تکامل تکتونیکی پهنه سنندج ـ سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیر پهنه های جدید در آن

نوشته : دکتر محمّد محجّل * و محمدرضا سهندی**

Tectonic evolution of Sanandaj-Sirjan Zone

By : Dr. M. Mohajjel* and M. R. Sahandi**

چکیده :

زون سنندج- سیرجان قسمت داخلی دگرگون شدهٔ کوهزاد(Orogen) زاگرس در باختر ایران می‌باشد که به هنگام بسته‌شدن اقیانوس تتیس جوان در کرتاسه پسین در اثر برخورد سکوی‌قاره عربی با ایران ایجاد شده است. تقسیم‌بندی در پهنه سنندج- سیرجان بدین سبب عنوان می‌شود که کمان حاشیهٔ فعال در دوران میانه‌زیستی پایانی در اثر فرورانش پوستهٔ اقیانوسی اقیانوس تتیس جوان به سمت شمال خاوری به‌زیرایران مرکزی انجام گرفت. این تقسیم‌بندی از جنوب باختری به طرف شمال خاوری شامل زیرپهنه‌های زیر می‌باشد.

۱- زیرپهنه رادیولاریتی شامل سنگهایی به سن تریاس پسین تا کرتاسهٔ پسین که در محیط های کم عمق و عمیق تشکیل شده‌اند.

۲- زیرپهنه بیستون که شامل کربناتهای محیط کم‌عمق دریا از زمان تریاس پسین تا کرتاسهٔ پسین می‌باشند.

۳- زیرپهنه افیولیتی که شامل افیولیتهای کرتاسه پایانی هستند.

۴- زیرپهنه حاشیه‌ای که از سنگهای آتشفشانی (کمان آتشفشان) با سن ژوراسیک پسین – کرتاسهٔ زیرین می‌باشند که در محیطی کم‌عمق دریایی رسوب‌گذاری کرده‌اند.

۵- زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده که از سنگهای دیرینه‌زیستی‌پسین – میانه‌زیستی در حاشیهٔ آرام در قسمت شمال خاوری اقیانوس تتیس جوان قرار گرفته است.

دو دگرشکلی ناحیه‌ای عمده در زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده ملاحظه می‌گردد که اولی با فرورانش پوستهٔ اقیانوسی تتیس جوان و ایجاد کمربند آتشفشانی با سن ژوراسیک پسین – کرتاسهٔ آغازین همراه بوده و دیگری در کرتاسهٔ پسین به علت برخورد سکوی قاره عربی با چین خوردن شدید با تمایل جنوب باختری در قسمت داخلی دگرگون و گسل‌های تراستی پهنه برخورد نمایان می‌باشد. تکتونیک حاصل از برخورد دریک رژیم همگرای فشارشی راستبر در زمان نئوژن نیز فعال شده است.

Abstract

The Sanandaj -Sirjan Zone is the metamorphic core of the Zagros Orogen in south-western Iran. It is formed in the Late Cretaceous, during closure of the Neo-Tethys, and when Afro-Arabian Continent collided with central Iran. Subdivision is Proposed for the Sanandaj-Sirjan Zone is based on the recognition of Late Mesozoic Continental margin arc, being formed during northeastward subduction of Neo-Tethys

under Iranian continent. From southwest to northeast the subdivision consists of the following subzones.(1)The radiolarite sub-zone, consisting of Late Triassic to Late Cretaceous shallow to deep-marine rocks.(2)The Bistoon sub-zone, constituting Late Triassic to Late Cretaceous shallow marine carbonates.(3)The Ophiolite sub-zone comprising several Late Cretaceous ophiolites,(4)The marginal sub-zone has a Late Jurassic-Early Cretaceous volcanic arc succession deposited in shallow-marine environments,(5)The Complexly-deformed sub-zone has a Late Palaeozoic-Mesozoic Passive margin succession formed at the northeastern side of Neo-Tethys, as well as being overlain by a convergent margin assemblage. Two regoinal deformations are recognised in the Complexly-deformed sub-zone with the first one related to subduction of Neo-Tethyan oceanic crust and associated with arc volcanism during the Late Jurassic-Early Cretaceoos. The second regional deformation occurred in Late Cretaceous collision and consists of southwest-vergent intense folding in the metamorphic inner sub-zone and imbricate thrusting in the outer sub-zone. Collisional tectonics in a regime of dextral transpression was renewed in the Neogene.

مقدمه

کوهزاد زاگرس از جداشدن قاره‌ای و برخورد دوباره بین سکوی‌قاره عربی و ایران تکوین‌یافته است. این پدیده قسمتی از کوهزادتتیس را شامل می‌شودکه بین اوراسیا و قسمت‌های مختلف گندوانا اتفاق افتاده است(Sengor 1984). کوهزادزاگرس از شمال خاور به جنوب باختر شامل مجموعه آذرین ارومیه – دختر، پهنه سنندج سیرجان و زاگرس چین‌خورده گسلیده است(Alavi 1999)(شکل ۱).

مجموعهٔ آذرین ارومیه دختر شامل سنگهای آذرین درونی و بیرونی است که سنی بین ائوسن تا عهد حاضر دارد. عرض این پهنه حدود ۵۰ کیلومتر و ضخامت رسوبات تا ۴ کیلومتر تخمین زده شده است. پهنه ارومیه دختر در سرتاسر شمال خاور کوهزادزاگرس کشیده شده است(Berberian and Berberian 1981, Ryre and Mohafez 1972). اخیراً براساس شواهد ژئوشیمیایی (Moradian 1997). پهنه ارومیه دختر به سه قسمت تقسیم شده است. ۱–ارومیه دائین در شمال باختری ۲– نائین بافت در قسمت مرکزی و ۳– بافت دختر در جنوب خاوری. اما قسمت سوم هنوز در ارتباط با فرورانش فعال پوستهٔ اقیانوسی، اقیانوس هند(دریای عمان) به زیر مکران می‌باشد(White & Ross 1979، Mc Call & Kidd 1982 و Mc Call 1985). پهنه سنندج– سیرجان در جنوب باختری پهنه ارومیه‌دختر قرار گرفته است. این پهنه ۱۵۰۰ کیلومتر درازا و تا ۲۰۰ کیلومتر پهنا دارد که از شمال باختری تا جنوب خاوری در باختر ایران گسترده شده است (شکل ۱). عمده سنگهای برونزده دراین پهنه مربوط به دوران میانه‌زیستی است در حالی‌که دهشته‌های مربوط به دوران دیرینه‌زیستی به ندرت در قسمت شمال باختری پهنه برونزد دارند. اما در قسمت جنوب خاوری برونزد آنها بیشتراست(Berberian 1977، سبزه‌ای ۱۹۹۲). پهنه سنندج سیرجان با سنگهای دگرگون شده دارای دگرشکلی‌های پیچیده، سنگهای آذرین دگرشکل‌یافته و دگرشکل نیافته و نیز سنگهای آتشفشانی زیادی از دوران میانه‌زیستی شناخته شده است. رادیولاریتها و افیولیتها در محل‌های مختلفی در امتداد ضلع جنوب باختری آن برونزد دارند و این سنگها پهنه سنندج – سیرجان را از زاگرس چین‌خورده– گسلیده جدا می‌سازد.

زاگرس چین‌خورده– گسلیده در قسمت جنوب باختری پهنه سنندج سیرجان قرار دارد که لبهٔ شمال باختری سکوی قاره عربی است. این پهنه دارای نهشته‌های فانروزوئیک بوده و تا ۱۰ کیلومتر ضخامت دارد. این رسوبها در مقیاس کیلومتری چین‌خورده و تاقدیس و ناودیس‌های ساده در آن گسترش‌یافته است (Stocklin 1968, Falcon 1969,1974). در گذشته قسمت جنوب باختری کوهزاد زاگرس از دید زمین‌ساخت به دو قسمت تقسیم می‌شد. الف:قسمتی که چین‌های ساده در آن گسترش یافته (۳۰۰–۲۰۰ کیلومتر) که شامل تاقدیس‌ها و ناودیس‌های دراز بوده و توسط فازهای دوران نوزیستی چین‌خورده است. ب: یک کمربند باریک که پهنای آن تا ۸۰ کیلومتر می‌رسد و توسط ساختمان‌های فلسی مشخص شده و در اثر فاز کوهزایی کرتاسهٔ پایانی توسط گسل‌های معکوس گسترش یافته است(Stocklin 1968, Falcon 1969, 1974, Berberian & King 1981). کمربند فلسی با نام‌های زاگرس بلند یا پهنه خردشده نیز خوانده شده است(Wells 1969، نبوی ۱۳۵۵). اما بیشتر این پهنه در زمره پهنه سنندج – سیرجان بررسی خواهد شد.

زاگرس چین‌خورده – گسلیده یک کمربند فعال می‌باشد که درحال حاضر درحال چین‌خوردن و ضخیم شدن دراثر برخورد شبه‌جزیره

عربستان با ایران است. گسل‌های فعال و کور که در قسمت‌های عمیق این کمربند فعال هستند به طور جدی جبنا می‌باشند(Berberian 1995). نقشهٔ پراکندگی مراکز زلزله‌ها در ایران نشان می‌دهد که فعالیت بسیار گسترده‌ای در زاگرس چین‌خورده – گسلیده در حال انجام است (Berberian 1981 Jackson & Mckenzie 1984) مراکز زلزله و فعالیت آن‌ها به طور قابل ملاحظه‌ای در شمال باختری زاگرس چین‌خورده – گسلیده در امتداد مرز جنوب باختری پهنه سنندج- سیرجان کاهش می‌یابد.

در نگرشی که(Alavi(1994 در مورد کوهزاد زاگرس انجام داده، زمینلرز زاگرس و محل آن مورد ارزیابی قرار گرفته و بطور کلی نتیجه گرفته شده است که کل کوهزادزاگرس (سنندج – سیرجان و زاگرس چین‌خورده – گسلیده) دارای چینه‌شناسی تقریباً واحدی می‌باشد و از الگوی دگرریختی واحدی نیز برخوردار است. برداشت صحرایی دقیق و ارزیابی منطقه‌ای که در حین برداشت برای رساله‌دکتری انجام گرفت و با جمع‌بندی کلی از کارهای قبلی مشخص می‌شود که پهنه سنندج- سیرجان قابل تقسیم به چندین واحد تکتونیکی است که نهشته‌های متفاوتی با هم دارند و از یک چینه‌شناسی واحد تبعیت نمی‌کنند. در اینجا تقسیم‌بندی تکتونیکی جدید معرفی شده و به همراه مباحث چینه‌سنگی، محیط رسوبی و دگرشکلی، هریک از آن‌ها به طور جداگانه مورد بررسی قرار می‌گیرد. تقسیم‌بندی دخالت داده نشده و به طور جداگانه برای همهٔ پهنه سنندج – سیرجان توضیح داده می‌شود. این تقسیم‌بندی تکتونیکی بیشتر قسمت شمال باختری پهنه سنندج سیرجان را در برمی‌گیرد که نویسندگان بیشترین‌بررسی صحرایی را در آن داشته‌اند. هدف اصلی این بررسیها، ارزیابی واقعیتها در چهارچوب این تقسیم‌بندی است که بیشتر با کار دقیق ساختاری و مطالعه عمومی در این قسمت از پهنه سنندج سیرجان همراه است.

از دیدگاه تکتونیکی پهنه سنندج- سیرجان فعال‌ترین پهنه شناخته شده و از پیچیدگی خاصی برخوردار است. مهم‌ترین حادثه دگرشکلی و دگرگونی که سنندج – سیرجان را تحت تاثیر قرار داده، در ارتباط با حادثهٔ تکتونیکی باز و بسته‌شدن اقیانوس تتیس جوان می‌باشد که در طول دوران میانه‌زیستی انجام گرفته است (این باور توسط Alavi,1994 عنوان شده است).

تقسیم‌بندی تکتونیکی پهنه سنندج سیرجان

پهنه سنندج سیرجان با روندی شمال باختری – جنوب خاوری به چندین واحد تکتونیکی با همین راستا تقسیم می‌گردد(شکل ۲). هرواحد تکتونیکی با واحدهای سنگ چینه‌ای و ویژگیهای ساختاری مخصوص به خود مشخص می‌شود. از جنوب باختری به شمال خاوری این تقسیم‌بندی شامل واحدهای تکتونیکی زیر می‌باشد.

۱– زیرپهنه رادیولاریتی ۲– زیرپهنه بیستون ۳– زیرپهنه افیولیتی، ۴– زیرپهنه حاشیه‌ای، ۵– زیرپهنه بادگرشکلی پیچیده

زیرپهنه رادیولاریتی

این زیرپهنه به صورت بریده بریده در طول ضلع جنوب باختری پهنه سنندج– سیرجان در باختر ایران گسترده شده و امتداد آن در دورترین بخش باختری، در خاور دریای مدیترانه (قبرس، یونان، جنوب ایتالیا)، (Bernoulli et al 1990) و دورترین بخش جنوب خاوری، در همان کمپلکس حواسینا،(Kazmin et al 1990) گسترده شده‌است. رادیولاریتها در منتهی‌الیه شمال باختری پهنه سنندج – سیرجان در برونزدی به پهنای ۳۵ کیلومتر و درازای ۲۵۰ کیلومتر از جنوب باختری شهر بروجرد شروع و تا منتهی‌الیه شمال باختری مرز ایران گسترده شده است. ادامهٔ این برونزد خارج از مرزهای ایران در توربد باختری (Antalya) در جنوب ترکیه نیز دیده می‌شود(Kazmin et al 1986). برونزدی دیگر از پهنه رادیولاریتی در ۲۰۰ کیلومتری جنوب خاوری /کرمانشاه (۲۰کیلومتری جنوب شهر ازنا) قرار دارد(شکل ۲). در منتهی‌الیه جنوب خاوری پهنه سنندج- سیرجان، نزدیک نیریز برونزد دیگری از پهنه رادیولاریتی دیده می‌شود که ۱۵۰ کیلومتر طول دارد و ۱۵ کیلومتر عرض آن می‌باشد. همچنین آثاری از پهنه رادیولاریتی در محلهایی در امتداد ضلع جنوب باختری پهنه سنندج- سیرجان بین شهرازنا و نیریز گزارش شده است(چهارگوش شهرکرد، زاهدی و همکاران ۱۹۹۲، چهارگوش اقلید، هوشمندزاده و همکاران ۱۹۷۵، شکل ۲).

در ناحیه کرمانشاه، (شکل ۲) رادیولاریتها به دو قسمت تقسیم می‌شوند، بخش زیرین آن دارای آهک بیشتر و بخش بالایی دارای چرت فراوان است(Braud 1987)(شکل ۴). بخش‌زیرین ستبرای متفاوتی بین ۵۰۰–۴۰۰ متر داشته و خود به دو قسمت قابل تقسیم است. قسمت زیرین از آهکهای آلیتیک ضخیم لایه با اینتراکلاستهای فراوان از تکه‌های آلگ و باندهای چرت سفید بالشتک شده (Boudined)و گرهکهای چرت تشکیل شده است. وجود کرینوئید و گاستروپودهای فراوان دراین آهکها یک محیط کم‌عمق دریایی را مشخص می‌کنند.

فرامینیفرهایی مثل Galenella سن تریاس پسین را برای زیرین‌ترین لایه‌های بخش پائینی مشخص می‌کند(Braud 1987). قسمت فوقانی بخش زیرین شامل آهکهای بیوکلاستیک نازک لایه تا متوسط لایه با گرهکهای چرت است که درونگیرهای چرت قرمز را در نزدیکی لایه‌های فوقانی

درخود دارد(شکل ۴). که سن ژوراسیک برای قسمتهای فوقانی این واحد مشخص شده است(Braud 1987).

نیمهٔ بالایی شامل چرت رادیولردار، مارن و شیل می‌باشد، لایه‌های رادیولاریتی با رنگ قرمز قهوه‌ای بوده و ضخامت آنها بین ۱۰ تا ۲۰ سانتی‌متر تغییر می‌کند. این لایه‌ها درون‌گیرهایی از مارن و شیل رادیولاریتی زرد، سبز و قرمز نیز دارد. آهکهای میکریتی نازک لایه در نیمهٔ بالایی این نیمه، درونگیرهایی از چرت و شیل قرمز دارد. این لایه‌های آهکی حاوی فورامینیفرهایی مثل گلوبوتروندکانا، می‌باشند که محیط رسوبی عمیق را با سن کرتاسه پایانی مشخص می‌سازند(شهیدی و نظری ۱۹۹۵). به طور کلی سن ژوراسیک پسین- کرتاسه را می‌توان برای همین نیمه درنظر گرفت. ضخامت واقعی این نیمه بخاطر چین‌های بسته و تکرار واحدهای سنگی به وسیله گسل‌های تراستی مشخص نیست ولی ضخامتی متجاوز از ۳۰۰ متر برای آن متصور است. درامتداد همبری جنوب باختری آن الیستولیتهایی وجود دارد. در ۶۰ کیلومتری جنوب خاوری کرمانشاه الیستولیتهایی از سنگهای باسن کامپانین - ماستریشتین برونزد دارند و شامل بلوکهایی از آهک خاکستری روشن می‌باشد که احتمالاً از سازند تاربورزاگرس چین خورده منشاء گرفته‌اند(مطیعی ۱۳۷۲ صفحه ۲۰۹). موقعیت سنی الیستولیتها مشخص می‌کند که آنها بایستی در بالاترین ردیف چینه‌سنگی در نیمهٔ بالایی باشند. این موضوع با توجه به پیچیدگی ساختار دراین منطقه شناخت چینه‌سنگی دقیق را مانع می‌گردد. ترانف رادیولاریتها در ناحیه کرمانشاه چین خورده‌اند و چین‌ها از حالت قائم و باز در شمال خاوری تا چین‌های برگشته بسته با تمایل به جنوب باختری در قسمت جنوب باختری تغییر می‌کنند(شکل ۵). چین‌های بسته به همراه گسل‌های زیادی هستند که به سمت شمال خاوری شیب ملایمی دارند. این گسل‌ها یال‌های برگشتهٔ چین‌ها را در همسایگی مرز جنوب باختری پهنه رادیولاریتی تحت تاثیر قرار می‌دهد. جهت خوابیدگی چین‌ها مشخص می‌کنند که این گسل‌ها راندگی هستند(شکل 5b). تهشته‌های رادیولاریتی با سن تریاس پسین - کرتاسه پسین دراین ناحیه برروی تهشته‌های سازند امیران با سن ماستریشتین - پالئوسن از زاگرس چین‌خورده رانده شده است(شکل 5b ؛ Braud 1987 و شهیدی و نظری ۱۹۹۵). قطعات فراوانی از رادیولاریتها و افیولیتها در کنگلومرای سازند امیران، بالاآمدگی پهنه رادیولاریتی را احتمالاً در امتداد گسل‌های راندگی در ماستریشتین مشخص می‌سازد(Braud 1987).

ترانف رادیولاریتی در ناحیهٔ نیریز (شکل ۳) بنام سری پیچاگون نامیده شده است(Ricou,1974). این ترانف به دو قسمت تقسیم می‌شود. الف- قسمت پائینی شامل چرتهای رادیولاریتی نازک لایه رنگارنگ با درون‌گیرهایی از آهک االیتی توربیدتی که الیستولیتهای آهکی تریاس پسین را دربرمی‌گیرد. ب - قسمت فوقانی شامل چرت قرمز بدون توربیدیتها اما حاوی درون گیرهایی از بازالت و الیستولیتهایی از آهک تریاس. قسمت فوقانی توسط (Hallam,1976) به اسم سری بختگان خوانده شده است. سن ژوراسیک میانی برای بالاترین لایه‌های قسمت الف و سن ژوراسیک پسین - کرتاسه(سنومانین)برای قسمت ب توسط Ricou(1974) معین شده است. قسمتهای پائین رادیولاریتها در ناحیهٔ نیریز دارای الیستولیتهایی از آهک مگالودن داراست. الیستولیتها به‌همراه فسیل‌های کفزی با پوستهٔ بزرگ و ضخیم و آلگهای آهکی محیط رسوبی کم‌عمق را مشخص می‌کنند (Hallam,1977). وجود الیستولیتهای آهکی با فسیل‌های محیط کم عمق دریایی با سن تریاس پسین توسط سبزه‌ای و اشراقی ۱۹۹۵ دوباره تأئید شده است. Hallam,(1976) نتیجه‌گیری کرد که الیستولیتها و توربیدایتهای مربوط به آنها در قسمت پائین و بالای ترانف رادیولاریتی در محیط دریایی عمیق توسط جریان‌های انباشتی تهشته‌شده و از کربناتهای سکوی قاره حوضهٔ زاگرس منشاء گرفته است. او همچنین پیشنهاد کرد که این جریان‌های انباشتی دراثر گسل‌های درمال با شیب زیاد در سکوی قاره زاگرس در ژوراسیک و کرتاسه جابجا شده و رواندهٔ حوضه عمیق رادیولاریتی گردیده است. رادیولاریتهای نیریز بشدت چین‌خورده و در چندین ورقهٔ راندگی برروی تهشته‌های کربناتی زاگرس حمل شده‌اند(Alavi,1994 صفحهٔ ۲۳۰)

در جنوب نیریز سازند تاربور با سن کامپانین - ماستریشتین با دگرشیبی زاویه‌دار رادیولاریتها را می‌پوشاند(James and Wind 1965, Ricou 1974, Hallam 1976). بنابراین زمان تراست شدن محدود به فاصله زمانی تورونین - کامپانین می‌گردد.

در طول لبه جنوب باختری پهنه سنندج- سیرجان در ۲۰ کیلومتری جنوب ازنا پهنه رادیولاریتی برونزد داشته که طول آن ۱۰۰ کیلومتر و عرضش تا ۵ کیلومتر است(شکل ۲). دراین منطقه رادیولاریتها با آهک میکریتی، آندزیت دگرسان شده و اسپلیت با چشم‌های پرشده از کلسیت دیده می‌شوند. فسیل‌های محیط پلاژیک سن کرتاسه پسین رامشخص می‌سازند(سهیلی و همکاران ۱۹۹۲). دراین منطقه نیز مجموعه رادیولاریتها به شدت چین‌خورده و برروی تهشته‌های سنومانین حوضهٔ زاگرس رانده شده‌اند(شکل ۶ برش GH) رادیولاریتها با یک همبری گسله توسط آهکهای مارنی ائوسن پوشیده می‌شوند. زمان دقیق رانده شدن دراین منطقه کاملاً مشخص نیست ولی این زمان را در پس از سنومانین و پیش از ائوسن می‌توان محدود کرد.

ترانف رادیولاریتی در حوضه‌ای تشکیل می‌شده است که با تهشته‌های

دریایی کم‌عمق شروع شده و به تدریج عمق آب زیاد می‌شده است.

براثر زیاد شدن عمق آب محیط رسوبی برای رادیولاریت‌ها، شیل‌های رادیولاریتی و مارن فراهم شده است(شکل ۴). سنگهای آتشفشانی مافیک تاحد واسط به همراه رادیولاریت‌ها در نهریز و جنوب ازنا از تشکیل‌دهنده‌های این ترادف هستند. این سنگها می‌توانند نتیجهٔ شکافهای عمیق‌تر در زمان بازشدن حوضه باشند و با همین عمل الیستولیت‌ها در داخل حوضه فروغلتیده‌اند. این پدیده شاهد آن است که حوضهٔ در حال فرونشینی رادیو لاریت‌ها دقیقاً در کنار و همسایگی زاگرس برجا بوده و ناپایداری حوضه برای فرونشینی دیواره بصورت الیستولیت براثر حرکات تکتونیکی در کرتاسهٔ پسین انجام گرفته است.

زیرپهنه بیستون

در پهنه کرمانشاه این زیرپهنه در شمال خاوری زیرپهنه رادیولاریتی قرار دارد(شکل‌های ۳و ۲و ۱) که قبلاً با نام سکوی قاره کربناتهٔ داخلی نامیده شده است(Kazmin et al. 1986). این زیرپهنه به صورت ممتد در ضلع شمال خاوری زیرپهنه رادیولاریتی امتداد نداشته و در نواحی غیرازکرمانشاه هنوزکار زیادی لازم است تا کاملاً شناخته شود(شکل ۲). در منتهی‌الیه شمال باختری پهنه سنندج- سیرجان در ناحیهٔ کرمانشاه (شکل‌های ۴ و ۳) این زیرپهنه با آهکهای ضخیم‌لایه و توده‌ای در ترادف آهکی که سنی ممتد از تریاس پسین تا کرتاسهٔ پسین دارد شناخته شده است (Braud,1987). سنگهای تریاس پسین شامل ۳۰۰ متر آهکهای ضخیم لایه و توده‌ای ریفی است که توسط ۳۰۰ –۲۰۰ متر دولومیت و آهک نازک تا ضخیم لایه به رنگ خاکستری و خاکستری تیره که گاهی به صورت محلی بدبو نیز هستند و حاوی اینتراکلاستها و تکه‌هایی از فسیل می‌باشند پوشیده می‌شود. اما قسمت فوقانی از آهکهای ضخیم‌لایه و توده‌ای کرتاسه با ضخامتی نامعین تشکیل یافته است. برعکس نهشته‌های تریاس پسین – کرتاسهٔ زیرین که همه محیط رسوب‌گذاری کم عمق را بازگو می‌کنند نهشته‌های کرتاسهٔ پسین آهکهای میکریتی محیط رسوب‌گذاری پلاژیک را مشخص می‌سازند. در کوه شیرز، ۴۰ کیلومتری خاور کرمانشاه (شکل ۳) لایه‌های رادیولاریت به صورت مترادف با سنگهای کرتاسه زیرپهنه بیستون مشاهده می‌شوند(شهیدی و نظری ۱۹۹۵). این موضوع مشخص می‌سازد که زیرپهنه بیستون در شمال خاور زیرپهنه رادیولاریتی گسترش داشته و کاملاً با موقعیت تکتونیکی آن موزون می‌باشد. سنگهای ائوسن زیرین به صورت دگرشیب زاویه‌دار سنگهای بیستون را می‌پوشانند. در مجموعه کوه بیستون گسل‌های راندگی که به شمال خاوری شیب دارند مشاهده می‌گردند و در شمال خاوری کرمانشاه سنگهای این زیرپهنه روی رادیو لاریتها رانده شده‌اند(شکل‌های ۲ و۲ و برش‌های زمین‌شناسی CD, AB). همچنین قسمتهای نابرجا از زیرپهنه بیستون، پهنه زاگرس را در ۲۰ کیلومتری جنوب باختر بروجرد می‌پوشاند (حاج ملاعلی و همکاران ۱۹۸۹، شکل ۳ و برش CD). این موضوع مشخص می‌کند که ورقه‌های راندگی در جاهایی که حرکت کرده، از روی زیرپهنه رادیولاریتی عبور نموده است. ورقه نابرجای رانده شده مزبور برروی سازندهای کشکان و شهبازان یاسن ائوسن و سازند آسماری یاسن الیگوسن واقع در پهنه زاگرس قرار گرفته است این موضوع مشخص می‌کند که پدیده رانده شدن در زمان ترشیری نیز فعال بوده است.

تودهٔ نابرجای دیگری از زیرپهنه بیستون که به نام واحد گرین برداشت شده است (حاج ملاعلی و همکاران ۱۹۸۹) در ۱۵ کیلومتری باختر بروجرد در کوه گرین (شکل‌های و۳) قرار دارد. در ۲۵ کیلومتری باختر نورآباد واحدگرین حداقل ۱۵ کیلومتر برروی کنگلومرای نئوژن (سازند بختیاری) قرارگرفته (نقشهٔ هرسین، شکل‌های و۳ ، برش AB) و این مشخص می‌سازد که پدیده راندگی تا اواخر نئوژن در جنوب باختری پهنه سنندج- سیرجان فعال بوده است.

زیرپهنه افیولیتی

افیولیتها و ملانژافیولیتی در امتداد لبهٔ جنوب باختری پهنه سنندج سیرجان قرار گرفته و برونزد آن به دو ناحیه کرمانشاه و نهریز محدود میگردد(شکل ۲). در ناحیه کرمانشاه افیولیتها در امتداد گسل‌های تراستی با راستای شمال باختری برونزد دارند(شکل ۳، برش‌های AB و CD). در نزدیکی هرسین و باختر نورآباد(شکل ۳) ملانژافیولیتی در امتداد گسل‌های تراستی با ساخت فلسی دیده می‌شوند(شهیدی و نظری ۱۹۹۵). تشکیل دهنده‌های ملانژافیولیتی عبارتند از گدازه‌های بالشی، اسپلیت، شیل‌های قرمز و بنفش و آهکهای پلاژیک که این آهکها سن ائوسن آغازین تا میانی را مشخص می‌سازند(شهیدی و نظری ۱۹۹۵).

سن افیولیتهای کرمانشاه بین ۸۶–۸۱ میلیون سال معرفی شده است (Braud,1987). این سن نشان می‌دهد که افیولیتهای کرمانشاه در سنونین زائیده شده و یاسن ائوسن که آهکهای پلاژیک باختر نورآباد مشخص می‌کند مغایرت دارد. به نظر می‌رسد که سنگهای افیولیتی بعداً درگیر ملانژهای با ترکیباتی از سنگهای جوانتر شده و سن فسیل در سنگهای رسوبی به همراه افیولیتها یاسن خود آنها هماهنگی ندارد. افیولیتهای کرمانشاه برروی پهنه بیستون، پهنه رادیولاریتی و همچنین روی ترادفی از سنگهای پالئوسن – ائوسن پهنه زاگرس رانده شده‌اند. در ۱۰ کیلومتری

خاور هرسین افیولیتها از سنگهایی که برروی آنها قرار گرفته‌اند و سن پالئوسن – ائوسن دارند توسط یک دگرشیبی زاویه‌دار جدا می‌شوند. در پهنه زاگرس کنگلومرای تشکیل دهنده سازند امیران با سن ماستریشتین – پالئوسن حاوی قطعات بسیارزیادی از افیولیتها هستند و نشان می‌دهد که افیولیتها دراین زمان رانده شده‌اند(Braud,1987). بنابراین برآمدگی در اثر راندگی با دگرشیبی زاویه‌دار با وجود قطعات افیولیتها در سازند امیران با هم هماهنگی دارند.

افیولیتها در منطقه نیریز به صورت یک توالی کامل پوسته اقیانوسی مشاهده می‌شود (Hynes & McQuillian,1974، سیزمئی و اشراقی ۱۹۹۵). نمونه‌هایی از سنگهای آذرین افیولیتهای نیریز به روش پتاسیم آرگون سن‌یابی شده‌اند و ۷/۲+۸۷/۵ میلیون سال سنونین (کرتاسه پسین)برای سنگهای آذرین افیولیتها مشخص شده است(Pamic,1983 & Lanphere). افیولیتهای نیریز در چندین صفحه رانده شده برونزد یافته‌اند(Alavi,1994).

افیولیتهای موجود در صفحه‌های راندگی در ناحیه نیریز برروی سنگهای کرتاسه پسین (آلبین – سنومانین و گاهی تورونین) از پهنه زاگرس قرار گرفته‌اند. افیولیتها به صورت دگرشیب با آهک ریفی کم‌عمق کامپانین – ماستریشین سازند تاربور پوشیده می‌شوند (James & Wynd,1965;Hallam,1976;Ricou,1974). بنابراین جای‌گیری افیولیتها با پدیدهٔ راندگی در فاصله زمانی تورونین – کامپانین بوده است. وجود سنگهای دگرگونی در همبری افیولیتها با سنگهای دیگر در امتداد زمیندرز زاگرس مطرح شده است و سن رادیومتری ۷/۶+ ۹۴ میلیون سال از سنگهای افیولیتی به همراه دگرگونه‌های همراه آن در ناحیه نیریز گزارش شده است(Lanphere & Pamic,1983). سنگهای افیولیتی ناحیه کرمانشاه و نیریز هر دو از جهت ترکیب و سن کمپلکس افیولیت و رادیولاریت با کمپلکس عمان شباهت دارند(Stocklin,1974). شباهت سن افیولیتی نیریز و عمان همزمانی قرارانش را در آنها تأئید کرده است.(1973 ..Le Metouro et al,1990; Dewey etal). همچنین مجموعه سکوی قاره آهکی حواسینا با آهک بیستون در کرمانشاه مقایسه شده است (Kazmin et al.1986; Bernouilli et al.,1990)

زیرپهنه حاشیه‌ای

زیرپهنه حاشیه‌ای در جنوب باختر زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده قرار گرفته است(شکل ۲).این زیرپهنه از سنگهای آتشفشانی با سن ژوراسیک پسین – کرتاسه آغازین تشکیل یافته است(شکل ۴). برخلاف زیرپهنه‌های افیولیتی و بیستون زیرپهنه حاشیه‌ای در سرتاسر پهنه سنندج- سیرجان رديابی می‌شود. چینه‌سنگی این پهنه در بسیاری از مناطق شمال باختری تا جنوب خاوری توصیف شده است. این مطالعات در کرمانشاه (Braud,1987)، نهاوند (Alavi and Mahdavi,1994)، الیگودرز (سهیلی و همکاران ۱۹۹۲)، گلپایگان (محجل ۱۹۹۲)، شهرکرد (زاهدی و همکاران ۱۹۹۲)، اقلید (هوشمندزاده و همکاران ۱۹۷۵)، نیریز (سیزمئی و همکاران ۱۹۹۱) و حاجی‌آباد (Berberian 1977) صورت گرفته است. دراین مطالعه تنها قسمت شمال باختری زیرپهنه حاشیه‌ای مورد بحث قرار می‌گیرد.

زیرپهنه حاشیه‌ای به صورت گسترده در قسمت شمال باختری پهنه سنندج- سیرجان برودز دارد. در شمال کنگاور (شکل ۳) این زیرپهنه در ترادفی به ضخامت بیش از ۱۰۰۰ متر دیده می‌شود که از تناوب آهکهای بیوکلاستیک دوباره متبلور شده، گدازه‌های آندزیتی، توف‌آندزیتی، اسپلیت تشکیل یافته است(Braud 1987). آهکهای دوباره متبلور شده موجوددر گدازه‌ها، سن ژوراسیک پسین (عالم) را معلوم می‌سازد. در ناحیه نهاوند ترادفی که اندکی جوان‌تر از کنگاور است دیده می‌شود. این ترادف شامل سنگهای آذرآواری به رنگ قرمز و بنفش و داسیت‌های پورفیری و غیرپورفیری و آندزیت است که با آهکهای دوباره متبلور شده کرتاسه آغازین به صورت متناوب می‌باشند(مهدوی ۱۹۹۲). در ۲۰ کیلومتری جنوب الیگودرز، سنگهای آتشفشانی به همراه ماسه‌سنگ، شیل و آهکهای نازک لایه که به صورت میان لایه در مارن هستند حاوی فسیل‌های ژوراسیک پسین – کرتاسه زیرین می‌باشند(سهیلی و همکاران ۱۹۹۲). سنگهای آتشفشانی با مشخصات مشابه بالا در شمال خاور بروجرد نیز برونزد دارند(سهندی و همکاران زیر چاپ). همهٔ ترادف‌های توضیح داده شده معرف سنگهای آتشفشانی ژوراسیک پسین – کرتاسه زیرین هستند و محیط کم‌عمق را برای زیرپهنه حاشیه‌ای مشخص می‌سازند. در ۱۵ کیلومتری شمال باختر صحنه (شکل ۳) سنگهای آتشفشانی ژوراسیک به صورت دگرشیب با سنگهای قاعده‌ای کرتاسه (آپتین –آلبین) که شامل ۱۵۰ متر ماسه‌سنگ کوارتزیتی به رنگ قرمز تیره و در قسمت‌های پائین دارای میان لایه‌های کنگلومرایی است پوشیده می‌شود. در ۴۰ کیلومتری جنوب باختری گلپایگان در کوه سرخ دگرشیبی زاویه دار دیده می‌شود(محجل ۱۹۹۲). این کنگلومرای قاعده‌ای حاوی قطعات مختلف از سنگهای دگرگونی است که توسط آهک بیومیکرواسپاریتی ماسه‌ای خاکستری و اائیتی که حاوی فسیل‌های فراوان می‌باشد پوشیده می‌شود.

برخلاف وجود سنگهای آتشفشانی در ترادفهای زیرین، فعالیت آتشفشانی در نهشته‌های جوان‌تر در زیرپهنه حاشیه‌ای مشاهده نمی‌شود. این سنگها چین‌خورده و چین‌های بسته تا باز با بال‌های جنوبی برگشته است که تمایل به جنوب باختری نشان می‌دهند. کلیواژ موازی صفحهٔ

محوری در سنگ گسترش یافته و فرم دگرشکلی بسیار ساده‌تر از فرم دگرشکلی در زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده واقع در شمال باختر زیرپهنه حاشیه‌ای می‌باشد. درجهٔ دگرگونی زیرپهنه حاشیه‌ای از نوع درجه پائین شیست سبزاست. گسل‌های راندگی سنگهای زیرپهنه حاشیه‌ای را برروی افیولیت‌ها، رادیولاریت‌ها، پهنه بیستون و حتی پهنه زاگرس برجا رانده است (شکل‌های ۷ و ۶ و ۳). در ۲۰ کیلومتری جنوب بروجرد یک ساختمان رونده (واحد رونده چغلوندی) مشاهده شده است (حاج ملاعلی و همکاران ۱۹۸۹). سنگهای دربرگیرنده این واحد رانده شده از زیرپهنه حاشیه‌ای می‌باشد که حداقل ۲۰ کیلومتر روی سنگهای میوسن پهنه زاگرس جای شده است(شکل ۳ و برش‌های EF, Cd). در قاعدهٔ این مجموعهٔ رانده شده یک ملانژ تکتونیکی وجود دارد که ضخامت آن ۱۰۰ – ۵۰ متر بوده و مجموعه‌ای از آهک‌های ائوسن دولومیت، دولومیت آهکی، اسیلیت، شیل بتفش و رادیولاریت را دربرمی‌گیرد. این مجموعه سنگها بشدت برشی (Sheared) شده و توسط شکستگی‌های بیشماری که با افقی بوده و یا بصورت ملایم به شمال خاوری شیب دارند بریده شده‌اند. این مجموعه رانده شده توسط کنگلومرای بختیاری (پلیوسن) پوشیده شده است. بنابراین رانده‌شدن مجموعه حداقل پس از میوسن و پیش از پلیوسن صورت گرفته است. زمان راندگی در زیرپهنه حاشیه‌ای به سمت جنوب باختری در بین کرتاسه پسین تا پلیوسن محدود می‌گردد.

زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده

این زیرپهنه در شمال خاوری زیرپهنه حاشیه‌ای قرار داشته و از سنگهای شدیداً دگرشکلی یافته و دگرگون در پهنه سنندج- سیرجان تشکیل شده است(شکل ۲).فراوانی شیست، فیلیت و آمفیبولیت این زیرپهنه را از زون‌های حاشیه‌ای، بیستون و رادیولاریتی و همچنین پهنه زاگرس متمایز می‌سازد(شکل ۳).این زیرپهنه با داشتن چنین مرحله دگرشکلی که بعضی از آن‌ها با دگرگونی و نفوذ توده‌های بی‌شماری از سنگهای نفوذی همراه بوده است از دیگر زیرزون‌ها متمایز می‌گردد.

در چندین برونزد در قسمت شمال باختری پهنه سنندج- سیرجان و نزدیک به حاشیه شمال خاوری زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده، سنگهای متعلق به پرکامبرین‌پسین – کامبرین که دگرگون نشده‌اند برونزد دارند(شکل ۲). این برونزدها دارای ویژگیهای چینه سنگی معادل و مشابه با ایران مرکزی و البرز می‌باشند مانند ۶ کیلومتری شمال خاوری اقلید (هوشمندزاده و همکاران ۱۹۷۵)، ۴۵ کیلومتری شمال خاوری گلپایگان (Thiele et al.1968) و منطقهٔ تکاب (علوی نائینی و همکاران ۱۹۸۲). همچنین سنگهای مربوط به پالئوزوئیک پائین و میانی در جاهایی مانند الیگودرز، دورود –ازنا و نهاوند مشاهده شده است.

نهشته‌های مزوزوئیک شامل کمپلکس ژان (محجل و سهندی ۱۳۷۷) و هم‌ارزهای آن در پهنه سنندج – سیرجان شمال باختری است. مجموعه این سنگها در منطقه ژان با یک ماسه‌سنگ کوارتزیتی شروع و سپس با دولومیت و آهک چرتدار پوشیده می‌شود و سپس سنگهای آتشفشانی مافیک مثل بازالت و آندزیت – بازالت و سنگهای آذرین اسیدی با میان لایه‌هایی از شیل و آهک قرار می‌گیرد. هم‌ارزهای مجموعه ژان در دیگر مناطق از سنندج – سیرجان شمال باختری با نامهای دیگر خوانده شده است(بعنوان مثال در منطقه اقلید، کمپلکس‌های توتک، کولی‌کش و سوریان، هوشمندزاده و همکاران ۱۹۷۵، در منطقه شهرکرد به صورت سنگهای دگرگون شده غیرقابل تفکیک، زاهدی و همکاران ۱۹۹۲، در منطقهٔ الیگودرز مجموعه آب باریک، سهیلی و همکاران ۱۹۹۲). در منطقهٔ نهاوند ترادفی به سن تریاس میانی تا پسین – ژوراسیک آغازین شامل گدازه‌های بازالتی – آندزیتی و بازالتی مشاهده می‌شود که به صورت محلی با ساخت‌های بالشی همراه بوده و درونگیرهایی ازمرمرهای نازک لایه و حاوی برگواره خوب رشد یافته است که به طرف لایه‌های جوان‌تر با لایه‌های اسلیتی مشاهده می‌شود(Alavi and Mahdavi 1994).

مجموعه کمپلکس ژان و هم‌ارزهای آن در منطقه وسیعی (اصفهان تا اسدآباد همدان) توسط فیلیت‌های همدان به سن تریاس پسین – ژوراسیک پوشیده می‌شود(محجل و سهندی ۱۳۷۷). از طرف دیگر فیلیت‌های همدان را سنگهای کرتاسه به صورت دگرشیب می‌پوشاند. این دگرشیبی از اصفهان تا همدان دنبال می‌گردد(شکل ۸). دیود چینه‌ای در ژوراسیک پسین – کرتاسه آغازین دراین منطقه مشاهده شده و نهشته‌های کرتاسه با سن آپتین – آلبین با یک کنگلومرای قاعده‌ای شروع می‌گردد. این کنگلومرا در جاهای مختلی در زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده گزارش شده است. بعنوان مثال: گلپایگان،(محجل ۱۹۹۲، الیگودرز، (سهیلی و همکاران ۱۹۹۲)، شازند، سهندی و همکاران (زیر چاپ)، اصفهان، (زاهدی و همکاران ۱۹۷۸)، شهرکرد، (زاهدی و همکاران ۱۹۹۲)(شکل ۸). در ۲۰ کیلومتری جنوب باختر گلپایگان در آبادی هنده نهشته‌های کرتاسه در یک دارديس بسته قرار می‌گیرند که کنگلومرای قاعده‌ای کرتاسه تا ۱/۵ متر برونزد دارد. این کنگلومرا بیشتر از قلوه‌های کوارتزیتی تشکیل شده که تمام قلوه‌ها شکل بیضوی دارند و بزرگترین محور آن‌ها در جهت برگواره خوب گسترش یافته قرار گرفته است. این برگواره هم نهشته‌های کرتاسه و هم فیلیت‌های همدان را تحت تاثیر قرار می‌دهد. در یک مطالعه کلی Alavi(1994) نتیجه‌گیری کرده است که ساختار در پهنه سنندج – سیرجان غالباً به صورت صفحه‌های راندگی می‌باشد که در آن شدت دگرشکلی هرچه به

شمال خاوری پهنه نزدیکتر می‌شود بیشتر می‌گردد. در حقیقت بسیاری از راندگی‌ها و ساختمان‌های روراندە، دوبلکس شده دراین بررسی مشاهده نمی‌شوند.

یک دگرشکلی مهم در زمان کرتاسه پسین – پالئوسن منطقه را تحت تأثیر قرارداده است. این فاز دگرشکلی چین‌هایی با روند شمال باختری، جنوب خاوری، گسل‌ها، برگواره‌اکلیواژ غالب را ایجاد کرده که در منطقه ژان بعنوان دگرشکلی دوم معرفی شده است (Mohajjel 1997). چین‌های بزرگ مقیاس مرتبط با این فاز دگرشکلی به صورت بسته تا موازی بوده و همه به سمت جنوب باختری تمایل دارند. این ساختمان‌ها به خوبی در نهشته‌های کرتاسه در زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده نموده شده‌است. این ساختار در چندین ناحیه از سنندج- سیرجان شمال باختری گزارش شده است. در ۳۰ کیلومتری جنوب باختری شهر همدان در کوه خان گورمز، نهشته‌های آپتین – آلبین بایک کنگلومرای قاعده‌ای و ماسه‌سنگ با ضخامت ۳۰-۲۰ متر نهشته‌های فیلیت‌های همدان را می‌پوشاند. نهشته‌های کرتاسه در یک ناودیس قرار می‌گیرند که اثر صفحه محوری آن باراستای باختر- شمال باختری است. در منطقه ملایر (شکل‌های ۸ و ۲) نهشته‌های کرتاسه همزمان با کوه خان گورمز در چین‌های بزرگ مقیاس با همان روند با قاعده‌ای ماسه‌سنگی که گاهی کنگلومرایی است فیلیت‌های همدان را می‌پوشاند(عمیدی و مجیدی ۱۹۷۷).

در منطقه شازند (شکل ۸) نهشته‌های کرتاسه در ناودیس‌های بسته یاموازی که کاملاً برگواره آن‌ها به موازات صفحه محوری این چین‌ها گسترش یافته با روند باختر- شمال باختری گسترش یافته است و تمایل در آن‌ها به طرف جنوب – جنوب باختر می‌باشد(سهندی و همکاران در دست چاپ).

در ناحیه گلپایگان (شکل‌های ۲ و ۸) یکی از این بزرگ چین‌ها به درازای ۸۰ کیلومتر و عرض تا ۱۵ کیلومتر وجود دارد که بایال برگشته جنوب باختری و تمایل به سمت جنوب باختری دیده می‌شود(محجل ۱۹۹۲). صفحه محوری شیبی زیاد به سمت شمال – شمال خاوری دارد. برگواره موازی با صفحه محوری چین‌ها در سنگ‌های کرتاسه گسترش یافته و همین برگواره در فیلیت‌های همدان نیز دیده می‌شود. چین‌های بزرگ مقیاس مشابه در سرزمین‌های مجاور گلپایگان نیز مشاهده می‌شود(زاهدی وهمکاران ۱۹۷۸، سهیلی و همکاران ۱۹۹۲) گاهی به صورت محلی همبری فیلیت‌های همدان و نهشته‌های کرتاسه گسله می‌باشد و این گسل‌ها به گمان زیاد، در ارتباط با چین‌های برگشته می‌باشند که به علت اختلاف واتنش در نهشته‌های کرتاسه و فیلیت‌های همدان در محل برخورد آن دو به صورت محلی با دگرشکلی شکننده گسترش یافته است.

Alavi (1994) چنین عنوان می‌کند که در ناحیه ملایر سنگ‌های کرتاسه به صورت یک صفحه راندگی است که روی فیلیت‌های همدان رانده شده است و این پدیده را به صورت گسترده برای قسمت شمال خاوری پهنه سنندج- سیرجان مطرح می‌کند. او وجود دگرشیبی مهم بین نهشته‌های کرتاسه و فیلیت‌های همدان را ندیده گرفته و تنها با نمایش عکسی از محل گسلی در منطقه ملایراین موضوع را مطرح می‌سازد (Alavi 1994) شکی نیست که نهشته‌های کرتاسه به همراه فیلیت‌های همدان باهم چین‌خورده‌اند و گسل‌های مربوط به این چین‌ها نیز گسترش یافته است. در مقیاس منطقه‌ای این چین‌خوردگی در سنندج – سیرجان شمال باختری گسترش یافته است(شکل ۸).

ساختارهای موجود در کرتاسه همچنین در فیلیت‌های همدان در مناطق زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده وجود دارد(بربریان و علوی تهرانی ۱۹۷۷). برداشت عمومی از ناحیه شمال باختری پهنه سنندج – سیرجان نشان می‌دهد که فاز دگرشکلی کرتاسه پسین پالئوسن مهم‌ترین دگرشکلی دراین منطقه در فیلیت‌های همدان بوده و چین‌های بسته تا موازی بوجود آورده که در آن‌ها برگواره موازی صفحه مجوری چین‌ها بخوبی گسترش یافته است. یک رخداد دگرگونی ناحیه‌ای به همراه این دگرشکلی بوده واین موضوع با گسترش شیستوزیته موازی صفحه محوری با رشد مسکویت و گاهی بیوتیت نشان داده می‌شود. این رشد کافی در امتداد برگواره با یک دگرگونی در حد شیست سبز در ارتباط بوده است (Mohajjel 1996).

نهشته‌های کرتاسه در سرتاسر زیرپهنه بادگرشکلی پیچیده فقط یک دگرشکلی غالب را نشان می‌دهند و دگرشیبی موجود در قاعده نهشته‌های کرتاسه از دلایلی است که مشخص می‌سازد فیلیت‌های همدان بالاآمدگی داشته‌اند. این کج شدگی لایه‌ها در زمان ژوراسیک پسین – کرتاسه زیرین صورت می‌گیرد. این دقیقاً همان زمانی است که چندین توده گرانیتی در سرتاسر این زیرپهنه نفوذ کرده است. دگرشکلی ماقبل دگرشکلی اصلی در فیلیت‌های همدان در چندین منطقه دیده شده است. (بربریان علوی تهرانی ۱۹۷۷ محجل ۱۹۹۶) این دگرشکلی با پدیدهٔ بالاآمدگی که باعث دگرشیبی در قاعده کرتاسه (آپتین – آلبین) گردیده، همراه بوده است. این واقعه دگرشکلی با دگرگونی پیش‌رونده در رخساره آمفیبولیت – شیست سبز همراه بوده است. (بربریان، علوی تهرانی ۱۹۷۷،محجل ۱۹۹۶). بنابراین معلوم می‌شود که دگرگونی در قسمت شمال باختری زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده به صورت همراه دگرشکلی بوده و مربوط به رخداد دگرگونی ناحیه‌ای در ژوراسیک پسین- کرتاسه آغازین و کرتاسه پسین – پالئوسن بوده است دراین دو حادثهٔ دگرشکلی، دگرگونی همراه اولی، پیش‌رونده و دومی، قهقرایی بوده است (محجل ۱۹۷۸). ناگفته نماند Alavi(1994)

دگرگونی در پهنه سنندج- سیرجان با پدیدهٔ کششی درارتباط با بازشدن اقیانوس تتیس جوان در ارتباط می‌داند ولی هیچ گواهی برای این نوع دگرگونی ارائه نشده است.

دگرگونی ژوراسیک پسین – کرتاسه آغازین برای سنندج- سیرجان جنوب خاوری نیز ارزیابی شده است. در باختر سیرجان سنگهای ژوراسیک توسط یک دگرگونی ناحیه‌ای با درجه پائین تا متوسط تحت تاثیر قرار گرفته‌اند. اما این دگرگونی در سنگهای کرتاسه که به صورت دگرشیب آن‌ها را می‌پوشاند دیده نمی‌شود(Ricou 1974). سن‌یابی رادیومتری با روش K-Ar از این سنگهای دگرگون سنی بین ۸۹ تا ۱۸۶ میلیون سال را مشخص کرده است(Watters and Sabzehei 1970).

سنگهای نفوذی در پهنه سنندج سیرجان شمال باختری

یکی از ویژگی‌های، دورانهای میانه‌زیستی سنندج و نوزیستی سیرجان، وجود سنگهای نفوذی با سن مزوزوئیک و سنوزوئیک است. بیشتر سنگهای نفوذی دراین پهنه گرانیت بوده و همگی در زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده قرار می‌گیرند. در سنندج-سیرجان شمال باختری‌این گرانیتها به‌دو گروه تقسیم می‌شوند. گروهی سن ژوراسیک پسین دارند و گروهی دیگر به سن کرتاسهٔ‌پسین پالئوسن هستند.اما درسنندج- سیرجان جنوب‌خاوری سنگهای نفوذی با سن تریاس نیز گزارش شده است (Davoudzadeh & Difenbach 1987 ،Berberian 1977, Sabzehei 1974).

مقدار و تعداد سنگهای نفوذی ژوراسیک پسین کمتر از توده‌های نفوذی با سن کرتاسهٔ پسین – پالئوسن است. مهمترین آنها عبارتند از دیوریت آلماقولاخ (Valizadeh & Cantegral 1975)، گرانودیوریت شمال گلپایگان (Thiele et al.1968)، گرانیت کلاه قاضی (زاهدی ۱۹۷۸). توده‌های کوچکی از دیوریت در دهید(شکل ۲) و نیز توده‌هایی دیگر که ترکیب آنها از گرانیت تا گابرو تغییر می‌کند در جنوب باختر شهربابک برونزد دارد (Berberian & Berberian 1981).

بیشتر سنگهای نفوذی باسن کرتاسه – پالئوسن در منطقه بین بروجرد تا همدان نفوذ کرده‌اند که شمال باخترین قسمت زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده است. ترکیب این توده‌های نفوذی از گابرو تا گرانیت تغییر می‌کند. مهم‌ترین این توده‌ها عبارتند از الوند، بروجرد، آستانه، الیگودرز، بوئین میاندشت و حسن رباط . همهٔ این گرانیتها و گرانودیوریتها شکل دراز شده دارند که در راستای شمال باختری – جنوب خاوری قرار می‌گیرد. گرانیت الیگودرز که در فیلیتهای همدان نفوذ کرده است علاوه بر آن کنگلومرای قاعده‌ای کرتاسه (آیتین –آلبین) را دراثر دگرگونی مجاورتی متاثر کرده است. این حادثه سن گرانیت را جوانتر از نهشته‌های کرتاسه متاثرشده مسلّم می‌سازدو سن تقریبی کرتاسهٔ پسین – پالئوسن را تائید می‌نماید(سهیلی و همکاران ۱۹۹۲). در منطقه بوئین میاندشت در ۴۰ کیلومتری جنوب گلپایگان، گرانیت در سنگهای معادل کمپلکس ژان نفوذ کرده است(محجل ۱۹۹۲). این گرانیت یک توده نفوذی تیپ I شناخته شده و سن کرتاسه برآن تصور شده است (ولی‌زاده و قاسمی ۱۳۷۲).

نهشته‌های دوران نوزیستی

نهشته‌های دوران نوزیستی محدود به یک زیرپهنه خاص نبوده و به صورت گسترده در ضلع جنوب باختری پهنه سنندج- سیرجان گسترش دارد. به طور کلی می‌توان گفت نهشته‌های دوران نوزیستی در زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده دیده نمی‌شوند. نهشته‌های دوران نوزیستی به نظر می‌رسد که بعنوان بخشی از رسوبهای یک حوزهٔ ممتد موجود در سرتاسر ضلع جنوب باختری پهنه سنندج- سیرجان بوده که از پالئوسن، ائوسن تا سنگهای جوانتر را شامل می‌شود. در ناحیهٔ کرمانشاه زیرزون‌های افیولیتی، رادیولاریتی و بیستون با یک دگرشیبی توسط کنگلومرای قاعده‌ای ائوسن و سنگهای آتشفشانی بالای آن پوشیده می‌شود. در ۶۰ کیلومتری شمال – شمال خاوری کرمانشاه نهشته‌های ائوسن به خوبی برونزد دارند(Braud 1987) و شامل کنگلومرای قاعده‌ای است که قلوه‌های رادیولاریتی در داخل آن مشاهده می‌شود. روی واحد کنگلومرایی بازالت و اسپیلیت با ساخت‌های بالشی قرار می‌گیرد که خود توسط سنگهای آذرآواری پوشیده می‌شوند. آهکهای قرمز رنگ پلاژیک آخرین واحد این مجموعه می‌باشد که سن پالئوسن پسین ائوسن را دارند(Braud 1987). سنگهای آهکی و آتشفشانی ائوسن به همراه سنگهای مافیک نفوذی هستند این برونزدها نماینده سنگهایی هستند که در ترادف پالئوسن – ائوسن ناحیه کرمانشاه وجود داشته و به سمت شمال باختری تا سنندج ادامه دارند(شکل ۳).

ترادف پالئوسن – ائوسن به صورت تدریجی توسط مجموعه‌ای از سنگهای توربیدایتی میوسن شامل شیل و ماسه‌سنگ پوشیده می‌شود (Braud 1987). در ناحیه دورود – ازنا(شکل‌های ۷ و ۶ و برش‌های EF, GH) ستون چینه‌سنگی ائوسن – الیگوسن و میوسن مشخص نشده ولی به طور کلی از سنگهای آتشفشانی، مارن و آهک مارنی تشکیل یافته است. این سنگها به صورت گسله در کنار سنگهای رادیولاریتی زیرپهنه رادیولاریتی قراردارد. نظیر این رسوبات در همین امتداد در منطقه شهرکرد زاهدی و همکاران (۱۹۹۲) و اقلید(هوشمندزاده و همکاران ۱۹۹۵) برداشت

شده‌اند. در ناحیه نیریز نهشته‌های دوران نوزیستی بیشتر سن ائوسن بوده واز توربیدایتهایش به رنگ سبز زیتونی شامل ماسه‌سنگ شیل و کنگلومراست(سبزهئی و اشراقی ۱۹۹۵). کنگلومرا حاوی الیستولیت‌های آهکی فراوان است که منشاء آن‌ها بیشتر از سنگهای کرتاسه واقع در زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده در قسمت شمال خاوری می‌باشد.

سازند بختیاری باسن نئوژن از کنگلومرای قاره‌ای تشکیل یافته و در حاشیه ضلع شمال خاوری زاگرس چین‌خورده - گسلیده قرار گرفته است. (شکل Alavi(1994) (Stoneley 1975 James & Wynd 1965). براین باوراست که این کنگلومرا به صورت همزمان بالاوروژنی بوده و از سنندج - سیرجان بالاآمده سرچشمه گرفته است. در تمام ضلع جنوب باختر پهنه سنندج سیرجان سنگهای نئوژن بطور عمده از کنگلومراهای قاره‌ای تشکیل یافته است و آن‌ها نیز سازند بختیاری خوانده شده‌اند (Braud 1987، هوشمندزاده و همکاران ۱۹۷۵، سبزهئی و اشراقی ۱۹۹۵). سنگهای دوران نوزیستی در ضلع جنوب باختری پهنه سنندج - سیرجان چین خورده‌اند و این چین‌ها باز بوده و در امتداد گسل‌های راندگی جابجا شده‌اند. در ناحیه کرمانشاه سنگهای دوران نوزیستی به شدت برشی (Sheared) بوده و گسلیده می‌باشند و این گسل‌ها موازی گسل‌های اصلی راندگی منطقه می‌باشد(شکل ۳). زمان دگرشکلی نهشته‌های پالئوژن - میوسن به پس از میوسن نسبت داده می‌شود. زمانی که شرایط دریایی در پهنه سنندج- سیرجان پایان پذیرفته است. دگرشکلی بایستی به همراه رسوب‌گذاری در نهشته‌های نئوژن بوده باشد.

نبود چینه‌ای نهشته‌های دوران نوزیستی آغازین در زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده و محدود شدن محل برونزد نهشته‌های سنوزوئیک در مرز جنوب باختری پهنه سنندج- سیرجان معین کننده این است که سنندج- سیرجان در طول سنوزوئیک بالا آمده‌بوده و روشن است که نهشته‌های دوران نوزیستی آغازین یک حوزه پیشبوم (Foreland) رابه صورت کناره‌ای نسبت به زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده تشکیل می‌داده است و این واقعیت با وجود آهکهای حمل شده که از زیرپهنه بادگرشکلی پیچیده جداشده و منشاء گرفته است و در سنگهای تخریبی نهشته‌های دوران نوزیستی جای گرفته‌اند در ناحیه نیریز وجود دارند (سبزهئی و اشراقی ۱۹۹۵).

بحث

حادثه اصلی و بزرگ دیرینه جغرافیائی و تکتونیکی در تکامل پهنه سنندج - سیرجان بوجود آمدن اقیانوس تتیس جوان و سپس بسته شدن آن دراثر برخورد است. بوجود آمدن این اقیانوس در قسمت جنوب باختری پهنه سنندج- سیرجان در ترياس آغازین اتفاق افتاده است که رسوبگذاری ممتد دوران دیرینه‌زیستی در شمال خاور ابر قارهٔ گندوانا را دستخوش تغییر قرار داده است(Sengor et al 1988). نهشته‌های ترياس میانی - پسین تا ژوراسیک در پهنه سنندج- سیرجان (زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده) حاوی سنگهای‌آذرین مافیک فراوانی می‌باشد (بعنوان مثال کمپلکس ژان و همارزهای آن) و یک توالی رسوبی توربیدیتی (فیلیت‌های همدان) و سنگهای‌آتشفانی آندزیتی فراوان در زیرپهنه‌حاشیه‌ای. امابر عوض نهشته‌های دوران میانه‌زیستی پهنه‌زاگرس چین‌خورده- گسلیده بانهشته‌ها و رسوبات کم‌عمق دریایی مشخص شده که سنگهای آذرین باآن‌ها دیده نمی‌شود (Stocklin 1968, James & Wynd 1965). چند مورد در تکامل تکتونیکی پهنه سنندج- سیرجان قابل دقت‌اند. اول، محل قرار گرفتن زمینزرز زاگرس که در نوشته‌ها بسیار مورد بحث قرار گرفته است. دوم، دیرینه جغرافیای پهنه سنندج- سیرجان که به طور مشخص معین نشده و با بکار گرفتن زیرزون‌های معرفی شده در اینجا تفکیک معنی‌دار در آن انجام گرفته است. سوم، درگذشته ساختار و روند ارتباط آن با دگرگونی خیلی ضعیف بررسی شده است.

زمینزرز زاگرس لبه آرام قاره‌ای زاگرس چین‌خورده گسلیده(Haynes & McQuillian 1974; Berberian & King 1981) را از اعضای تکتونیکی پهنه ایران مرکزی در شمال خاور جدا می‌سازد. زمینزرز زاگرس از ابتدا در ضلع جنوب باختری پهنه سنندج- سیرجان باور شده است(بعنوان مثال : Berberian & King 1981) و این موضوع دراین نوشتار نیز تائید می‌گردد. اما در عوض Alavi(1994) عنوان کرد که زمینزرز زاگرس در لبه شمال خاوری پهنه سنندج- سیرجان قرار دارد. در جایی که در همبری بلافصل با پهنه ارومیه دختر قرار می‌گیرد. علوی پیشنهاد کرد که افیولیت‌های برون زده در کرمانشاه و نیریز لبه قاره‌ای آرام را پوشانده است که این لبه آرام هر دو پهنه سنندج - سیرجان و زاگرس چین‌خورده گسلیده راشامل شده و یک تکتونیک راندگی پیش‌رونده دراین دوصورت گرفته است. افیولیت‌های ناحیه‌های کرمانشاه و نیریز در حدود ۲۰۰ کیلومتری جنوب باختر پهنه ارومیه دختر قرار گرفته‌اند که دراین صورت بیشتر از ۲۰۰ کیلومتر حرکت و حمل راندگی را بر موقعیت پیش از برخورد و نتیجه نهایی نشان می‌دهد. حداقل نزدیک ۱۰۰ کیلومتر از این کوتاه شدگی و فشردگی بایستی از شروع میوسن صورت گیرد و این نتیجه‌گیری از مدل ارایه شده توسط Alavi(1994) فهمیده می‌شود. این مقدار تخمین کوتاه شدگی دراثر راندگی دور از انتظاربوده و باروند ساختارهای موجود در پهنه سنندج- سیرجان سازگاری ندارد (Mohajjel 1997). Alavi(1994). نهشته‌های رادیولاریتی موجود در پهنه

رادیولاریتی ضلع جنوب باختری پهنه سنندج سیرجان را از همراهان مجموعه افیولیتی فرض کرده که گسلیده شده و در موقعیت کنونی قرار گرفته‌اند.

Alavi and Mahdavi(1994) بحث کرده‌اند که محل سنتی زمیندرز زاگرس، همانطورکه در این نوشته تائید شده نهشته‌های مشابه به هم و دگرگون و غیردگرگون رادر ناحیه نهاوند از همدیگر جدامی‌سازد(بعنوان مثال واحد گرین در باختر بروجرد و واحد چغلوندی رورانددر جنوب بروجرد).

بنابراین آن‌ها زمیندرز را به صورت مدفون در زیر صفحه‌های راندگی فرض کرده یا به محل همبری سنندج- سیرجان با ارومیه‌دختر نسبت می‌دهند. در این نوشتار محل زمیندرز زاگرس در همبری جنوب باختری زیرپهنه افیولیتی معین می‌گردد که لبهٔ شمال خاوری زیرزون‌های رادیولاریتی و بیستون می‌باشد. افیولیت‌ها فقط در ناحیهٔ نیریز و کرمانشاه شناسایی و مطالعه شده‌اند در صورتی که در محل‌های دیگر زمیندرز در همبری جنوب باختری زیرپهنه حاشیه‌ای است که دربرابر زاگرس گسلیده چین‌خورده یا گسل قرار می‌گیرد. شبیه موقعیت این زمیندرز، برای زمیندرز بارلونق- زنگبو در هیمالیا معرفی شده است (Burg & Cheng 1984) و بنابراین زمیندرز زاگرس همه جا با مجموعه‌هایی از سنگهای افیولیتی شناسایی نمی‌شود.

دو زیرپهنه رادیولاریتی و بیستون به عنوان عضو لبه قاره‌ای غیرفعال سکوی قاره عربی از زمان تریاس پسین تا کرتاسهٔ پسین به حساب می‌آیند.(Kazmin et al.1986, Bernoulli et al.1990) بنابراین زیرپهنه رادیولاریتی به عنوان‌محل زمیندرز زاگرس نخواهد بود. ترادف رادیولاریتی مشخص می‌کند که حوزه آن در طول تکوین خود دائماً در حال فرونشینی و عمیق شدن بوده و در پوسته قاره‌ای قرار داشته که در حال نازک شدن و پائین رفتن بوده است و در کل دوره تکوین یک حوزه عمیق نبوده است. زیرپهنه بیستون اکنون در قسمت شمال خاوری زیرپهنه رادیولاریتی قراردارد و بعنوان محل برآمده در لبهٔ کم‌عمق حوزه قاره‌ای غیرفعال عمل می‌کرده است. سنگهای آتشفشانی ژوراسیک پسین کرتاسه آغازین که در حوزه کناره‌ای انباشته شده‌اند به صورت گسترده در همبری جنوب باختری زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده قراردارند و فعالیت عظیمی را بازگو می‌کنند. Alavi(1994)، صفحات ۲۳۲ و ۲۲۱). این مجموعه سنگهای آتشفشانی را بعنوان یک حوزه پیش‌کمانی فرض کرده است که در گذشته در طول ضلع جنوب باختری پهنه ارومیه دختر قرار داشته است. و با این تعبیر و تفسیر همانطوری که برای افیولیت‌ها بازگو شده است، ترادف آتشفشانی بوسیله گسلهٔ راندگی با زاویه کم، بیش از ۱۵۰ کیلومتر رانده شده و در محل کنونی قرار گرفته‌اند. به هرحال سنگهای آتشفشانی موجود در ارومیه دختر از ائوسن قدیمی‌تر نیستند (Dimitrijevic 1973) در صورتی که سنگهای آتش‌فشانی زیرپهنه کناره‌ای با یک دگرشیبی زاویه‌دار توسط نهشته‌های کرتاسه (آپتین -آلبین)پوشیده می‌شوند. بنابراین فعالیت آتشفشانی در زیرپهنه حاشیه‌ای پیش از آپتین -آلبین متوقف شده است و به طور کامل بیگانه از سنگهای آتش‌فشانی متعلق به پهنه ارومیه دختر می‌باشند. در اینجا پیشنهاد می‌شود که آتشفشان اتفاق افتاده در زیر پهنه کناره‌ای مربوط به بسته‌شدن اقیانوس تتیس جوان و فرورانش پوسته اقیانوسی آن بوده است. زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده از یک ترادف ضخیم با سن تریاس میانی پ ایانی تا ژوراسیک بوده که در محیط عمیق رسوب‌گذاری کرده است. فعالیت آذرین مافیک و اسیدی در طول نهشته‌شدن رسوبات در محیط کم عمق دریایی اتفاق افتاده است. این واقعه در ارتباط با بازشدن اقیانوس تتیس جوان بوده و در طول یک رژیم تکتونیکی کششی صورت گرفته است. دگرشیبی موجود در قاعده نهشته‌های ترادف آپتین -آلبین که در زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده تعقیب می‌شود نشان‌دهنده بالا آمدن این زیرپهنه بوده که با عوض شدن رژیم کششی به رژیم فشارشی اتفاق افتاده است. گرانیتوئیدهای ژوراسیک پسین در نهشته‌های با سن تریاس میانی - پسین - ژوراسیک منعکس کننده یک فاز ماگمایی است که نشان‌دهنده استقرار رژیم جدیداست.

نهشته‌های دوران نوزیستی در یک حوزه‌ای که بین زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده بالاآمده و زیرپهنه‌های بالا آمده و رانده شده موجود در جبههٔ راندگی (زیرزون‌های رادیولاریت، بیستون و افیولیت) بوجود آمده بود رسوب‌گذاری کرد. فعالیت آتشفشانی مافیک و نهشته‌های توربیدیتی معرف محیط عمیق دریایی با سن پالئوسن -ائوسن در زیرپهنه حاشیه‌ای در نهشته‌های دوران نوزیستی آغازین حوزه زاگرس مشاهده نمی‌شود(شکل ۹) بدین ترتیب پیشنهاد می‌شود که حوزه دوران نوزیستی بوجود آمده در حاشیهٔ جنوب باختری پهنه سنندج سیرجان یک حوزه پیشبوم (Fore land) حاشیه‌ای را تشکیل داده که موازی زاگرس بوده است.

آتش‌فشان‌های مافیک دراین موقعیت که احتمالاً در ارتباط با آرامش عمومی ایجاد شده در اثر برخورد در دوران نوزیستی آغازین بوده است. سه فاز دگرشکلی اصلی در پهنه سنندج - سیرجان شمال باختری شناسایی شده است(Mohajjel 2000)

اولین فاز دگرشکلی د در قسمت شمال باختری زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده ملاحظه می‌گردد. به دلیل اینکه دگرشکلی دومی D_2 با شدت بیشتر گسترش یافته، ملاحظه دگرشکلی اول در هر برونزدی به آسانی قابل برداشت نیست. دگرشیبی زاویه‌دار موجود در قاعده کرتاسه (آپتین

-آلبین) که در سرتاسر زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده ملاحظه می‌گردد و دراثر این فاز دگرشکلی بوده است. در طول انجام دگرشیبی ژوراسیک پسین - کرتاسه آغازین فعالیت پلوتونیسم درکار بوده است. دگرشکلی مرتبط با این فاز در زیرپهنه حاشیه‌ای نیز ملاحظه می‌گردد که دگرشیبی موجود بین نهشته‌های کرتاسه (آپتین -آلبین) با نهشته‌های زیرپهنه حاشیه‌ای تثبیت می‌شود. در صورتی که این فاز دگرشکلی در زیرزون‌های رادیولاریتی و بیستون دیده نمی‌شود.

فاز دگرشکلی دوم قویترین دگرشکلی در پهنه سنندج- سیرجان بوده و روند ساختاری عمومی باختری - جنوب باختری را ایجاد کرده است. زمان وقوع دگرشکلی دوم هماهنگ با فرارانش افیولیت‌ها برروی پهنه زاگرس چین‌خورده - گسلیده بوده، به طوریکه قطعات افیولیت‌ها را در مواد تشکیل دهنده سازند امیران بسن مایستریشین - پالئوسن ملاحظه می‌کنیم (Braud 1987، مطیعی ۱۳۷۲). عدم ثبات تکتونیکی در کرتاسه پسین در ناحیه کرمانشاه به انباشته شدن نهشته‌ها در پیشبوم(Foreland) و بالا آمدن صفحه‌های راندگی که دراین زمان جای گرفتند و همچنین عدم ثبات تکتونیکی با قرار گرفتن الیستولیت‌ها که از پهنه زاگرس چین‌خورده - گسلیده منشاء گرفته مشخص می‌گردد.

Alavi(1994) عنوان می‌کند که دگرشکلی اصلی در پهنه سنندج - سیرجان را ساختمان‌های دوپلکس حاصل از تراست‌ها و تراست‌های فلس گونه ایجاد نموده که شدت آن به سمت شمال خاوری افزایش پیدا می‌کند اما برعکس، آنالیز ساختارهای موجود در منطقه ژان (Mohajjel 1997) و برداشت سراسری از پهنه سنندج- سیرجان شمال باختری مشخص می‌سازد که دگرشکلی مهم و اصلی در زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده بوسیله چین‌های با مقیاس کیلومتری که روندی باختر- شمال باختری دارند شناخته می‌گردد. این چین‌های بسته و موازی دارای یک شیستوزیته کاملاً گسترش یافته است که با شیبی زیاد به شمال شمال خاوری معین می‌گردند و تمایل را به سمت جنوب - جنوب باختری مشخص می‌کنند. برخلاف قسمت داخلی زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده، گسل‌های تراستی فلس‌گونه به صورت گسترده در قسمت خارجی کوهزاد جایی که صفحه‌های تراستی زیرزون‌های حاشیه‌ای، بیستون، افیولیتی و رادیولاریتی را بریده است و فعالیت تراستی از زمان برخورد سکوی قاره عربی با ایران شروع شده است. این واقعیت مدل تکتونیکی thin skinned structural style را حداقل برای قسمت خارجی پهنه سنندج سیرجان معین می‌سازد(Alavi 1994). با مطالعه انجام گرفته در منطقه ژان (Mohajjel 1997)معین می‌سازد که مجموع دگرگونی زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده از پوسته میانی (Mid-Crust) به سمت سطح زمین منتقل شده است و مدل تکتونیکی دگرشکلی دراین پهنه بیشتر مشخصات پوسته ضخیم شده (thick-skinned) را نشان می‌دهد.

فاز دگرشکلی سوم از ادامه یافتن عمل راندگی در قسمت خارجی پهنه سنندج - سیرجان صورت گرفته که رسوبات جوان تا پلیوسن را تحت تاثیرقرار داد. این پدیدهٔ راندگی نیزبایستی مشخصات (thin-skinned) را داشته باشد که نیاز به بررسی و برداشت دقیق دگرشکلی دراین سنگهاست. چین‌های باز قائم(Up right) در نهشته‌های دوران نوزیستی که باگسلش نیز در ارتباط هستند، مشاهده می‌شوند. این چین‌ها با گسل‌ها به صورت Fault Propagaotion Folds,Fault bend folds هستند.

صفحات راندگی قابل ملاحظه‌ای با درنظر گرفتن رورانندگی‌های موجود در زیرزون‌های حاشیه‌ای، بیستون و رادیولاریتی ملاحظه می‌گردد. در طی دگرشکلی جوان قسمت داخلی کوهزاد به صورت یک توده بلورین سخت (tectonic bulldozer) عمل می‌کرده است که نهشته‌های موجود در قسمت خارجی را به جلو رانده و با چین دادن آن‌ها را برروی پهنه زاگرس چین‌خورده - گسلیده می‌رانده است. دگرشکلی در قسمت داخلی کوهزادبر زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده با وجود دگرشکلی خمیری مشخص شده که به همراه دگرشکلی با ساختمان‌های پیچیده بوده و در برگیرنده سنگهای دگرگون می‌شود که توسط توده‌های گرانیتی همزمان با کوهزایی (Syn-Orogenic) مورد هجوم قرار گرفته و این سنگها بادگرشکلی دوران نوزیستی متاثرشده است (محجل ۱۳۷۷b).

نتیجه‌گیری

اختلاف دگرشکلی و چینه‌سنگی موجود در زیرپهنه‌های پهنه سنندج- سیرجان مشخص کننده موقعیت تکتونیکی هرکدام از آن‌ها در طول زمان تکوین این پهنه می‌باشد. پهنه سنندج- سیرجان و زاگرس دارای نهشته‌های مختلف در طول مدت زمان دوران میان‌زیستی می‌باشند و زمیندرز زاگرس در ضلع جنوب باختری پهنه سنندج- سیرجان بوده و جداکنندهٔ اصلی در تمیز دادن اختلاف چینه سنگی موجود بین لبه غیرفعال از پهنه زاگرس و لبه فعال (پهنه سنندج - سیرجان) در سیستم بسته شدن اقیانوس تتیس جوان بوده است. ساخت چین‌های خمیری کمپلکس ژان به همراه دگرگونی در زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده در چنین مرحله ازدگرشکلی فاز دگرشکلی اول ترادف تریاس میانی - ژوراسیک (کمپلکس ژان و فیلیت‌های همدان) را تحت تأثیر قرار داده است، در صورتی که نهشته‌های کرتاسه تحت تأثیر این فاز دگرشکلی نبوده‌اند. زمان انجام این فاز دگرشکلی همزمان با نفوذ سنگهای آتشفشانی در زیر پهنه حاشیه‌ای به موازات ضلع جنوب باختری زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده بوده است. همچنین دراین زمان سنگهای نفوذی گرانیتی با سن ژوراسیک پسین در زیرپهنه

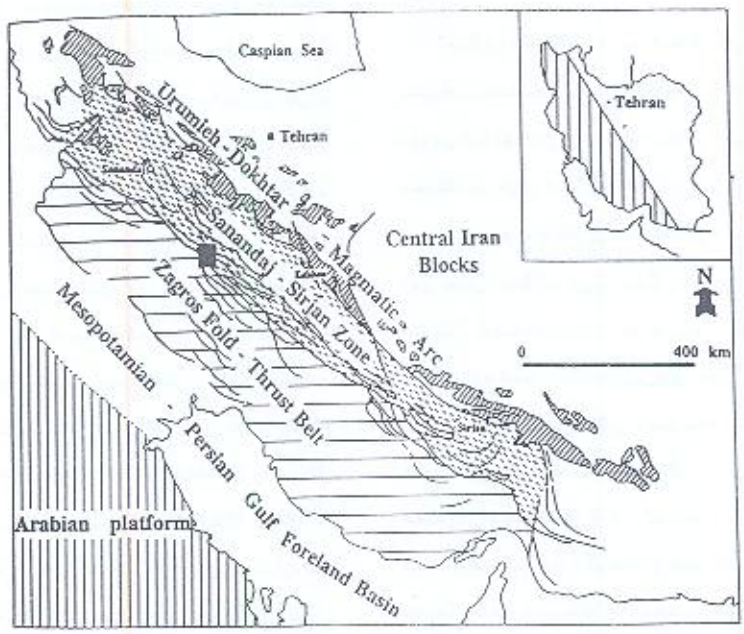
بادگرشکلی پیچیده نفوذ می‌نماید.

با وجود اینکه گسل‌های محلی در همبری فیلیت‌های همدان و نهشته‌های کرتاسه روی آن وجود دارد ولی همبری فیلیت‌های همدان با نهشته‌های کرتاسه (آپتین و آلبین) به صورت دگرشیبی زاویه‌دار بوده که همین نوع همبری در زیرپهنه حاشیه‌ای نیز بین نهشته‌های کرتاسه و سنگ‌های آتشفشانی مشاهده می‌گردد. این دگرشیبی در پهنه زاگرس دیده نمی‌شود. اصلی‌ترین دگرشکلی ناحیه‌ای در پهنه سنندج- سیرجان در کرتاسهٔ پسین- پالئوسن رویداده است و دراین دگرشکلی ساختارهای کاملاً گسترش یافته با روند عمومی باختر - شمال باختری بوجود آمده‌اند. این ساختارها تمایلی به سمت جنوب - جنوب باختری داشته و با بالاآمدن رادیولاریت‌ها، زیرپهنه حاشیه‌ای و زیرپهنه بیستون به دلیل راندگی بوده و به طور کلی در اثر برخورد قاره‌ای ایجاد گردیده است. توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی فراوانی در اثر این برخورد همزمان با آن و پس از آن در مجموعه نفوذ کرده‌اند.

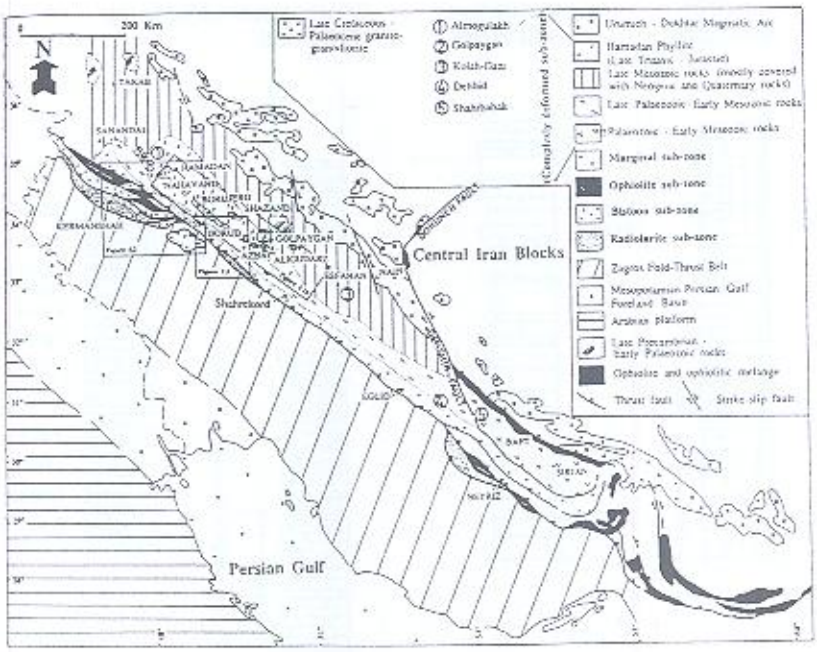
دگرگونی به همراه دگرشکلی اول و دوم بوده و این موضوع با کانی‌های دگرگونی جهت یافته و ایجاد کننده شیستوارگی به موازات صفحه محوری چین‌های مربوط به آن‌ها شناسائی می‌گردد(محجل ۱۳۷۸). برخلاف پیشنهاد صورت گرفته توسط Alavi and Mahdavi(1994) این موضوع تاکید می‌گردد که سنگ‌های دگرگونه زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده همه در قسمت شمال خاوری زمهندرز زاگرس ساخته شده است و حمل آن‌ها به جنوب باختری زمینوز زاگرس صورت گرفته است. نهشته‌های مربوط به دوران دوزیستی که در طول جنوب باختری پهنه سنندج- سیرجان گسترش دارند توسط فاز دگرشکلی جوان در زمان پلیوسن - کواترنری دگرشکلی یافته‌اند. سنگ‌های تخریبی همزمان با فاز دگرشکلی به هنگام کوهزایی که در پهنه زاگرس گسترش یافته‌اند(شکل ۹، Alavi 1994 شکل ۱۷) نو زمان مشخص گسترش فعالیت را نشان می‌دهند. یکی مایستریشتین - پالئوسن اوایل ائوسن و دیگری پلیوسن - کواترنری و هردوی این دو حادثه بزرگ به برخورد قاره‌ها و همچنین ضخیم شدن پوسته قاره‌ای با ادامه یافتن فرورانش پوسته قاره‌ای پس از برخورد ارتباط داشته است.

تشکر و قدردانی

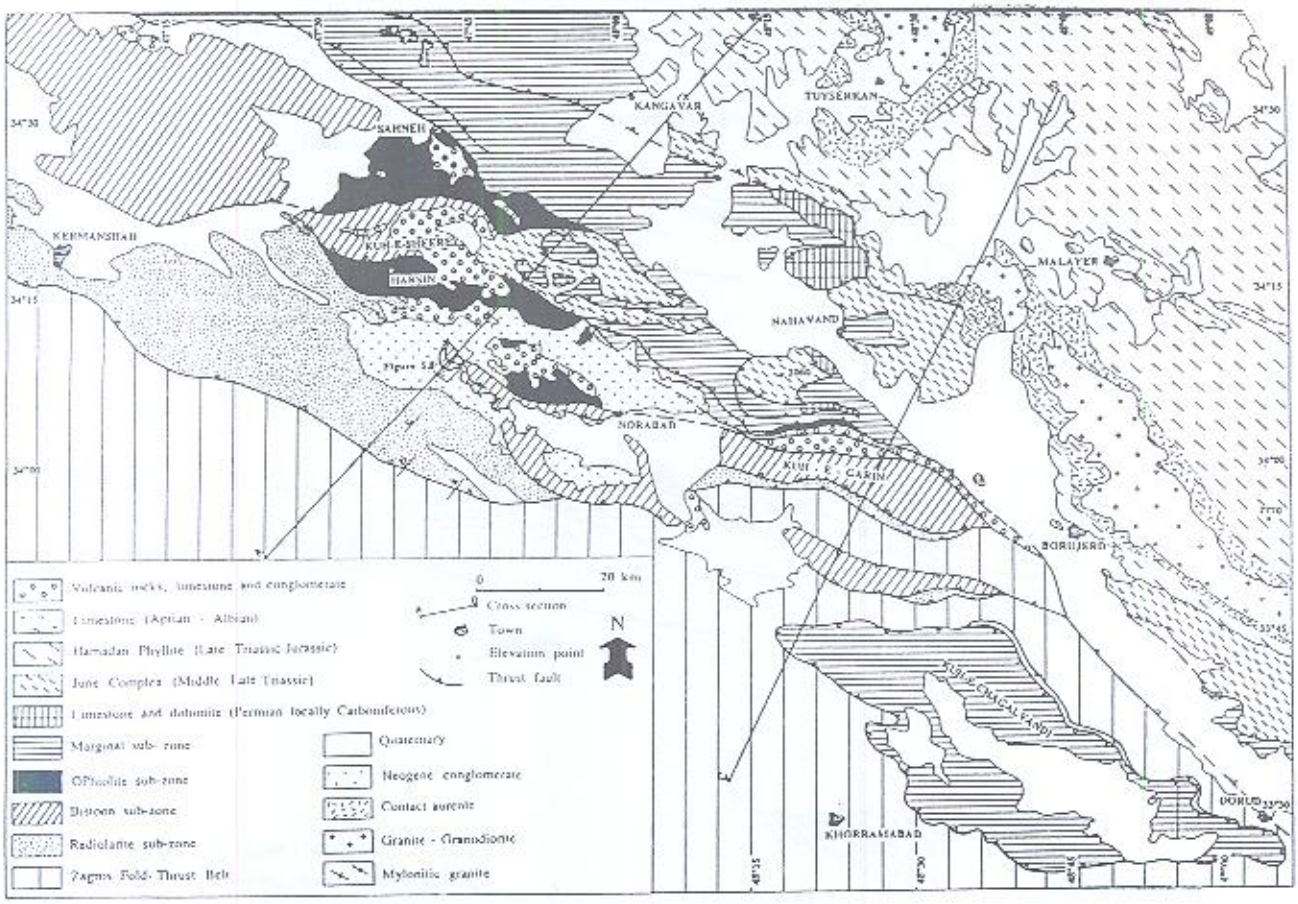
لازم میدانیم از تمام همکاران و اساتید محترم خود در سازمان زمین‌شناسی کشور که سال‌ها از تجارب گران‌بهای آن‌ها در ارتباط با زمین‌شناسی ایران‌زمین بهره برده‌ایم تشکر نمائیم. از همکاری همه همکاران که در جای جای پهنه سنندج- سیرجان با تلاش خود حلقه‌های مفقوده این معلومات را یافته‌اند قدردانی می‌نمائیم. همچنین از آقای دکتر کریستوفر فرگوسن از دانشگاه ولنگونگ استرالیا که با همکاری و بازدید از محل مورد مطالعه و بحث‌های کارساز ما را یاری دادند تشکر می‌نمائیم.



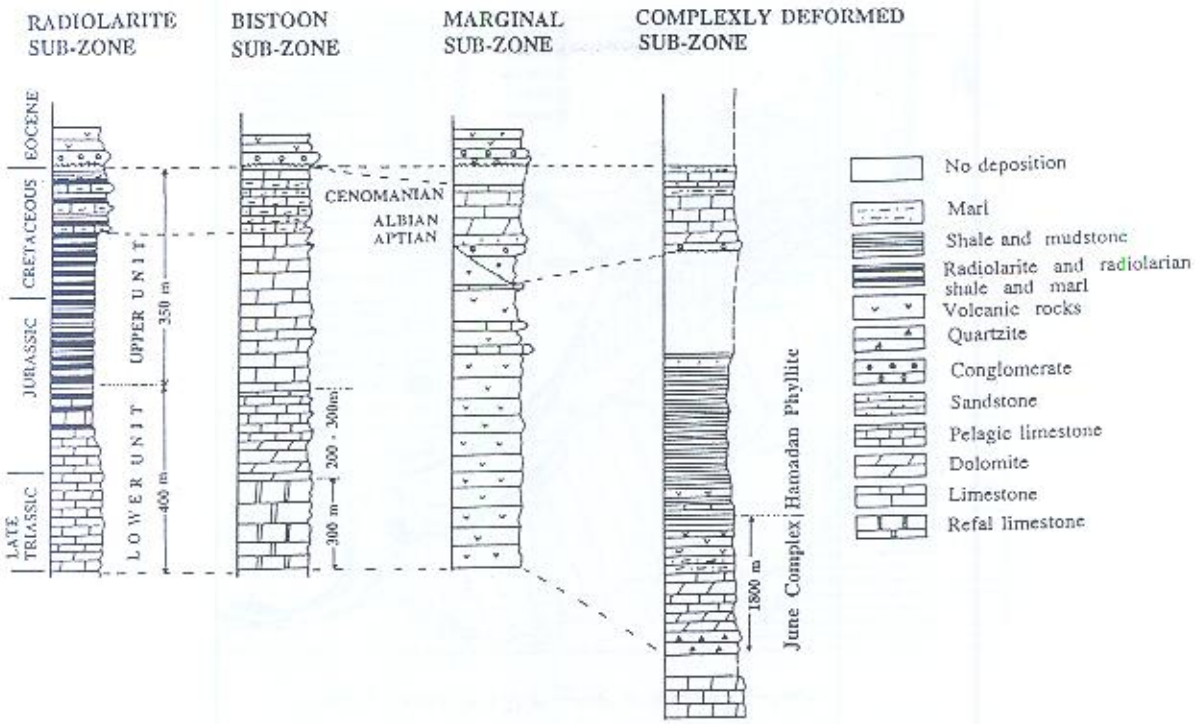
شکل ۱- پهنه‌های تکتونیکی کوهزاد زاگرس (Alavi 1994 باتغییرات)



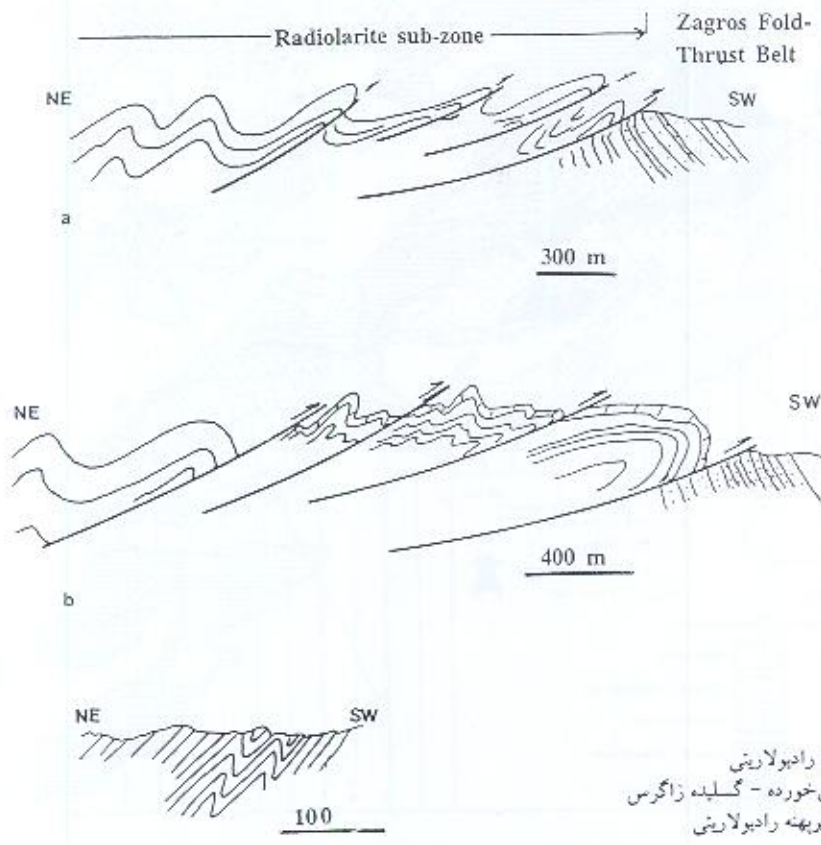
شکل ۲- موقعیت زیربهنه‌های تکتونیکی در پهنه سنندج- سیرجان



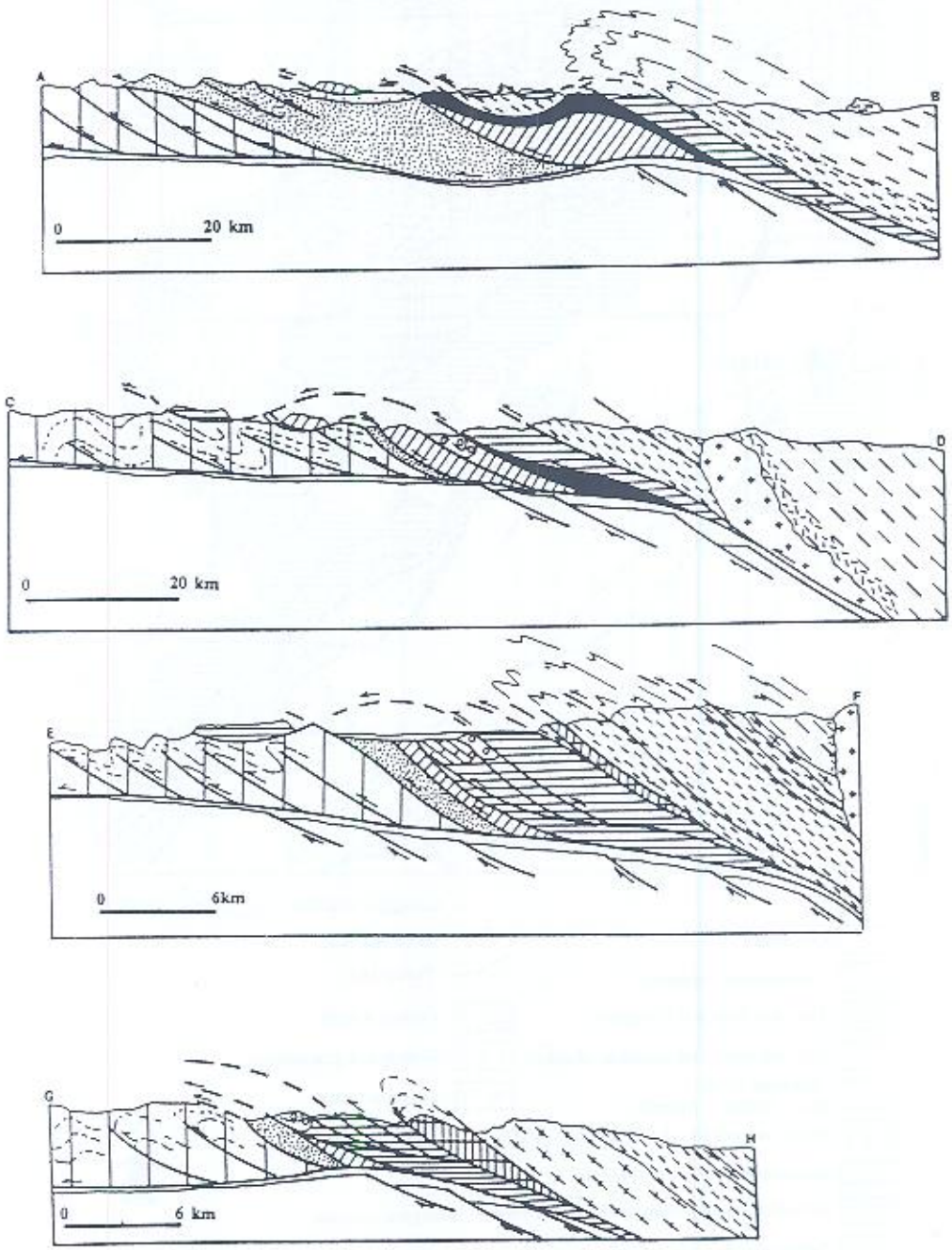
شکل ۳- نقشه تکتونیکی ناحیه کرمانشاه



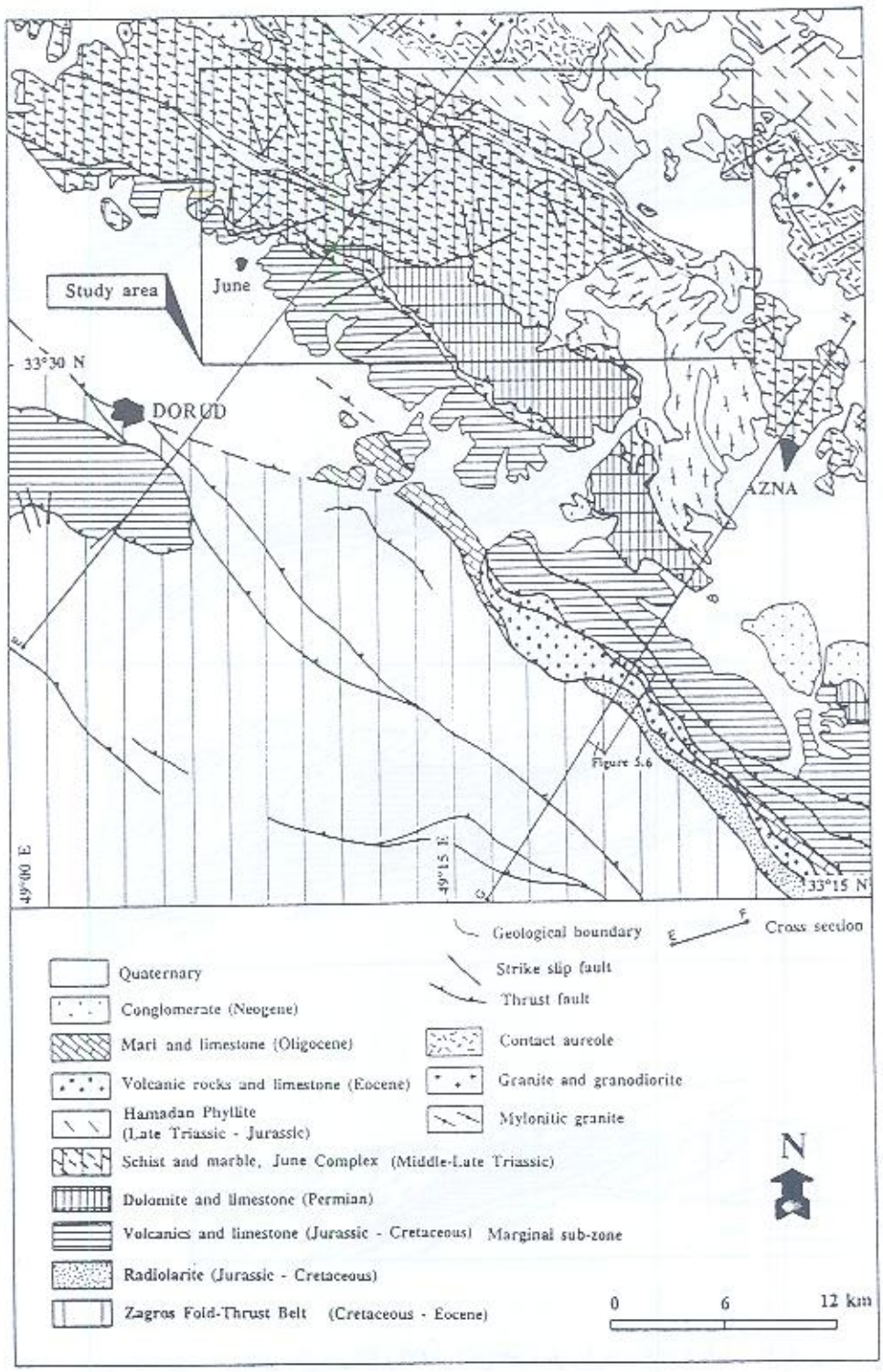
شکل ۴- ستون‌های چینه‌سنگی زیرپهنه‌های تکتونیکی در پهنه سنندج- سیرجان (ستون‌ها با مقیاس ترسیم نشده است).



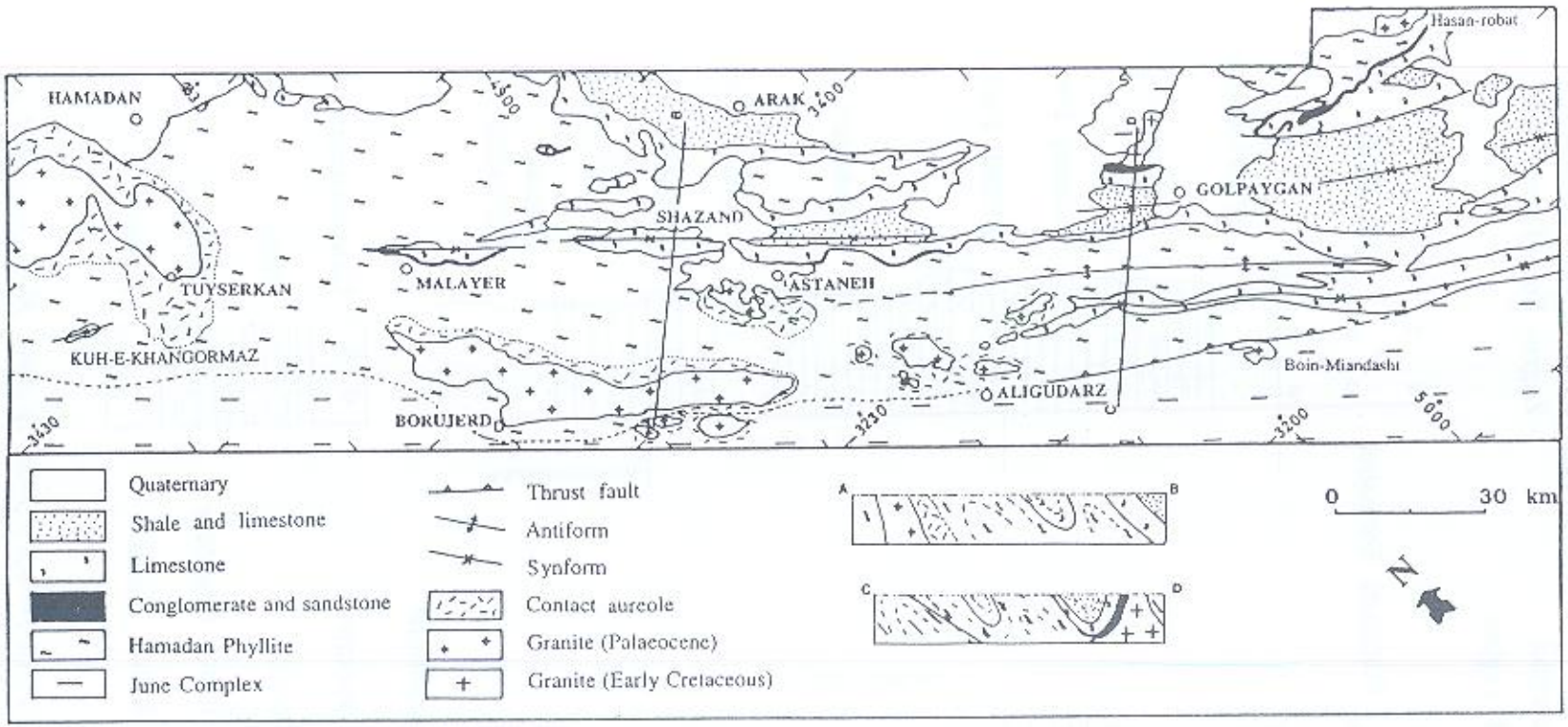
شکل ۵- برش زمین‌شناسی از زیرپهنه رادیولاریتی
a,b- برش در نزدیکی کمربند چین‌خورده - گسلیده زاگرس
C - برش در قسمت‌های میانی زیرپهنه رادیولاریتی



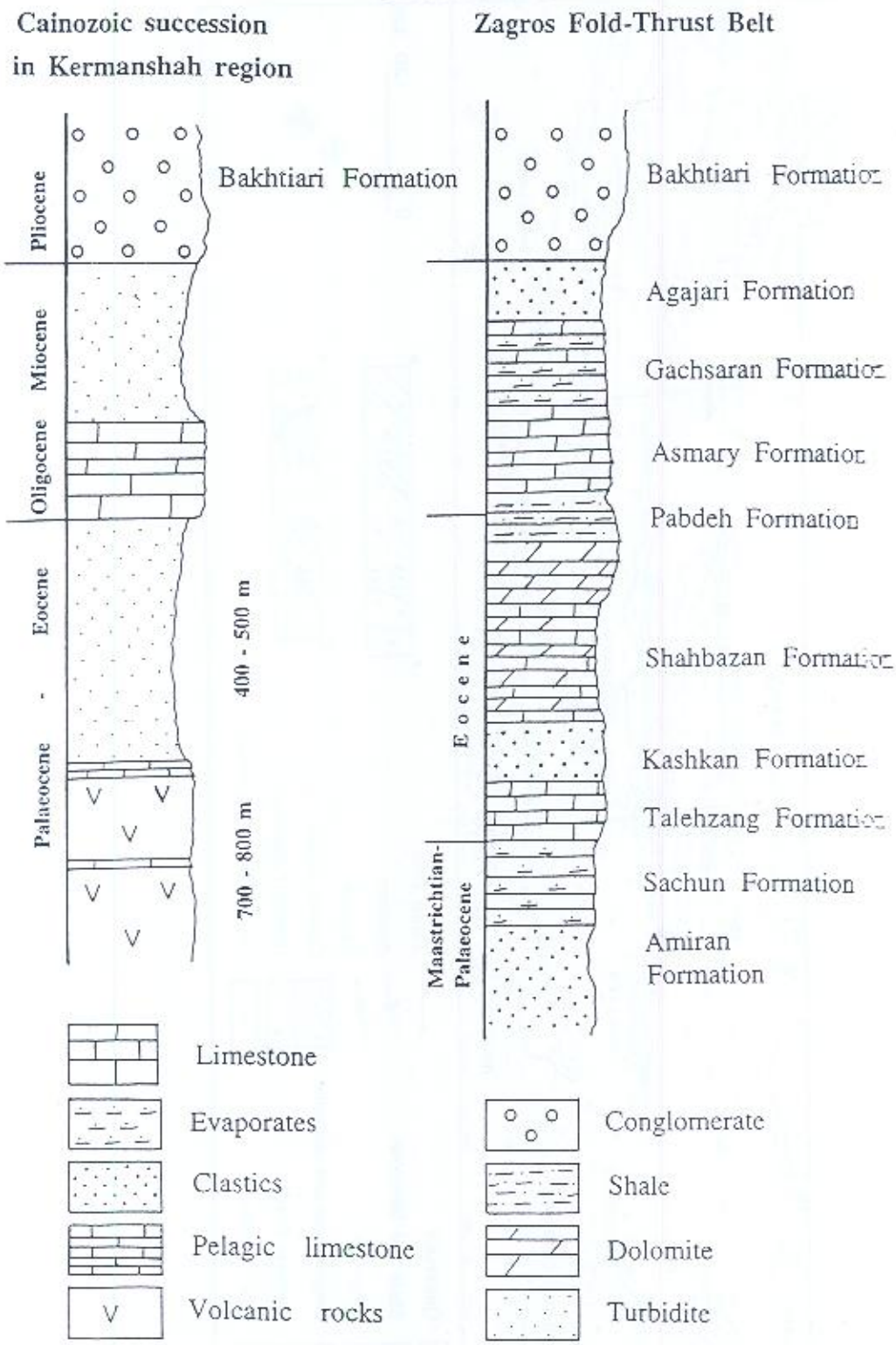
شکل ۶- برش‌های زمین‌شناسی محل برش‌های AB و CD در شکل ۳ و محل برش‌های EF و GH در شکل ۷ می‌باشد.



شکل ۷- نقشهٔ زمین‌شناسی ساده شده از ناحیه دورود-ازنا



شکل ۸- نقشهٔ زمین‌شناسی ساده شده از زیربهنه با دگرشکلی پیچیده در ناحیهٔ بین همدان تا گلپایگان. دراین نقشه گسترش فیلیت‌های همدان نهشته‌های کرتاسه و گرانیتوئیدها مشخص می‌باشد.



شکل ۹- مقایسه عمومی چینه‌سنگی نهشته‌های دوران نوزیستی در زیربهنه کناره‌ای و زاگرس چین‌خورده - گسلیده

کتاب‌نگاری

حاج ملاعلی، عبدالعظیم- حسینی، ا.،فرهادیان، محمدباقر- صداقت، ا(۱۹۸۹)- نقشهٔ زمین‌شناسی بروجرد(مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) سازمان زمین‌شناسی کشور.

زاهدی، مصطفی – صمدیان، محمدرضاعمیدی، مهدی تاووسیان، شاهین (۱۹۷۸). نقشه زمین‌شناسی اصفهان (مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰) سازمان زمین‌شناسی کشور.

زاهدی، مصطفی – رحمتی ایلخچی، محمود- واعظی‌پور، جواد(۱۹۹۲). نقشه زمین‌شناسی شهرکرد(مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰) سازمان زمین‌شناسی کشور.

سبزهئی، مسیب – اشراقی، صفرعلی – روشن‌روان، جمال (۱۹۹۱). نقشه زمین‌شناسی نیریز (مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰)سازمان زمین‌شناسی کشور.

سبزهئی ، مسیب (۱۹۹۲). نقشهٔ زمین‌شناسی حاجی‌آباد(مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰)سازمان زمین‌شناسی کشور.

سبزهئی، مسیب- اشراقی، صفرعلی (۱۹۹۵). نقشه زمین‌شناسی نیریز (مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰)-سازمان زمین‌شناسی کشور

سهیلی، منوچهر – جعفریان، محمدباقر- عبداللهی، محمدرضا (۱۹۹۲) نقشه زمین‌شناسی شازند(مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰)

سهندی، محمدرضاحسینی‌دوست، سیدجعفر- رادفر، جواد- محجل، محمد(دردست چاپ)نقشهٔ زمین‌شناسی شازند(مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰)

شهیدی، علی‌رضا- نظری، حمید (۱۹۹۵).نقشهٔ زمین‌شناسی هرسین(مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰)سازمان زمین‌شناسی کشور.

علوی نائینی،منصور – حاجیان، ج-عمیدی،م- بلورچی،ح(۱۹۸۲).نقشه زمین‌شناسی تکاب- صائین قلعه(مقیاس ۱:۲۵۰۰۰)سازمان زمین‌شناسی کشور.

عمیدی – سیدمهدی، مجیدی، بیژن (۱۹۷۴) نقشه زمین‌شناسی همدان (مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰) سازمان زمین‌شناسی کشور

محجل،محمد(۱۹۹۲).نقشه زمین‌شناسی گلپایگان (مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰)سازمان زمین‌شناسی کشور.

محجل،محمد(۱۳۷۷a).پتروفابریک سنگهای میلونیتی پهنه دورود-ازنا، راهنمایی برتکتونیک فشارشی همگرای راستبر(dextral transpressien)در پهنه سنندج-سیرجان خلاصه مقالات هفدهمین گردهمایی علوم‌زمین ۲۹-۲۴.

محجل، محمد(۱۳۷۷b).مدل تکتونیکی برای جای‌گیری همزمان با کوهزایی گرانیت میلونیتی ازنا. فشرده مقالات دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۴۳۰-۴۲۴.

محجل، محمد(۱۳۷۸).تحلیل رابطه دگرگونی و دگرشکلی در سنگهای دگرگون پهنه دورود- ازنا، راهنمایی برتفسیر رخدادهای تکتونیکی در زون سنندج-سیرجان. فشرده مقالات سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران ۵۸۶-۵۸۲.

محجل -محمد – سهندی، محمدرضا(۱۳۷۷) چندگرشکلی و توالی چینه‌ای کمپلکس ژان، پهنهٔ نورود -ازنا، زون سنندج سیرجان خلاصه مقالات هفدهمین گردهمایی علوم‌زمین ۱۵۲-۱۴۷.

مطیعی، همایون (۱۳۷۲)- چینه‌شناسی زاگرس. سازمان زمین‌شناسی کشور.

مهدوی، محمدعلی – حسینی‌دوست سیدجعفر (۱۹۹۲).نقشهٔ زمین‌شناسی نهاوند(مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰)سازمان زمین‌شناسی کشور.

نبوی، محمدحسن (۱۳۵۵).دیباچه‌ای برزمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور.

ولی‌زاده، محمدولی – قاسمی، محمدرضا(۱۳۷۲)- پتروژنزگرانیتوئیدبوئین – میاندشت، جنوب شرق الیگودرز.فصلنامه علوم‌زمین‌شماره ۷.

هوشمندزاده، عبدالرحیم-اوهانیان، ترگم – سهندی، محمدرضا – تراز، هوشنگ -آقانباتی، علی – سهیلی، منوچهر- آزرم، فرزاد – حمدی، بهاالدین (۱۹۷۵) نقشه‌زمین‌شناسی اقلید(مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰)سازمان زمین‌شناسی کشور.

References

Alavi,M.,1994-Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. Tectonophysics,299,211-238.

Alavi,M., and Mahdavi, M.A.,1994- Stratigraphy and structure of the Nahavand region in western Iran and their implications for the Zagros tectonics. Geological Magazine, 131,43-47.

Berberian, M.,1977- Three Phases of metamorphism in Haji-Abad quardrangle(southern extremity of the Sanandaj-Sirjan Zone):A

Palaeotectonic discussion. In contribution of seismotectonics of Iran(Part III). Geological surevy of Iran, report number 40,239-260.

Berberian,M.,1995-Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros Folds active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics 241, 193-224.

Berberian,F., and Berberian,M., 1981-Tectono-plutonic episodes in Iran. In Gupta, H.K., and Deliany.F.M.,(eds). Zagros, Hindu Kush, Himalaya geodynamics evolution 3,5-32.

Berberian,M., and Alavi-Tehrani, N.,1987-Structural analysis of Hamadan metamorphic tectonites. In contribution to the seismotectonics of Iran(part3). Edited by M.Berberian. Gedogical survey of Iran, report mumber 40,239-260.

Berberian,M.,and King.G.C.,1981- Towards a Palaeogeogrphy and tectonics evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Science 18,210-265.

Berberian,M.,Weissert, H.,and Blome, Cd.,1990-Evolution of the Triassic Hawasina Basin, Central Oman Mountains. In Robertson, A.H.F., Searle, M.P. and Ries, A.C.,(eds). The geology and Tectonics of the Oman Region Geological Society of London, Spcial Publication 49,189-203.

Braud,J.,1987. Palaeogeographique, magmatique et structurale de La region Kernanshah. Iran These de etate, Universite de Paris France 489P.Bugq.J.P. and Cheng.GM.,1984-Tectonic and structural zonation of southern Tibet, Nature, 311:219-225

Davoudzadeh.M., and Diefenbach, K.,1987-Contribution to the Palaeogeograohy, stratigraphy and tectonics of the upper Palaeozoic of Iran. Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaeontologie Abhandlungen, Stuttgart 175,121-146.

Dewey, J.F., Pitman, W.C.Ryan, W.B.F., and Bonin, J.,1973- Plate tectonic, and the evolution of the Alpine system. Geological Society of America Bulletin Su, 3137-3180.

Dimitrigevic, M.D.,1973- The geology of the Kerman region. Geological Survey of Iran 33up.

Falcon, N.L.,1969-Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros range. Geological Society of London, Special Publication 3,q-26.

Falcon, N.I.,1974. Southern Iran Zagros mountains. Geological Society of London, special Publication 4, 194-211.

Halam,A.,1976 Geology and Plate tectonics interpretation of the sediments of the Mesozoic radiolarite- ophiolite complex in the Neyriz region, southern Iran. Geological Society of America, Bulletin 87,47-52.

Haynes, S.J., and McQuillan, H.,1974. Evolution of the Zagros Suture Zone., Southern Iran. Geological Society of America Bulletin. 85,739-744.

Jackson, J.A., and McKenzie, D.P., 1988-The relationship between Plate motions and Seismic movement censors, and the rate of active deformation in the Mediteranearn and Middle East. Geophysical Journal 93,45-73.

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.

Kazmin, V.G.,Ricou, L.F., and Sbortshikou,I.M.,1986-Structure and evolution of the passive margin of the eastern Tethys. Tectonophysics. 123,153-174.

Lanphere, M.A., and Pamic, J.,1983-Ar ^{40} /Ar ^{39} ages and tectonic setting of ophiolites the Neyriz area. Southeast Zagros range Iran. Tectonophysics 46,245-256.

Le Metouro J.,Rabu, D., Tegyer, M.,Bechennes, F.,Beurrier,M., and Villey, M.,1990-Subduction and obduction: Two stages in the Eo-Alpine tectonometarorphic evolution of the Oman Mountains. In Robertson, A.H.F. Searle, M.P., and Ries, A.C.,(eds). The geology and Tectonics of the Oman Region. Geological Society of London Special Publication 49,327-341.

McCall, G.g.H., 1985. Area report, east Iran project, area mumber 1, north Makran and south Baluchestan, Geological Survery of Iran, report number 57,643P.

McCall, G.J.H., and Kidd, R.G.W., 1982-The Makran, southeastern Iran: analogy of convergent plate margin active from Cretaceous to Present. In Leqett, J.,(ed). Trench-fore-arc Geeology, Geological Society of London, Special Publication, 10,387-397.

Mohajjel,M., 1997-Structure and tectonic evolution of Paleozoic-Mesozoic, rocks, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. PhD. thesis University of Wollongong, Wollongong Australia, 224P.

Mohajjel, M., Fergussen, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous Continental Collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. Journal of structural geology ,22, 1125-1139.

Moradian, A.,1997-Geochemistry, geochronology and petrology of feldespathoid bearing rocks in the Urumieh-Dokhtar Volcanic Belts Iran. PhD. thsis, University of Wollongong, Australia.

Reyer, D., and Mohafez, S., 1972-A First Contribution of the N10C-ERAP agreements to the Knowledge of Iranian geology Technique. Paris.1-58.

Ricou, L.E., 1974. L'evolution geologique de La region de Neyriz. (Zagros Iranian) et l,evolution structurale des zagrides. These de e'talte. Universite de Orsay, France.

Sabzehie, M., 1974. Les melange ophiolitiques de la region de Esfandagheh. These de etate. Universite' Scientifique et Medicale di Grenoble, France, 306P.

Sengor, A.M.C., 1984-The Cimmeride orogenic system and tectonics of Eurasia, Geological Society of America, Special Paper 195, 82P.

Sengor, A.M.C., Altmer, D., Cin, A., Ustamer, T., and Hsu, K.J., 1988- Origin and assembly of the Tethyside Orogenic Collage at the expanse of Gondwana Land. In Audley-Chales, M.C., and Hallavi, A.,(ed). Gondwana, and Tethys. Geological Society of London special publication37-119-181.

Stocklin, J., 1974-Possible ancient continental margins in Iran, In Burk, C.A., and Darke, C.L., (eds). The geology of Coninental margins. Springer, New York, 873-887.

Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52, 1229-1258.

Stoneley, R., 1975-On the origin and ophiolite complexes in the southern Iran. Geological Survey of Iran, Report 18.

Thiele, O., Alavi-Naini, M., Assefi, R., Houshmandzadeh, A., Seyed-Emami, K., and Zahedi, M., 1968-Explanatory text of the Golpaygan quadrangle map. Geological survey of Iran. Quardragle No.E7, 24P.

Valizadeh, M.V., and Cantagral, J.M., 1975-Premieres donnees radiometrique (K-Ar et Rb-Sr) Sur Les-micas du complex magmatique du mont

Alvand, Pres Hamadan(Iran occidental). Comptes, Academie des Sciences Paris, SerieD, 281, 1083- 1086.

Watters, W.A., and Sabzehie, M., 1970-Preliminary report, geology and Petrography of the metamorphic and igneous complex of the central part of the Neyriz quadrangle. Geological survey of Iran, internal report.

Wells, A.J., 1969-The Crushzone of the Iranian Zagros mountains and its implications. Geological Magazine, 106, 383-394.

White, R.S., Ross, D.A., 1979-Tectonic of the western Gulf of Oman, Journal of Geophysical Research, 8a, 3479-3489.

* Tarbiat-e-Moddaress University,Tehran

* Geological Survey of Iran

* دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی

** سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور