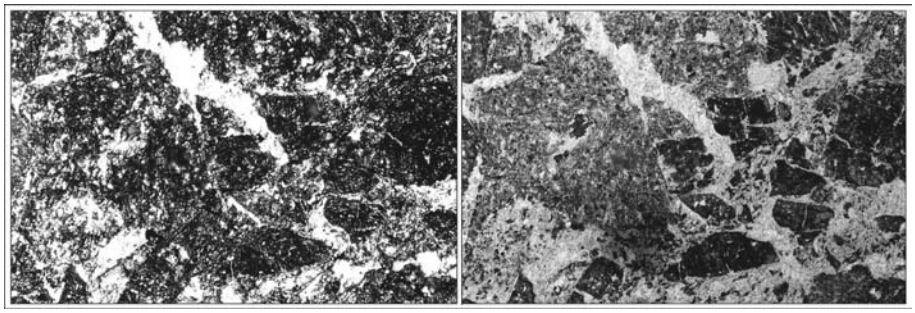
۲- واحد توف اسیدی

این مجموعه سنگی پیش از این به عنوان سنگهای دیابازی دربردارنده اجزاء فرعی توف، رادیولاریت، چرت رادیولردار و آهکی معرفی شده است (افتخارنژاد و بهروزی ۱۹۹۱،۱۳۷۰،۱۳۶۳). به عبارت دیگر، این مجموعه به عنوان بخش دیابازی و نهشته‌های پوشاننده پوسته اقیانوسی که همراه با قطعات پوسته اقیانوسی بر روی قاره جای گرفته‌اند، در

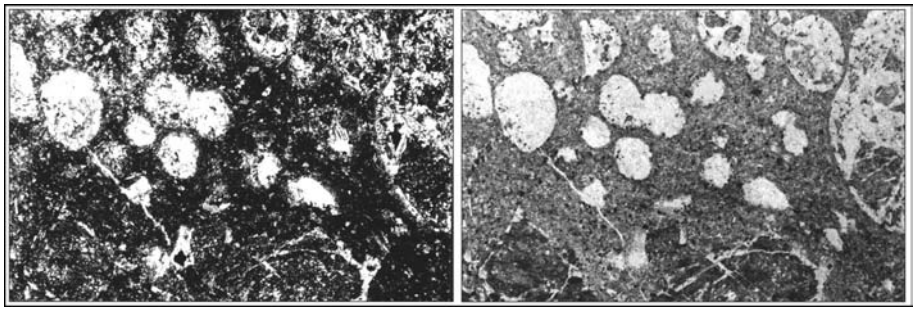
نظرگرفته شده است. درحالیکه دراین مطالعه مجموعه کانیهای کاملاً متفاوتی برای آن مشخص گردید. مطالعه برشهای نازک حکایت از وجود توف، لاپیلی توف، ایگنمبریت و بـرش ولکـانیکی اسیدی در این مجموعه دارد (شکلهای۱۲،۱۱،۱۰،۹و۱۳).



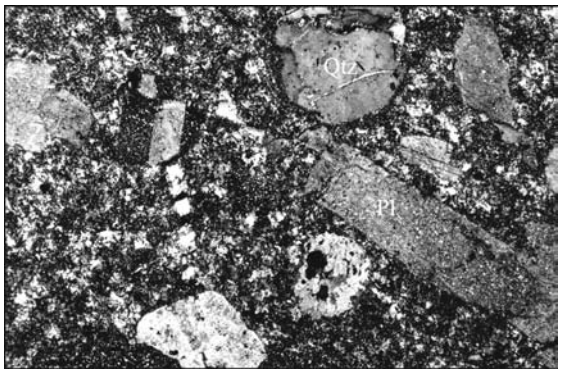
شکل۹- مقطعی از یک ایگنمبریت درون واحد توفی اسیدی.



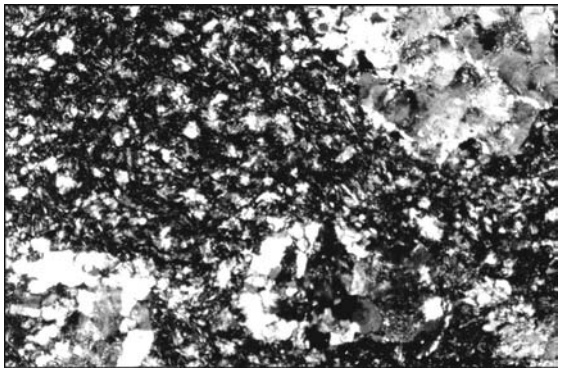
شکل۱۰- نمونه ای از برش ولکانیکی که قطعات خرد شده در زمینه بیشتر سیلیسی قرار گرفته اند.



شکل۱۱- مقطعی از یک لاپیلی که حاوی لاپیلی های گرد شده است.



شکل۱۲- نمونه‌ای دیگراز یک لاپیلی توف اسیدی. لاپیلی‌های موجود بیشتراز پلاژیوکلاز و کوارتز تشکیل شده‌اند.



شکل۱۳- مقطعی از یک توف که بخش عمده ذرات موجود حتی در زمینه سنگ از کوارتز تشکیل شده‌اند.

در تمامی برشها، مقدار کوارتز به صورت اولیه در سنگها بسیار بالا است. این کوارتز، هم در زمینه ریز دانه سنگ و هم در پورفیروبلاستها فراوان است. افزون بر این در بین پورفیروبلاستها مقادیر زیادی پلاژیوکلاز بیشتر شامل آلبیت و اولیگوکلاز و نیز فلدسپاتهای آلکالی دیده می‌شوند. دگرسانی سبب سرسیتی شدن مختصر فلدسپاتها شده است. به مقدار کمی بلورهای هورنبلند و گاهی پیروکسن در سنگها دیده می‌شود. این سنگها دگرگونی اندکی نشان می‌دهند که سبب تشکیل کلریت به صورت جانشینی در کانی‌های فرومنیزین شده است. کلسیت ثانویه و رگه‌های کوارتز نیز به فراوانی در این سنگها قابل دیدن است.

با توجه به ویژگی‌های دو واحدی که ذکر شد، تفاوتهای فاحشی بین آنها دیده می‌شود که بیانگر محیط‌های کاملاً متفاوتی برای تشکیل آنها است. این تفاوتها عبارتند از:

۱- وجود مقادیر فراوان کانیهای کوارتز و پلاژیوکلازهای سدیک در مجموعه توفی نشان دهنده ترکیبی کاملاً اسیدی و بیانگر فعالیت ولکانیکی بر روی قاره (کمان ماگمایی) است (پیچر، ۱۹۹۷)، در حالیکه مجموعه افیولیتی دارای ترکیب کانی‌شناسی بازیک تا اولترابازیک است که در محور گسترش میان اقیانوسی تشکیل می‌شود.

۲-درجه دگرگونی و دگرسانی در دو مجموعه کاملاً متفاوت است. دگرگونی در مجموعه افیولیتی تا حد رخساره اپیدوت-آمفیبولیت پیش رفته است، بطوریکه کانی‌های آمفیبول ثانویه به همراه کانی‌هایی نظیر زوئیزیت و اپیدوت در سنگها تشکیل شده‌اند، درحالیکه دگرگونی در مجموعه توفهای اسیدی درنهایت به اوایل رخساره شیست سبز رسیده است. درنتیجه به مقدار کم سبب تشکیل کلریت و جانشینی آن شده است. محصول عمده دگرسانی در مجموعه افیولیتی سرپانتین است که گسترش زیادی پیدا کرده است و کلریت در آنها یا دیده نمی‌شود و یا مقدار آن بسیار ناچیز است، درصورتیکه محصولات دگرسانی در توفهای اسیدی بیشتر شامل سرسیت مختصری است که درون کانی‌های پلاژیوکلاز ایجاد شده است.

۲- مرز بین این دو واحد در تمامی نقاط گسلی است و گسلها باعث شده‌اند که این دو مجموعه درکنار هم قرار گیرند.

۳- سنگهای رسوبی دگرگون شده.

درون مجموعه‌های افیولیتی وتوف اسیدی، طبقات رسوبی دیده نمی‌شود. ولی در بخش شمالی ناحیه، رخنمون نسبتاً کوچکی از سنگهای رسوبی دگرگون شده در قاعده یک گسل راندگی دیده می‌شود که سنگهای اولترابازیک را بر روی این مجموعه رانده است (شکلهای۱۴و۱۵).

شکل۱۴- در شکل دو گسل راندگی در شمال مجموعه دره انجیر دیده می شود و واحدهای سنگی از پایین به بالا شامل واحد اسلیت و فیلیتی (Slate)، اولترابازیک (Um) و سازند قرمز رنگ قره قیطان (TrQ) است (نگاه به سمت شمال).

شکل۱۵- راندگی موجود در حد زیرین واحد اولترابازیک در شکل قبلی از نمایی نزدیک که این واحد را بر روی اسلیتها رانده است (نگاه به سمت باختر).

این واحد بیشتر از شیل و گاهی توالی شیل و ماسه سنگ تشکیل شده است. به علاوه طبقات نازک آهکی نیز درآن دیده می‌شود. دگرگونی سبب تبدیل رسوبات شیلی به فیلیت و متبلور شدن آهک شده است. تناوب شیل و ماسه سنگ، لایه بندی ظریفی را نشان می‌دهند (شکل۱۶). ساختارهای رسوبی نظیر لامیناسیون مورب (Cross Lamination) درون افقهای ماسه سنگی قابل مشاهده است (شکل۱۷). افزون بر آن گاهی قطعات سنگی نسبتاً درشتی درون فیلیتها دیده می‌شود که نشانگر وجود یک اولیستولیت است (شکل۱۸). همین شواهد می‌تواند بیانگر رخساره توربیدیتی برای این رسوبات پلاژیک باشد. بنابراین به احتمال فراوان با بخشی از فلیشهای قدیمی پوشاننده شیب قاره مواجه هستیم (ریدینگ، ۱۹۹۸).

شکل۱۶- توالی شیل و ماسه سنگ دگرگون شده با لایه بندی ظریف در رسوبات دگرگون شده موجود در بخش شمالی مجموعه دره انجیر (نگاه به سمت شمال باختر).

شکل۱۷- لامیناسیون مورب درون طبقات ماسه سنگی در رسوبات دگرگون شده (نگاه به سمت شمال باختر).

شکل۱۸- نمونه ای از اولیستولیتهای موجود در واحد اسلیتی (نگاه به سمت باختر).

ماسه سنگها ریز دانه‌اند و بیشتر از کوارتز، فلدسپات و کمی خرده سنگ تشکیل شده، که توسط سیمان کربناته به هم متصل شده‌اند.این رسوبات درهنگام رانده شدن مجموعه افیولیتی دگرگون شده و با یک مرز گسلی درکنار آنها قرار گرفته است.

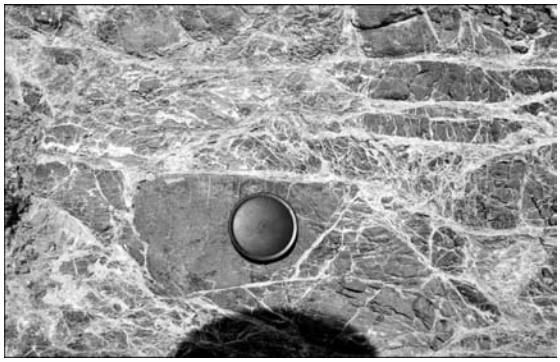
افزون بر مجموعه رسوبی که ذکر شد، قطعات کوچکی از آهک نخودی رنگ توده‌ای در بین مجموعه دره انجیر بیشتر به صورت خرد شده در پهنه‌های گسلی دیده می‌شود. با توجه به لایه بندی بسیار ضخیم و توده‌ای بودن، محیط تشکیل این سنگها احتمالاً درشرایط دریایی کم ژرفا فلات قاره قرار داشته و مجاورت آنها با مجموعه افیولیتی فقط به دلیل فعالیتهای راندگی است که آنها را ادغام کرده است. درنمونه‌گیری از این سنگها هیچ نوع فسیلی مشاهده نشد. ولی

افتخارنژاد و بهروزی (۱۹۹۱) وجود فسیلهایی با سن اوایل جلفین(Julfian) را در این سنگها گزارش کرده‌اند.

وضعیت ساختاری مجموعه دره انجیر

در این مجموعه چهار رده گسلی متفاوت را می‌توان مشاهده کرد که به ترتیب سنی مورد بحث و بررسی قرار خواهند گرفت:

۱-قدیمی‌ترین گسلها راندگی‌هایی با شیب زیاد به سمت شمال خاور هستند که آثار لغزش روی آنها بیانگر راندگی به سوی جنوب باختر است. در پهنه گسلی این راندگی‌ها سرپانتینی شدن شدیدی رخ داده است که نمونه آن در شکل۱۹ دیده می‌شود. شکل۲۰ نمونه‌ای از این گسلها است.



شکل۱۹- زون گسلی به شدت سرپانتینیزه شده درون مجموعه افیولیتی دره انجیر (نگاه به سمت شمال).

شکل۲۰- نمایی از واحدهای سنگی افیولیتی. سنگهای اولترابازیک(Um) به رنگ تیره با یک مرز گسلی در کنار گابروهای روشنتر (Gb) دیده می شوند (نگاه به سمت).

با توجه به اینکه سرپانتینی شدن نوعی دگرسانی در حضور آب فراوان است (کلمن، ۱۹۷۷)، بنابر این فعالیت این گسلها مربوط به زمانی پیش از جایگزینی این مجموعه بر روی لبه قاره ودر زمان فعال بودن آنها در کف دریا است. به عبارت دیگر، این راندگیها در منشور فزاینده‌ای که درحاشیه فعال جنوبی ورق توران وجود داشته است، فعال بوده‌اند. دراین محل، ورق اقیانوسی پالئوتتیس در طی پالئوزوئیک تا اواخر تریاس به زیر ورق توران فرو رانده می‌شده است (برای مثال استامفلی،۱۹۷۸؛ شنگور،۱۹۷۸،۱۹۸۴؛ گیلی،۱۹۸۸؛ بولن،۱۹۹۱؛ استامفلی و همکاران،۱۹۹۱؛ ریکو،۱۹۹۴؛ علوی،۱۹۹۶؛ توماس و همکاران ،۱۹۹۹؛ گارزانتی و همکاران،۲۰۰۲). همین امر سبب تشکیل منشور فزاینده در گودال اقیانوسی حاشیه ورق توران شده است. بنابر این سن فعالیت آنها از پالئوزوئیک تا نهایت اوایل تریاس پسین، یعنی زمان بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس است.

۲- دومین سری گسل‌ها با امتداد تقریبی شمال باختر- جنوب خاور دارای شیب نسبتاً کمی به سوی جنوب باختر و راندگی به سمت شمال خاور هستند. جهت راندگی را به خوبی می‌توان توسط خطوط لغزش و بویژه چینهای پیشروی گسل که گاه با اندازه‌های بسیار بزرگ و برگشتگی به سمت شمال خاور در طبقات موجود بر روی گسل شکل گرفته‌اند، تعیین کرد. این سری گسل‌ها نیز رفتار نسبتاً شکل پذیری نشان می‌دهند. این راندگی‌ها درون مجموعه افیولیتی وجود ندارند، ولی درشمال خاور این ناحیه و در رسوبات سازند قره قیطان می‌توان فعالیت آنها را دید.

۳- سومین سری گسلها، راندگی‌هایی هستند که دارای مختصات مشابه با رده اول هستند، یعنی دارای همان شیب و امتداد و با همان جهت راندگی به سوی جنوب باختری می‌باشند، با این تفاوت که واحدهای سنگی ژوراسیک و جوانتر که در حوضه رسوبی کپه داغ تشکیل شده‌اند، توسط این گسلها بریده می‌شوند. بنابراین فعالیت آنها مربوط به کوهزایی آلپین است. شروع این کوهزایی در البرز و بخشهای شمالی که سبب بالا آمدن کف بستر و خروج حوضه رسوبی کپه داغ از آب شده و فعالیت‌های گسلی جوان را ایجاد کرده است، و آنرا نمی‌توان بی تأثیر از برخورد صفحه عربستان با صفحه ایران و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس درمنطقه زاگرس دانست. این برخورد از کرتاسه پسین آغاز و به احتمال فراوان تا ائوسن ادامه داشته است (جیمز و واینـد،۱۹۶۵؛ اشتوکلین،۱۹۶۸؛ ریکو،۱۹۶۸؛ فالکن، ۱۹۷۴؛ نوروزی،۱۹۷۲؛ علوی،۱۹۹۴،۱۹۸۰).

افزون بر این حرکت، از زمان میوسن ناحیه شمال باختری هند شروع به برخورد به آسیا کرده و تغییر شکلهای عمده‌ای را در تین شان و افغانستان و حتی ایران ایجاد کرده است

(برتمن و مولنار،۱۹۹۳؛ بروک فیلد،۱۹۹۴ ،۲۰۰۰). بنابر ایـن آغـاز فعالیـت ایـن رده گسـلی را می‌توان تحت تأثیر این دو فرایند تکتونیکی بـزرگ دانسـت. مـرز شـمالی مجموعـه دره انجیـر نمونه‌ای از همین گسلها است که سبب رانده شدن واحـد کنگلـومرایی از رسـوبات قرمـز رنـگ قاره‌ای سازند قره قیطان متعلق به اواخر پرمین تا اوایل تریاس بر روی این مجموعه شده اسـت (شکل۲۱). افزون برآن، درمرز جنوبی مجموعه دره انجیر نیز گسلی دیگر از همین رده مشاهده می‌شود که این مجموعه را بر روی سازند سیلیسی- آواری کشف رود با سـن ژوراسـیک زیـرین رانده است (شکل۲۲).

شکل۲۱- مرز گسلی در حد بالایی مجموعه دره انجیر که سبب رانده شدن سازند قره قیطان بر روی این مجموعه شده است (نگاه به سمت باختر).

شکل۲۲- مرز گسلی در حد زیرین افیولیت دره انجیر که این مجموعه را بر روی سازند کشف رود رانده است. در ضمن ناپیوستگی دگرشیب زیرین سازند کشف رود (JK) بر روی افیولیت(Um) نیز در شکل دیده می شود (نگاه به سمت باختر).

۴- چهارمین رده گسلی که در منطقه دیده می‌شود، گسلهای امتداد لغز و مورب لغز است. این رده، جوانترین گسلهای آلپین را در منطقه شامل می‌شود که دارای امتدادهای متفاوتی هستند. مهمترین آنها در این مجموعه عبارتند از:

الف- گسلهای امتداد لغز با امتداد N E-SW : نوع حرکت این گسلها راست لغز بوده و مهمترین آنها گسل کل ملک آباد است که مرز باختری مجموعه دره انجیر را تشکیل می‌دهد. مقدار جابجایی اندازه‌گیری شده درحدود ۳۰۰ متر است که با یک مولفه بسیار کوچک لغزش شیبی همراه است و سبب بالا آمدگی تکه خاوری شده است (شکل۲۳).

شکل۲۳- گسل راست لغز کل ملک آباد در حد باختری مجموعه دره انجیر با امتداد شمالی- جنوبی (نگاه به سمت شمال خاور).

ب- گسلهای امتداد لغز با امتداد E,NE-W,SW : این گسلها نیز چپ لغز و نسبتاً طویل هستند.

ج- گسلهای امتداد لغز با امتداد NW-SE : این گسلها نیز چپ لغزهستند و بیشتر به صورت گسلهای کوتاه با جابجایی کم دیده می‌شوند. مرز خاوری مجموعه دره انجیر نمونه‌ای از این گسلها است.

تاثیر برخورد ورق هند با آسیا درحدود ۵ میلیون سال قبل باعث فعال شدن یک تکتونیک امتداد لغز شدید(Wrench Tectonics) در تین شان چین، افغانستان و ایران مرکزی شده است. در شمال افغانستان، بیشتر تغییر شکلها درطی ۵ میلیون سال گذشته تحت تاثیر این حرکات امتداد لغز قرار گرفته است (برتمن و مولنار،۱۹۹۳؛ بروک فیلد،۱۹۹۴؛ بروک فیلد و حشمت،۲۰۰۱). درکوهزایی خاور ایران و اطراف ایران مرکزی نیز همین حرکات امتداد لغز شدید دیده می‌شوند (برای مثال سافل و همکاران،۱۹۷۵؛ سافل و فورستر،۱۹۸۴،۱۹۸۰؛

اشمیت و سافل،۱۹۸۴). همین امر سبب فعال شدن گسلهای امتداد لغز و مورب لغز در این منطقه شده که گسلش وسیعی را در مجموعه دره انجیر ایجاد کرده است.

جایگاه تکتونیکی مجموعه دره انجیر:

نوع گسلهای موجود دراین مجموعه که بیشتر شیب لغز هستند (گسلهای راندگی) و جهت راندگی آنها به سمت جنوب باختر می‌باشد، بیانگر این واقعیت است که مجموعه افیولیتی دره انجیر دریک پهنه فرورانش تشکیل شده است (شکل۲۴).

شکل۲۴- آثار لغزش روی سطوح گسلی درون مجموعه افیولیتی بیانگر شیب لغز بودن گسلها در این محدوده است (نگاه به سمت شمال خاور).

با توجه به جایگاه منطقه که در مرز بین ورقهای ایران و توران قرار گرفته است، می‌توان این مجموعه را بخشی از منشور فزاینده لبه فعال (Active margin) توران دانست که در تریاس پسین، در حین برخورد این دو ورق به عنوان یک مجموعه خط درز (Suture zone) بر روی لبه ایران رانده شده است.

به احتمال فراوان این مجموعه درهنگام فرورانش به صورت ورقه‌های راندگی با بخشهایی از کمان ماگمایی که شامل توفهای اسیدی و رسوبات فلیشی موجود در شیب قاره بوده و پیش از این توصیف شدند، درهم آمیخته‌اند. این مجموعه رانده شده درنهایت یک کمربند چین خورده و گسلیده نازک ورق (Thin skinned fold-thrust belt) را تشکیل داده است که بخشی از آن در منطقه آق دربند مشاهده می‌شود.

به دنبال آن رسوبات سیلیسی- آواری قاعده سازند کشف رود (رخساره مولاس) که در ابتدا بیشتر از کنگلومرا تشکیل شده است، روی این مجموعه را به صورت ناپیوسته می‌پوشانند.

این ناپیوستگی دگرشیب بر روی افیولیت دیده می‌شود (شکل۲۵).

از این زمان، بر اثر پیشروی، حوضه دریایی کم ژرفای اپی کانتیننتال کپه داغ منطقه را پوشانده است و رسوبگذاری در آن تا ائوسن ادامه داشته است. از ائوسن به بعد این حوضه تحت تاثیر فعالیتهای تکتونیکی آلپین قرار می‌گیرد که متأثر از برخورد ورق‌های عربستان و هند با آسیا است. درنتیجه، درابتدا گسلهای راندگی و سپس گسلهای امتداد لغز و مورب لغز فعالیت شدیدی را آغاز می‌کند که هنوز ادامه دارد. همین فعالیتها سبب بسته شدن و خروج حوضه رسوبی کپه داغ از آب شده است، بطوریکه از ائوسن به بعد رسوباتی که دراین منطقه برجای گذاشته شده‌اند، تمامی شامل رسوبات سیلیسی-آواری قرمز رنگ قاره‌ای می‌باشد.

شکل۲۵- نمایی از ناپیوستگی دگرشیب در حد زیرین سازند کشف رود (JK) که بر روی مجموعه افیولیتی (Um) قرار گرفته است (چشمه انجیر- نگاه به سمت شمال).

بحث و نتیجه گیری

نتایج حاصل از این مطالعه را می توان چنین بیان کرد:

۱- مجموعه دره انجیر از سه بخش اصلی تشکیل شده است:

الف- افیولیت که سنگهای اصلی آن متاهارزبورگیت، متاگابرو و سرپانتینیت است. افزون بر آن به مقدار کم گرانودیوریت یا تونالیتی درآن دیده می‌شود که با توجه به فراوانی پلاژیوکلازهای کلسیک و کانیهای مافیک باید در مراحل نهایی تفریق از ماگمای مافیک جدا شده باشد (گرانیت نوع M). تعدادی دایک دولریتی نیز در این مجموعه نفوذ کرده‌اند که بافت و کانیهای موجود در آنها بیانگر منشأ گرفتن از یک ورق اقیانوسی است (کلمن، ۱۹۷۷).

ب- توفهای اسیدی که وجود مقادیر زیاد کوارتز و پلاژیوکلازهای سدیک از ویژگیهای آنها است. این مجموعه از یک منشأ قاره‌ای حاصل شده‌اند و به احتمال فراوان بخشی از کمان ماگمایی موجود بر روی لبه ورق توران بوده‌اند که درحین تصادم توران با ورق ایران و گسلش حاصل از آن با مجموعه افیولیتی موجود درخط درز مخلوط شده و وضعیت امروزی را ایجاد کرده‌اند.

ج- رسوبات توربیدیتی دگرگون شده دربردارنده اولیستولیت که به صورت توالی شیل و ماسه سنگ فلیشی به همراه طبقات نازک آهک با لایه‌بندی ظریف دیده می‌شوند. این رسوبات بقایای فلیشهایی هستند که در شیب قاره‌ای موجود در لبه جنوبی توران نهشته شده‌اند و توسط گسلهای فعال در منشور فزاینده با مجموعه افیولیتی درهم آمیخته شده‌اند.

۲- فرورانش رو به شمال ورق اقیانوسی پالئوتتیس به زیر ورق توران در پالئوزوئیک تا تریاس سبب تشکیل منشور فزاینده درمحل گودال اقیانوسی شده‌است که مجموعه افیولیتی و رسوبات فلیشی و پلاژیک دراین محل توسط گسلهای راندگی یک آمیزه ایجاد کرده‌اند. درنهایت در تریاس پسین، پایان فرورانش و برخورد ورقهای ایران و توران سبب جایگزینی منشور فزاینده در خط برخورد و همزمان با کوهزایی سیمرین شده است. زمان آغاز برخورد را با توجه به فاصله زمانی بین آخرین رسوبات فلیشی ولکانوژنیک (سازند سینا)، و شروع رسوبگذاری مردابی و قاره‌ای (سازند میانکوهی)، باید در بازه سنی کارنین- نورین درنظر گرفت. مجموعه‌های برخوردی را در این زمان در مناطقی مانند جنوب مشهد و شمال فریمان می‌توان دید.

درمورد زمان جایگزینی مجموعه افیولیتی دره انجیر دو احتمال مطرح است. با توجه به قرار گرفتن کنگلومرای سازند قره قیطان با سن پرموتریاس بر روی افیولیت، احتمال اول، رانده شدن این مجموعه بر روی لبه قاره در پرمین است. ولی مرز بین این دو واحد درتمامی نقاط گسلی است و نمی‌توان بصورت قطعی سن جایگزینی مجموعه افیولیتی را به پیش از رسوبگذاری سازند قره قیطان (پرمین) منسوب کرد.

وجود ناپیوستگی دگرشیب که در اثر رسوبگذاری سازند کشف رود با سن ژوراسیک میانی بر روی این مجموعه ایجاد شده، احتمال دوم را مطرح می‌کند. دراین حالت جایگزینی افیولیت را باید در تریاس پسین درنظر گرفت. این امر به معنای پذیرفتن همزمانی این رخداد در افیولیتهای مشهد و ویرانی (علوی، ۱۹۹۱) و افیولیت شمال فریمان (قائمی، ۱۳۷۸) با مجموعه دره انجیر است. همزمان با جایگزینی یا پس از آن گسلهای راندگی بخشهایی از کمان ماگمایی را بر روی مجموعه افیولیتی حمل کرده و سبب مجاورت آنها شده‌اند.

۳- مجموعه دره انجیر توسط سه سری گسل راندگی و یک سری گسل امتداد لغز و مورب لغز بریده شده‌اند. قدیمی ترین گسلهای راندگی با شیب شمال خاوری و جهت حرکت به سمت جنوب باختری و رده دوم دارای شیب جنوب باختری و جهت حرکت به سمت شمال خاوری هستند که توسط سازند کشف رود پوشانده می‌شوند. با درنظر گرفتن سن سازند کشف رود، این امر بیانگر فعال بودن آنها پیش از اواخر تریاس (رتین) یا همزمان با کوهزایی سیمرین است. این گسلها بیشتر شکل پذیر بوده و سبب ایجاد پهنه برشی و چین خوردگی درسنگهای مجاور شده‌اند.

سومین سری این گسلها شامل راندگی‌هایی با شیب و جهت حرکت مشابه سری اول است، با این تفاوت که این گسلها تمامی واحدهای سنگی مزوزوئیک و جوانتر را که در حوضه کپه داغ نهشته شده‌اند، قطع می‌کنند. بنا براین جنبایی آنها همزمان با کوهزایی آلپین است. این گسلها نیز بیشتر شکل پذیر عمل کرده‌اند.

درنهایت حدود ۵ میلیون سال قبل و پس از برخورد ورق هند با افغانستان تکتونیک امتداد لغز در ایران و افغانستان فعال شده است. همین امر سبب تشکیل جوانترین رده گسلی در این مکان شده که شامل گسلهای امتداد لغز و مورب لغز است. این گسلها که هنوز در منطقه فعال هستند، شکننده بوده و در سطوح گسلی ناحیه خرد شده و برش گسلی ایجاد کرده‌اند.

References

Afshar-Harb, A. (1970*) Geology of Sarakhs area and Khangiran gas field (8th Session of ECAFE)*: Bondung, Tehran, Iran, National Iranian Oil Company, 13 p.

Afshar-Harb, A. (1979) *The stratigraphy, tectonics, and petroleum geology of Kopeh Dagh region, northern Iran*: London, Petroleum Geology Section, Royal School of Mines, Imperial College, 316 p.

Afshar-Harb, A. (1994) *Geology of the Kopeh Dagh: Tehran, Geological Survey of Iran*, 275 p.

Alavi, M. (1980) *Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran, Geology*,**8**, 144-149.

Alavi, M. (1991a) *Tectonic map of the Middle East, scale: 1/5,000,000*: Tehran, Iran, Geological Survey of Iran, one sheet.

Alavi, M. (1991b) *Sedimentary and structural characteristics of the Paleo- Tethys remnants in northeastern Iran*: Geological Society of America Bulletin, **103**, 9183-9192.

Alavi, M. (1994) *Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretation*: Tectonophysics, **229**, 211-238.

Alavi, M. (1996) *Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz*

Mountain system in northern Iran: Journal of Geodynamics, **11**, 1-33.

Alavi, M., Vaziri, H., Seyed-Emami, K and Lasemi, Y. (1997) *The Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian active continental margin*: Geological Society of America Bulletin, **109**, 1563-1575.

Baud, A and Stampfli, G. (1989) *Tectonogenesis and evolution of a segment of the Cimmerides: The volcano-sedimentary Triassic of Aghdarband (Kopet-Dagh, northeast Iran), in Sengor, A.M.C., ed., Tectonic evolution of the Tethyan region: Dordrecht, Netherlands, Kluwer Academic Publishers*, p. 265-275.

Boulin, J. (1988) *Hercynian and Eocimmerian events in Afghanistan and adjoining regions*: Tectonophysics, **148**, 253-278.

Boulin, J. (1991) *Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys*: Tectonophysics, **196**, 211-268.

Brookfield, M.E. (1994) *Great collisional transform faults and their effects*: Abstracts of the geological Association of Canada Annual Meeting, Waterloo, Ontario, p.9.

Brookfield, M.E. (2000) *Geological development and Phanerozoic crustal accretion in the western segment of the southern Tien Shan (Kyrgyzstan, Uzbikestan and Tajikistan)*: Tectonophysics, **328**, 1-14.

Brookfield, M.E and Hashmat, A. (2001) *The geology and petroleum potential of the North Afghan platform and adjacent areas (northern Afghanistan, with parts of southern Turkmenistan, Uzbikestan and Tajikistan)*: Earth Science Reviews, **55**, 41-71.

Burtman, V.S and Molnar, p. (1993) *Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir. Geological Society of America*: Special paper **281**, 76 p.

Chappel, B.W and White, A.J.R. (1974) *Two contrasting granite types*: Pasific Geology, **8**, 173-174.

Coleman, R. (1977) *Ophiolithes*: Springer-Verlog, Berlin, 229 p.

Eftekharnejad, J and Behroozi, A. (1991) *Geodynamic significance of recent discoveries of ophiolites and late paleozoic rocks in NE Iran (including Kopet Dagh)*: Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **38**,89-100.

Falcon, N. (1974) *Southern Iran, Zagros Mountains. In: A. Spencer (Editor), Time and place in Orogeny*. Geological Society of London, Special publication, **3**, 9-22 .

Garzanti, E and Gaetani, M. (2002) *Unroofing history of late paleozoic magmatic arcs within the "Turan Plate" (Tuarkyr, Turkmenistan)*: Sedimentary Geology, **151**, 67-87.

Gealey, W, K. (1988) *Plate tectonics evolution of the Mediterranean-Middle east region*: Tectonophysics, **155**, 285-306.

Goldschmid, K.T.(1956) *Report on the coal deposit of Aghdarband:* Iranian Oil Company, Tehran (unpublished)

James, J.A and Wynd, J.G. (1965) *Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area*: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **49**, 2182-2245 .

Lyberis, N and Manby, G. (1999) *Oblique to orthogonal convergence across the Turan block in the post-Miocene*: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **83**, 1135-1160 .

Nowroozi, A.A. (1972) *Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan, and Afghanistan and plate tectonics of the Middle east*: Bulletin of Seismological Society Of America, **62**, 823-850 .

Pitcher, W.S. (1997) *The Nature and Origion of Granite*: Second edition, Chapman and Hall, 387 p.

Reading, H.G. (1998) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*: Third edition, Blackwell Science, 688 p.

Ricou, L.E. (1968) *Sur la mise en place au Cretace superieur d'importantes nappes a radiolarites et ophiolites dans lesmonts Zagros (Iran)*: C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. D., **267**, 2272-2275.

Ricou, L.E.(1994) *Tethys reconstructed, Plates, continental fragments, and their boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia*: Geodynamica Acta, **7**, 169-218.

Ruttner, A.W. (1980) *Sedimentation und Gebirgsbildung in Ost-Iran, erlautert an drei Beispielen*: Berliner geowiss, Abhandlungen, **20**, p.3-20.

Ruttner, A.W.(1984) *The pre-Liassic basement of the eastern Kopet Dagh range*: Neues Jahrbuch fur geologie und palantologie, Abhandlungen, **168**, 256-268.

Ruttner, A.W. (1991) *Geology of the Aghdarband area (Kopet Dagh, NE Iran)*: Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **38**, 7-79.

Ruttner, A.W. (1993) *Southern borderland of Triassic Laurasia in northeast Iran*: Geologische Rundschou, **82**, 110-120 .

Schmidt, K and Soffel, H. (1984) *Mesozoic-Cenozoic geological events in Central east Iran and their relation to paleomagnetic results*: Neues Jahrbuch fur Geologie und palaontologie, Abhandlungen, **168**, 173-181.

Sengor, A. M. C. (1984) *The Cimmeride orogenic system and the Tectonics of Eurasia*: Geological Society of America, Special Paper **195**, 82 p.

Sengor, A. M. C. (1987) *Tectonics of the Tethysides Orogenic collage development in a collisional setting*: Annual Review of eEarth and Planetary Sciences, **15**, 213-244.

Seyed-Emami, K and Alavi-Naini, M, (1991) *Bajocian stage in Iran*: Memorie Descrittive Della Carta Geologica D Italia, **40**, 215-222.

Soffel, H., Forster, H.G., and Becker, H. (1975) *Preliminary polar wander path of Central Iran*: Journal of Geophysics, **41**, 541-543.

Soffel, H and Forster, G. (1980) *Apparent polar wander path of Central Iran and its*

geotectonic interpretation: Journal of Geomagnetim, Supplement III, p. 117-135.

Soffel, H and Forster, H.G. (1984) *polar wander path of Central east Iran microplate including new results*: Neues Jahrbuch fur Geologie und palaontologie, Abhandlungen, **v.168**, p. 165-172 .

Stampfli, G. (1978) *Etude geologique general de l,Elburz oriental au S de Gonbad-e-Qabus (Iran, N-E) [these de Docteur des science]*: Universite de Geneve, no 1868, 328 p.

Stampfli, G., Marcoux, J and Baud, A. (1991) *Tethyan margins in space and time*: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **87**, 374-409 .

Stocklin, J. (1968) *Structural history and tectonic of Iran*: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **52**, 1229-1258 .

Stocklin, J. (1974) *Possible ancient continental margin in Iran*, In Burk, G.D., and Darke, C.L., editors., Geology of continental margins: New York, Springer Verlog, p. 873-887.

Thomas, J.c., Cobbold, P.R., Shein, V.S and Le Douaran, S. (1999) *Sedimentary record of late Paleozoic to recent tectonism in central Asia-analysis of subsurface data from the Turan and south Kazak domains*: Tectonophysics, **313**, 243-263.

افتخارنژاد، جمشید و بهروزی، ارژنگ.، (۱۳۶۳) *نقشه زمین شناسی چهار گوش تربت جام با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰: تهران*، سازمان زمین شناسی کشور.

افتخارنژاد، جمشید و بهروزی، ارژنگ.، (۱۳۷۰) *یافته های جدید از سنگهای افیولیتی و سنگهای پالئوزوئیک پایانی در شمال خاوری خراسان (از جمله کپه داغ) و اهمیت ژئودینامیکی آنها*، فصلنامه علمی علوم زمین، سال اول، شماره ۱، ص ۴-۱۵ .

قائمی، فرخ و طاهری، ج.، (۱۳۷۴)، *نقشه زمین شناسی چهار گوش مشهد با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰: تهران*، سازمان زمین شناسی کشور.

قائمی، فرخ.، (۱۳۷۸)، *نقشه زمین شناسی چهار گوش سفید سنگ با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰: تهران*، سازمان زمین شناسی کشور.