

سیر تکامل تکتونیکی کمربندهای کوهزایی تیتیسی خاورمیانه در پالئوزوئیک پسین و مزوزوئیک:

اشاراتی بر زمین پویایی قلمرو تیتیسی در پالئوزوئیک

مأخذ: IGCP Project 276, Newsletter No. 2(1991), P.III-149

نوشته: ام. سی. شنگور *

ترجمه و تلخیص: محمدرضا شیخ الاسلامی **

چکیده

این مقاله مروری است بر وقایع تکتونیکی پالئوزوئیک پسین و مزوزوئیک در محدوده کوهزایی تیتیسی خاورمیانه (Tethysides) که بر مبنای الگوی جدید ارائه شده است. ایده اصلی این الگو عبارت است از در نظر گرفتن پیوستگی نواحی Trialeti, Dzirula, Pontide, Artvin- Karabagh, Adzharia- و سنندج میرجان به عنوان یک کمان ماگمایی در ارتباط با کوهزایی Cimmericides. در محدوده زمانی پالئوزوئیک پسین تا تریاس پسین، این کمان رو به سوی شمال، شمال خاوری است و زون پوداتاکاسی (Podataksasi) نام گذاری شده است. حرکات این کمان نسبت به اوراسیا در زمان ژوراسیک و کرتاسه باعث به وجود آمدن بسیاری از دگرشکلی های هم زمان در ماوراء قفقاز، جنوب شوروی سابق (خاور دریای خزر) و ایران شده است. بر مبنای این مدل، حاشیه شمالی سرزمین گندوانا در خاورمیانه، طی پالئوزوئیک پسین و تریاس پیشین تا میانی، نه به صورت یک حاشیه غیر فعال قاره ای از نوع اطلسی، بلکه به صورت یک حاشیه فعال از نوع پاسیفیکی است که در اثر زیرراندگی پوسته اقیانوس پالئوتتیس به زیر گندوانا به وجود آمده است. جدایش متوالی جزایر کماتی این حاشیه، اقیانوس هاس نتوتتیس را پدیدار کرده است. گسل های راستالغز، با جا به جایی های وسیع، عامل گسیختگی در سیمای هندسی محدوده کوهزایی Cimmericides در خاورمیانه، پس از وقوع تصادم (Collision) هستند. این گسیختگی به طور فزاینده باعث از بین رفتن زون پوداتاکاسی شده است.

Abstract

This paper reviews the late paleozoic and Mesozoic tectonics of the Middle Eastern Tethysides in terms of a new tectonic model, whose main tenet is to regard the late paleozoic to late triassic basement of the pontide/ Dzirula/ Adzharia- Trialeti/ Artvin- Karabagh/ Sanandaj- Sirjan zones Collectively as a NNE- facing cimmericide magmatic arc, called the Podataksasi zone whose Jurassic- cretaceous movement with respect to Eurasia Caused much of the coeval deformation in Transcaucasia, southern USSR E of the Caspian Sea, and in Iran. The model suggests that the northern margin of Gondwana- land in the Middle East was not a passive, Atlantic- type Continental margin during the late paleozoic and the early and middle Triassic, but instead was an active, Pacific- type margin, formed by the Gondwana- ward subduction of the floor of Paleo- Tethys. Successive calving of island arcs of this margin formed the Neo- Tethyan Oceans.

Very large magnitude strike slip faults were responsible for disrupting the post- collisional geometry of the Middle Eastern cimmericides, This disruption was largely responsible for the obliteration of the podataksasi zone.

Late Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of the Middle Eastern Tethysides: Implications for the Paleozoic Geodynamics of the Tethyan Realm

● By: Prof. A. M. C. Sengor *
● Translated by: M. R. Sheikholeslami **

مقدمه

در این مقاله، جهت نام گذاری رویدادهای غیر هرسی نین (non-Hercynian) پالئوزوئیک پسین و مزوزوئیک پیشین در محدوده تیتیس (به معنای عام)، از واژه Cimmerides استفاده شده است. این واژه صرفاً جنبه زایشی و جغرافیایی دارد و به رویدادهای کوهزایی اطلاق می شود که با از بین رفتن اقیانوس پالئوتیتیس مرتبط اند در مقابل، اصطلاح Alpide رویدادهای کوهزایی مربوط به جای گیری نئوتیتیس را شامل می شود. تمامی کوهزایی های محدوده تیتیس نیز تحت عنوان Tethysides نامیده شده اند. طرح ساده زیر این اسامی را بیش تر معرفی می کند.

اقیانوس پالئوتیتیس	زون کوهزایی Cimmerides	Tethysides
تیتیس به معنی عام	Alpides	نئوتیتیس

منظور از نگارش این مقاله ترکیب رویدادهای تکتونیکی پالئوزوئیک پسین، طی کوهزایی های تیتیس خاورمیانه است که براساس یک الگوی تکاملی نوین و برپایه یافته های صحرایی جدید صورت گرفته است (شکل های ۱ و ۲). در خاتمه نیز مروری بر سیر تکامل تکتونیکی پالئوزوئیک پسین (غالباً کربونیفر و پرمین) و مزوزوئیک در خاورمیانه خواهیم داشت.

مسئله ای که نگارنده را به این بررسی ترغیب کرده، وجود فعالیت های مهم ساختمانی، دگرگونی، و آذرین است که باعث به وجود آمدن چین های برگشته، شیستوزیت، سطح محوری، دگرگونی حرارت و فشار بالا، و فعالیت های آذرین کالک آلکان (به سن

کربونیفر پیشین تا پرمین) شده است. این فعالیت ها در واحدهای تکتونیکی متعددی، در کمربندهای کوهزایی تیتیس خاورمیانه و در جنوب شکاف پالئوتیتیس صورت گرفته اند. ابتدا نشانه های ایرانی این فعالیت ها را (Dewey et al. 1973) به عنوان یک فرآیند انیساطی تعبیر کردند در سایه دانسته های اخیر در مورد کمپلکس های دگرگونی کردیلیرین (Cordilleran)، می توان روند تکاملی پالئوزوئیک پسین تا تریاس پیشین مربوط به ناحیه سهندج- سیرجان را به مجموعه ای از کمپلکس های دگرگونی که با بازشدگی نئوتیتیس همراه اند مرتبط دانست. هرچند به نظر می رسد که این اظهارات به دلایل زیر کاملاً رضایت بخش نیستند.

الف) گرانیتهای به سن کربونیفر واقع در جوب خاوری ترکیه (ماسیف Bitlis)، که در ادامه شمال باختری ناحیه سهندج- سیرجان واقع اند، با انیساط همراه نیستند.

ب) به دلیل جزئی بودن فعالیت های آذرین، هم زمان، این احتمال ضعیف به نظر می رسد که توده بازالتی، پوسته ضخیمی را در طی انیساط به وجود آورده باشد و در نهایت منجر به ایجاد شانه های کافتی (rift) مرتفع و دبرپایا شود.

ج) فعالیت های دگرشکلی، دگرگونی، و آذرین در این ناحیه باریک بلند مدت بوده است (حدود ۱۴۰ میلیون سال از کربونیفر تا تریاس پسین). پهنای این ناحیه نیز حدود ۱۰۰ کیلومتر است که قبل از تصادم زاگرس بیش از ۲۰۰ کیلومتر نبوده، در حالی که اکثر کمپلکس های دگرگون کردیلیرین، محدوده زمانی کوتاه تری داشته (حدود ۴۵ میلیون سال) و در کمربند عریض تری (حدود ۴۰۰ کیلومتر) پراکنده بوده اند.

د) در مناطقی چون جنوب باختری ترکیه (Yucel Yilmaz 1990) و عمان، به طور هم زمان دگرشکلی فشاری اصلی از نوع حاشیه ای (externide) وجود دارد و این نواحی به طور بلافاصل در مجاورت

ناحیه تغییر شکل یافته، دگرگون شده، و حاوی مواد آذرین کالک آلکان (سندج- سیرجان)، واقع شده‌اند. تحلیل نگارنده که می‌توان آن را «الگوی انبساطی» نامید، موضوع مورد بررسی مقاله حاضر است.

۱- مروری بر اختصاصات زمین‌شناسی کمر بند کوه‌زایی تپسی در پالئوزویک پسین و مزوزویک

شکاف پالئوتپسی در ترکیه، جنوب شوروی سابق، و شمال ایران، در کمر بند کوه‌زایی تپسی خاورمیانه، نشان دهنده روندی است که عناصر تکتونیکی لورازایی شمال را از عناصر تکتونیکی گندوانایی جنوب جدا می‌کند (شکل‌های ۱ و ۲). در کمر بند کوه‌زایی تپسی، دو نوع قلمرو در جنوب شکاف اصلی پالئوتپسی قابل تشخیص است. یک نوع نشان دهنده فعالیت کوه‌زایی پالئوزویک پسین و غالباً کربونیفر است که به طور محلی با فعالیت‌های آذرین کالک آلکان همراه شده است. رخ‌نمون‌های این چنین، تحت عنوان ناحیه پوداتاکاسی (Sengor 1988, 1990, 1987) گروه بندی شده‌اند. قلمرو نوع دوم، دارای پلاتنفرم اینفراکامبرین تا تریاس میانی است و تحت تاثیر کوه‌زایی مهمی در پالئوزویک قرار نگرفته و فعالیت‌های آذرین قابل ملاحظه‌ای نیز ندارد. این دو قلمرو، غالباً توسط گسل‌های پرشیبی از هم جدا می‌شوند که عموماً با شواهدی از جا به جایی‌های راست‌الغز به سن مزوزویک و جوان‌تر همراه هستند به نظر می‌رسد که در شمال ایران، این دو ناحیه درهم آمیخته باشند. در دوران مزوزویک، این دو قلمرو تا ژوراسیک جدا از هم بوده و بعد از آن به یک واحد تکتونیکی جدید تبدیل شده‌اند. در قسمت‌های بعد، شواهدی برای کوه‌زایی پالئوزویک پسین در کمر بند کوه‌زایی تپسی خاورمیانه به طور خلاصه ارائه خواهد شد.

۱-۱- لورازیا

در پالئوزویک پسین، بخش‌های لورازایی در کمر بندهای کوه‌زایی تپسی خاورمیانه، جایگاه کوه‌زایی‌های شدیدی در ارتباط با جای گیری دو یا چند اقیانوس بوده‌اند. بقایای قدیمی‌ترین آن‌ها در پیشانی رشته‌افولیتی قفقاز بزرگ (Khain 1984) و در کمپلکس افولیتی Sultan Uizdagh در ناحیه دریای آرال (Caretskiy et al 1972) قرار دارد. جوان‌ترین این اقیانوس‌ها (پالئوتپسی) نیز با افولیت‌ها و کمپلکس‌های افزایشی (Accretionary Complexes) در شمال ترکیه (Sengor et al 1980, 1984; Yilmaz & Sengor 1985)، قفقاز (Sengor 1984) و در شمال ایران، احتمالاً در کوه‌های تالش و نزدیکی مشهد (Belov 1984) مشخص است (شکل ۱).

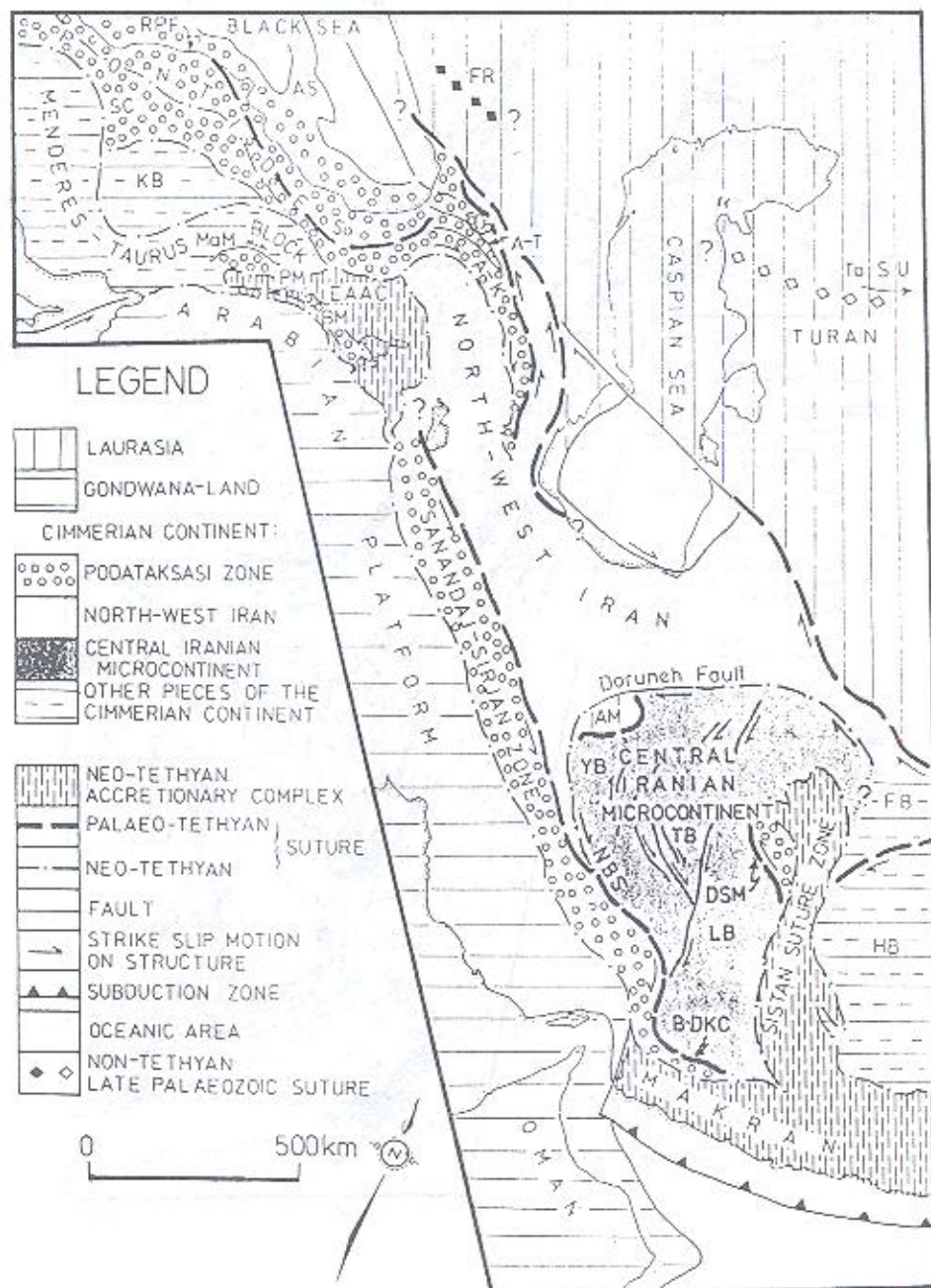
فرآیند زیرراندگی در جنوب حاشیه افزایشی لورازیا در کمر بند کوه‌زایی تپسی خاورمیانه، طی پالئوزویک پایانی خاتمه نیافته است، زیرا در ترکیه و آذربایجان وجود یک دگرشکلی فشاری مهم در تریاس پسین تا ژوراسیک پیشین به اثبات رسیده است. این تغییر شکل در آذربایجان مقدم بوده است و توسط یک ماگماتیزم کمائی به سن تریاس در Krasnovodsk و Darvaz (در شکل ۲) مشخص می‌شود. به نظر Stampfli and Baud (1989) کمائی ماگمایی حاشیه‌ای احتمالاً در اسکیتین بالایی از حاشیه لورازیا جدا شده و در عقب آن

یک حوضه پشت کمائی (Back arc basin) به وجود آمده است. به نظر می‌رسد از روی شواهدی که این محققین بیان داشته‌اند نتوان وجود یک حوضه پشت کمائی کامل را پذیرفت، اگر چه حضور نوعی کمائی داخلی مرتبط با رویداد کششی از روی شواهدی محرز است. در باختر دریای خزر، در قفقاز بزرگ نیز فعالیت‌های ماگمایی به سن مزوزویک پیشین دیده نمی‌شوند.

رخ‌نمون‌هایی در شمال ایران، فراسوی شکاف پالئوتپسی وجود دارند که نشان دهنده تغییر شکل شدید و دگرگونی در سنگ‌های پالئوزویک‌اند و از لحاظ ساختاری با سنگ‌های اولترابازیک همراه هستند (شکل ۲، موقعیت‌های ۱۸ و ۱۹). بهترین مورد شناخته شده از این رخ‌نمون‌ها نزدیک مشهد (شکل ۲ موقعیت ۱۹) در محلی است که Alavi (1979) حین برداشت‌های زمین‌شناسی به پریدوتیت‌های دگرگون و سرپانتینیزه، دونیت‌ها، گابروها، و چرت‌های نازک لایه همراه با سنگ‌های دگرگون درجه پایین شامل اسلیت، مرمر، و کوارتزیت رو به رو شد. Majidi (1978) نیز در این ناحیه به وجود سنگ‌های آذرین بالشی به همراه سنگ‌های هیالو کلاستیک، چرت‌های رادیولاریتی و رخ‌نمون‌های کوچکی از افولیت ملانژهای حقیقی اشاره کرده است. این افولیت ملانژها شامل قطعاتی از سنگ‌های اولترابازیک، شیست، و مرمرند که در سیمانی متشکل از اسلیت، توف، لاواهای بالشی، و سنگ‌های سبز قرار گرفته‌اند. قدیمی‌ترین رسوبات ناپوسته بر روی این ملانژ، سنگ آهک‌های اوریتولین‌دار کرتاسه‌اند (Majidi 1978)، به عقیده Lapparent تنها فسیل‌هایی که در سنگ‌های دگرگون یافت شده‌اند، مربوط به کربونیفرند. اگرچه طبق نظر Davoudzadeh et al. (1986) تمامی این انباشته‌ها قدیمی‌تر از پرمین‌اند، در هیچ مکانی رسوبات قدیمی‌تر از سازند رتو- لپاسیک شمشک بر روی آن‌ها قرار نگرفته است. تعیین سن ایزوتوپی از گرانیت‌های پورفیری‌ای که در این تجمع تزیق شده‌اند تا کنون بی‌نتیجه بوده است. مجیدی (Majidi 1978) با روش پتاسیم آرگون سن پرمین پسین و تریاس پسین را به دست آورده، حال آن که Alberti (1973) سن ژوراسیک پسین، کرتاسه پیشین را در نظر گرفته است. بنابراین، اگر چه Davoudzadeh et al. (1986) عقیده دارند کمپلکس دگرگونی مشهد شامل افولیت‌ها مربوط به پالئوزویک پسین است، در پرتو نتایج مشاهدات قابل دسترس می‌توان سن احتمالی کربونیفر تارسین را برای آن در نظر گرفت- چنان که Alavi (1979) نیز اشاره کرده است.

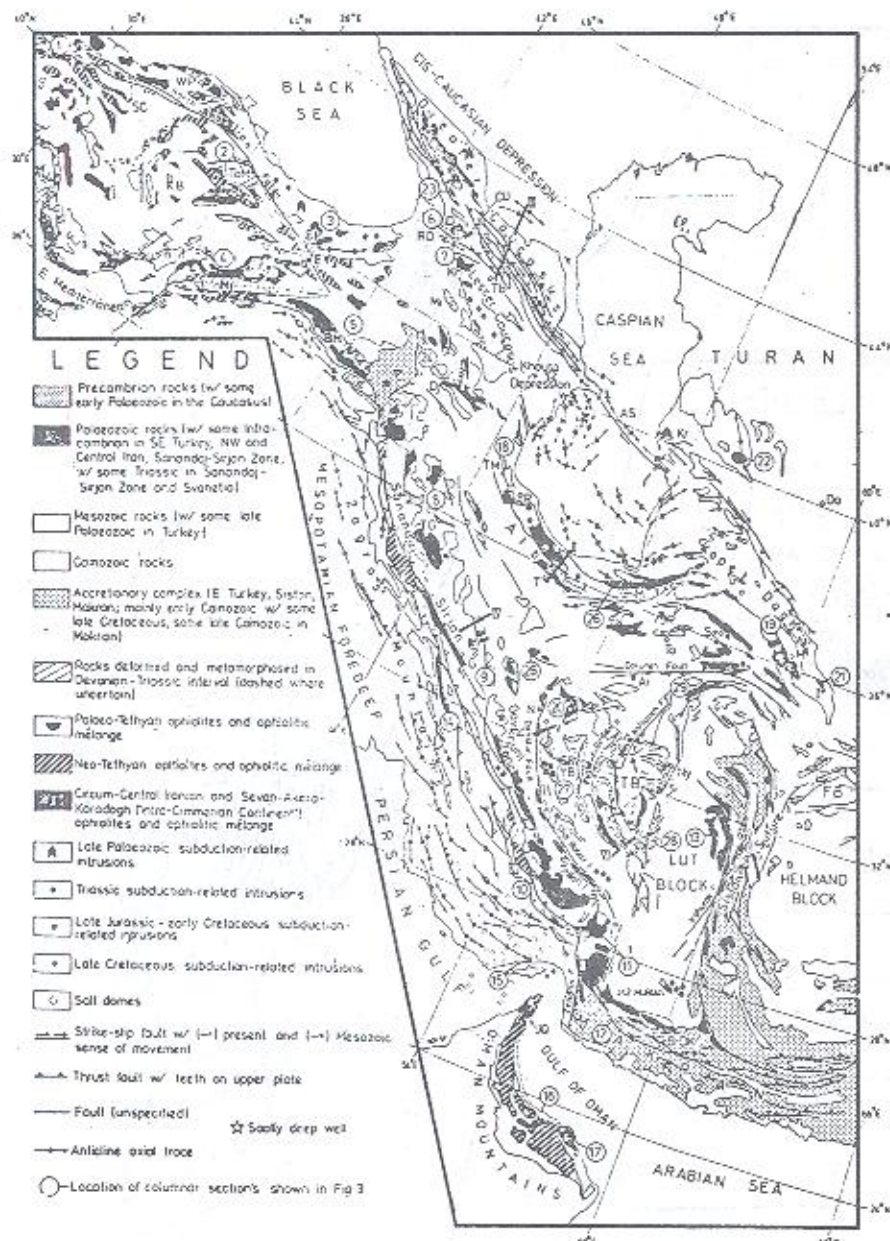
مشاهدات اخیر Eftekhar- Nezhad and Behrooz (1975) در نزدیکی شهر فریمان، وجود میکرو فسیل‌های نریتیک به سن آسلین تا مرغابین را در آهک‌های بین لایه‌ای با گدازه‌های افولیتی بازیک نشان می‌دهد. فعالیت‌های تکتونیکی شدید در تمام این توالی می‌تواند دلیلی بر وجود یک افولیت ملانژ یا سازنده‌های پرمین باشد.

کمپلکس شاندرمن- اسالم (Clark et al 1975) نیز مجموعه دگرگونی مشابهی است شامل شیست‌های اکتینولیت، گارنت، زوییت و مسکوویت، گنیس‌های دانه ریز به همراه مقادیری کوارتز، آلپیت، و سنگ‌های اولترابازیک خرد و سرپانتینیزه. این مجموعه در کوه‌های تالش در نزدیکی شهر رشت واقع شده است (شکل ۲، موقعیت ۱۸). در ابتدا سن این سنگ‌های دگرگون شده را



شکل ۱- نمایش شکاف‌ها و بلوک‌ها در کوه‌زایی تیتسی خاورمیانه (Tethysides). علائم اختصاری به قرار زیرند:

A- K- Artvin- Karabagh zone, AM- Anarck Massif, AS- Andrusow Swell, A- T- Adzharia- Trialcti zone, B- DKC- Bajgan- Dur Kan Complex (including the Azava and Deyader complexes), BM- Bitlis Massif, D- Dzirula Massif, DSM- Deh Solim Metamorphics, EAAC- East Anatolian Accretionary Complex, FB- Farah Block, FR- Front Range, HB- Helmand Block (xensu SENGOR, 1984), KB- Kirsehir Block, LB- Lut Block, Mam- Malatya Metamorphics, NBS- Nain- Baft Suture, PM- Poturge Massif, RPF- Rhodopc- Pontide Fragment, SC- Sakarya Continent, SU- Sultan Uizdag, TB- Tabas Block- YB- Yazd Blcock.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی و تکتونیکی کوه‌زایی تیتیسی خاورمیانه (Tethysides). (Sengor 1990).
علائم اختصاری به قرار زیرند:

A- Ankara, Ai- Airakan, AS- Apsheron Sill, B- Baft, B-DKC- Beijan- Dur Kan Complex, BM- Bitlis Massif, CFU- Chorchana- Utslevi Zone, D- Dzirula Massif, Da- Darvaz, Dj- Djulfa, EP- Eastern Pontides, FB- Farah Block, G- Golpaygan, I- Isfandageh, JQ- Jebel Qamar, KB- Kirsehir Block, Kh- Khrami Massif, Kr- Krasnovodsk, L- Loki Massif, M- Mashhad, MaM- Malatya Metamorphics, Mi- Mishkana Massif, N- Nain, Ny- Nayband, R- Rasht, S- Sirjan, SC- Sakarya Continent, Sh- Shirkuh, Sz- Sabzevar, T- Tehran, TB- Tabas Block, Tb- Tbilisi, TG- Tuzlu Gol, TM- Talesh Mountains, To- Torud, Tom- Tokat Massif, WP- Western Pontides, PB- Yazd Block.

در ناحیه اسفندقه (شکل ۲، موقعیت ۱۱)، رسوبات گردابی پرمین پیشین و سنگ آهک‌های مربوط به آب‌های کم عمق به سن پرمین میانی و بالایی، با یک کنگلومرای قاعده‌ای، و به طور ناپیوسته بر روی ۵۰۰۰ متر از شیست‌های شدیداً دگرسان شده‌دونی و کربونیفر و فیلیت‌ها، کالک شیست‌ها، متادیا بازها، و گابروهای تشکیل دهنده واحد خواجو قرار می‌گیرند (Davoudzadeh et al 1986, 1987). Davoudzadeh et al (1986, 1987) معتقدند که حداقل دو مرحله کوهزایی در ناحیه اسفندقه مشاهده می‌شود، که اولی کربونیفر پسین و دومی به سن تریاس پسین مربوط است.

ناحیه دیگری که در آن سنگ‌های پالئوزویک (شامل کربنات‌ها، سنگ‌های رسی، پسمیتی، سنگ‌های آذرین بازیک، و نیز سنگ‌های اولترابازیک) تغییر شکل داده و دگرگون شده‌اند، در باختر سیرجان در نزدیکی کره سفید قرار دارد (شکل ۲، موقعیت ۱۰). (Davoudzadeh et al 1987, Berberian & King 1981)، برحسب داده‌های ایزوتوپی، سن دونی پیشین و کربونیفر پیشین برای این دگرگونی تعیین شده است. (Sabzehei and Berberian (1972)، همگام با (1972) Vialon و (1976) Ricou، دو مرحله دگرگونی ناحیه‌ای هم‌زمان با فعالیت‌های تکتونیکی، با درجه کم‌تری از آفیبولیت را تشخیص داده‌اند. اولین مرحله دگرگونی قدیمی‌تر بوده و احتمالاً هم‌زمان با رویداد کربونیفر پیشین است و دیگری به سن تریاس پسین و قهقرایی است.

Thiele et al (1968) در طول ناحیه سسندج- سیرجان، نزدیکی گلپایگان و محلات (شکل ۲ موقعیت ۹)، وجود یک مرحله چین‌خوردگی مهم به سن احتمالی پرمین میانی تا پسین را ثابت کرده‌اند. این فاز چین‌خوردگی باعث به وجود آمدن چین‌های بسته با راستای خاور شمال خاور تا شمال خاور شده است. سنگ‌های چین‌خورده شامل توالی‌ای از رسوبات پروتروزیویک تا پالئوزویک است که از پایین به بالا معادل‌هایی از سازند کهر (پرمین)، سلطانیه (ایفراکامبرین)، زایگون- لالون (ایفراکامبرین تا کامبرین پایینی)، و ضخامتی ۱۰۰ متری از دلویت‌های توده‌ای را شامل است. Thiele (1973) در این دلویت‌ها گونه‌های فسیلی Pseudohuanguio, Ipsiphyllum را گزارش کرده است که معرف اشکوب آسپین تا مرغابین (پرمین پایینی تا میانی) هستند. همچنین بر وجود یک ناپیوستگی مشخص بین این دلویت‌ها و توالی پروتروزیویک پسین تا اردوین تاکید کرده است. به این ترتیب، چین‌خوردگی اصلی در بخش مرکزی ناحیه سسندج- سیرجان به سن پرمین میانی است، اما از لحاظ چینه‌شناسی نشانه‌های اولیه این چین‌خوردگی محدود به فاصله زمانی اردوین میانی تا پرمین زیرین است. (1987) et al Davoudzadeh بر وجود فعالیت‌های آذرین، شیل‌های شبه فلیشی، ماسه‌سنگ‌های دارای فسیل Pseudoschwagerina (پرمین زیرین)، با درون لایه‌های آهکی و جریان‌ات متادیا باز و آندزیتی اشاره کرده‌اند که حاکی از فعالیت‌های آذرین کالک آلکالین به سن پرمین و رسوب‌گذاری تخریبی است.

در جنوب شکاف اصلی پالئوتتیس، مناطقی که به شدت تحت تأثیر کوهزایی پالئوزویک پسین قرار داشته‌اند، در شمال، شمال باختری، جنوب، و جنوب خاوری ناحیه سسندج سیرجان رخ‌نمون

پرمین می‌دانستند (Davis et al 1972; Clark et al 1975)، اما در این ناحیه قدیمی‌ترین توالی‌ای که به طور ناپیوسته بر روی آن‌ها قرار می‌گیرد، سازند لیاسی شمشک است. با روش روبیدیوم- استرانسیوم سن ۲۷۵+۱۲ میلیون سال از شیست‌ها و سن ۳۸۲+۴۷ میلیون سال از گنایس‌ها به دست آمده است که بر دگرگونی در زمان دونی میانی یا پسین دلالت دارند (Crawford 1977).

به نظر (Davies et al (1972) سرپانتینیت‌ها در توالی ژوراسیک پیشین جای گرفته و به همراه آن خرد و برشی شده‌اند. این عقیده (Berberian and King (1981), و Sengor (1984) را بر آن داشت تا سنگ‌های اولترابازیک تالش را به عنوان بقایای پالئوتتیس که احتمالاً در زمان تریاس پسین جای گرفته‌اند، در نظر گیرند. بنابراین، ارتباطی با کمپلکس دگرگونی و قدیمی‌تر اسالم- شاندرمن ندارند. (1986) et al Davoudzadeh, تفسیر (Davies et al (1972) و همکارانش را تایید و سنگ‌های اولترابازیک را به عنوان بخشی از کمپلکس دگرگونی به سن پالئوزویک در نظر گرفته‌اند.

با توجه به خصوصیات سنگ شناسی، ساختاری، و سن رخ‌نمون‌های مشهد و تالش همراه با ماسیف انارک، می‌توان آن‌ها را به صورت کمپلکس‌های افزایشی پالئوزویک در نظر گرفت که در مکان‌هایی مثل مشهد و احتمالاً انارک تا تریاس نیز می‌رسد.

۱-۲- قاره سیمرین و سرزمین گندوانا

حاشیه شمالی سرزمین گندوانا تا جنوب پالئوتتیس (قاره سیمرین تریاسیک)، به استثنای ترکیه، به صورت یک حاشیه قاره‌ای از نوع اطلسی در نظر گرفته می‌شود که رو به سوی شمال تا شمال خاور دارد. برخلاف نظر زمین‌شناسان قدیمی مانند (1911) Stahl و (1941) Turon، اغلب محققان از زمان (1955) Gansser بر نبود کوهزایی به سن پالئوزویک پسین در کپه داغ و ناحیه آق‌در بند تاکید داشته‌اند. به بیان آن‌ها از پالئوزویک پیشین به بعد اولین کوهزایی در ژوراسیک پیشین روی داده و با از بین رفتن تصادمی پالئوتتیس مرتبط است. بر مبنای دانسته‌های صحرایی جدید، عده‌ای از محققان شواهدی را برای رویدادهای کوهزایی در پالئوزویک پسین و تریاس پیشین ارائه داده‌اند. در قسمت‌های بعد به بررسی این شواهد در ایران و نواحی مجاور خواهیم پرداخت. واحدهای تکتونواستراتیگرافی اصلی که مورد بحث قرار می‌گیرند، ناحیه پوداتا کساسی، کوچک قاره ایران مرکزی و شمال باختر ایران هستند که در مجموع بخش‌هایی از قاره سیمرین را در خاور میانه تشکیل می‌دهند.

۱-۲-۱- ناحیه پوداتا کساسی

اصولاً مناطق متصل به سرزمین گندوانا در محدوده تیتیس خاور میانه که در آن‌ها شواهدی از کوهزایی پالئوزویک پسین وجود دارد، تحت عنوان ناحیه پوداتا کساسی نامیده می‌شود (شکل ۲، موقعیت‌های ۱ تا ۱۳). این نام از اسامی واحدهای تکتونیکی آلبی، شامل Artvin - Karadagh, Adzharia - Trialeti, Dzirula, Pontides و سسندج- سیرجان مشتق شده است (شکل ۱).

دارند. از رخ‌نمون‌های جنوبی آن می‌توان به کمپلکس باجگان (1982 McCall and Kidd شکل ۲، موقعیت ۱۲) اشاره کرد که مرکب است از شیت‌های رسی، پسمیتی، کالک سلیکاتها، ماسه‌سنگ‌ها، و مرمر. تعیین سن به روش پتاسیم-آرگون بر روی پیروکسن‌های یک توده اولترابازیک، سن اوایل اردوین میانی را مشخص کرده است. (1985 McCall در آن‌ها مقدار زیادی سنگ‌های آهکی غیر دگرگون پرمین یافته است که به مقدار جزئی و محلی بلورین شده‌اند و فسیل‌های گونه‌های *Schubertella*, *Schwagerina*, *Pseudo Schwagerina*, *Glimacamina* را دارند به این ترتیب سن سنگ‌های دگرگون را حداقل قبل از پرمین در نظر می‌گیرند. مسائلی چون پیوستگی رخ‌نمون‌ها با انقطاع‌های ناچیز کمپلکس باجگان و سنگ‌های دگرگونی ناحیه اسفندقه (شکل ۲، موقعیت‌های ۱۱ و ۱۲)، مشابهت توالی‌ها، و نحوه دگرگونی در دو ناحیه، همچنین وجود سنگ‌های پرمین غیر دگرگون در ناحیه باجگان، محققانی چون (1982 Kidd and McCall, 1986) Davoudzadeh et al (1987) Davoudzadeh et al را ترغیب کرد تا سنگ‌های دگرگون در ناحیه باجگان و هم‌ارزهای خاوری آن را در کمپلکس‌های دیادر و آزاوا (در شکل ۲، به صورت بخشی از کمپلکس باجگان - دورکان در نظر گرفته شده) به عنوان معادل‌هایی از سنگ‌های دگرگونی پالئوزویک پسین در ناحیه اسفندقه به حساب آورند و سن کربونیفر را برای آن در نظر گیرند.

ناحیه‌سندج سیرجان از جهت شمال و شمال باختری در سوی جنوبی دریاچه ارومیه، به طور پیوسته قابل تعقیب نیست (در نزدیکی موقعیت ۸ در شکل ۲). مناطقی که در زمان پالئوزویک پسین نشان‌دهنده روند تکاملی یکسان با ناحیه‌سندج - سیرجان هستند، توسط شکاف‌های افیولیتی جوان‌تر (مانند افیولیت‌های *Akera-Karadagh* Sevan- در قفقاز کوچک و کمپلکس‌های افزایشی نئوتتیس در خاور ترکیه، *EAAC* در شکل ۱) و نیز نواحی وسیعی که در آن‌ها هیچ اثری از کوه‌زایی پالئوزویک به دنبال فعالیت‌های تکتونیکی پان آفریکن وجود ندارد، از این ناحیه جدا می‌شوند (برای مثال موقعیت‌های ۲۳ و ۲۴ در شکل ۲). هم‌چنین شواهدی برای کوه‌زایی گندوانایی به سن پالئوزویک پسین در انتهای شمالی ناحیه‌سندج - سیرجان در قفقاز کوچک و ماسیف *Dzirula* در ماوراء قفقاز به دست آمده است.

در ماسیف *Dzirula* (شکل ۲، موقعیت ۶) دو تجمع سنگی متفاوت وجود دارد که به احتمال همبری گسله‌راستالغز با جابه‌جایی‌های وسیع دارد. پی‌سنگ بلورین در خارج از ناحیه *Utslevi-Chorchana* از گنایس‌های درجه بالا، آمفیبولیت، و میگماتیت تشکیل شده است (1982 Abeszadze et al). تعیین سن این سنگ‌های دگرگونی به روش پتاسیم-آرگون سن کربونیفر پسین را نشان می‌دهد (1983 Adamia et al). روش تعیین سن رادیومتری روی بیوتیت در پلوتون‌های سینیتی کوچک سن ۸۲۳۶±۱۵۶، و ۱۴۴ میلیون سال را داده است که بر زمان آشفنگی در مزوزویک میانی دلالت دارد.

سنگ‌های خرد و تکتونیزه که در ناحیه *Utslevi-Chorchana* جای گرفته‌اند، شامل گابروهای با سن نامشخص، سربانتیت‌ها، و متاولکانیک‌هایی هستند که مجموعاً به صورت یک افیولیت ورقه ورقه در نظر گرفته می‌شوند. این افیولیت‌ها به همراه قطعات مرمری کامبرین زیرین (شامل گونه‌های فسیلی *Archaeocyathus*

Cascinocyathus) و فیلیت‌های دارای دانه‌های فراوان گرده‌های گیاهی به سن سیلورین بالایی تا دونین بالایی، دیده می‌شوند. تغییر شکل و دگرگونی در این سنگ‌ها بعد از دونین است. فیلیت‌ها با روش روییدیوم-استرانسیوم، سن کربونیفر پسین را داده‌اند که احتمالاً به زمان دگرگونی شیت سبز مربوط اند (1982 Abeszadze et al) و تقریباً با گرانیتهای ماسیف *Dzirula* هم‌زمان‌اند. بعد از دگرگون شدن فیلیت‌ها و نفوذ توده‌های گرانیتهی، گسل‌های راستالغز با جهت بزرگی نامشخص بر روی این سنگ‌ها تأثیر می‌گذارند. زمان این تغییر شکل بین جوان‌ترین گرانیتهای (پالئوزویک پسین تا تریاس پیشین) و شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های ناپیوسته لیاس (1982 Adamia et al) محدود می‌شود و احتمالاً به سن تریاس پسین-زوراسیک آغازین است. از لحاظ پالئولوگرافی ارتباط اصلی بین رسوبات دگرگون همراه با افیولیت‌های ورقه ورقه، شناخته نشده است، اما در مقایسه با بعضی شواهد در ایران، به نظر می‌رسد که به لورازیا مربوط می‌شود.

به سمت جنوب شواهدی برای رویدادهای مشابه در ناحیه *Khrami-Salient* (شکل ۲، علامت Kh) وجود دارد. در این محل توالی رسوبات کربونیفر غیردگرگون و قطعات آتش‌فشانی با همبری گسله در مجاورت سنگ‌های آذرین درونی قرار دارد؛ سنگ‌های دگرگون از درجه آندالوزیت-سلیمانیت، گنایس‌های کوارتز فلدسپاتیک به همراه مقادیری میکاشیت‌اند. دگرگونی از نفوذ گرانیتهای با منشأ رسوبی به سن کربونیفر (میانی) قدیمی‌تر است.

از ماسیف *Loki* (شکل ۲، موقعیت ۱) تا جنوب *Khrami-Salient*، رخساره شیت سبز و به طور محلی اپیدوت-آمفیبولیت و نیز مقدار کمی مرمر دیده می‌شود. روش پتاسیم-آرگون بر روی مسکوویت سن‌های ۱۵±۲۸۷، ۱۱±۳۱۹، و ۱۱±۳۳۳ را به دست داده است که نشان دهنده دگرگونی در کربونیفر است (1982 Abeszadze et al).

در ماوراء قفقاز و قفقاز کوچک نیز هم‌چون منتهی‌الیه جنوبی زون سندج - سیرجان، شواهدی دال بر یک دوره دگرگونی و فعالیت‌های آذرین درونی و بیرونی به سن بعد از کربونیفر پیشین تا کربونیفر پسین وجود دارد.

احتمالاً رویدادهایی مشابه و هم‌زمان باعث به وجود آمدن ناپیوستگی‌هایی در زیر رسوبات پرمین و نیز سنگ‌های آذرین کالک آلکالین به سن پرمین پیشین، در بخش میانی ناحیه سندج - سیرجان و تغییر شکل و دگرگونی در کمپلکس «باجگان» شده‌اند.

کوه‌زایی گندوانایی به سن پالئوزویک در واحدهای تکتونیکی متعدد آلبی (*Alpide*) در ترکیه مشاهده می‌شود و می‌توان آن‌ها را مستقل از رخ‌نمون‌های پالئوزویک پسین در ماوراء قفقاز و قفقاز کوچک و در باختر و جنوب باختری آن‌ها در نظر گرفت.

در جنوب موقعیت شماره ۳ در شکل ۲ و در طول کمپلکس افزایشی خاور آناطولی (شکل ۱) ماسیف *Bitlis* وجود دارد (شکل ۲، موقعیت ۵) که شامل بازالت‌های مرتبط با حوضه پشت‌کمانی و سنگ‌های رسوبی (1981 Sengor and Yilmaz) است. پی‌سنگ قبل از کرتاسه در این ماسیف از دو توالی اصلی تشکیل شده است. اولین توالی پی‌سنگ قبل از پرمین است که شامل گنایس‌های با درجه آمفیبولیتی (متاولکانیک‌های فلسیک)، آمفیبولیت‌ها، متاولکانیک‌ها، متاتوف‌ها، و متالکومراست و تحت تأثیر دو توده گرانیتهی نفوذی به

(Bechennec 1988). به طور مشخص در محدوده زمانی پرمین پسین، فعالیت‌های انبساطی حاشیه‌های پالتوزویک عربی را تحت تأثیر قرار داده‌اند به بیان دیگر، می‌توان این فعالیت انبساطی را در طول زاگرس امروزی در نظر گرفت، زیرا شواهدی برای فعالیت‌های انبساطی به سن پرمین در جنوب خاوری ترکیه شناخته نشده است.

نشانه‌هایی دال بر حضور رویدادی به سن کربونیفر در حاشیه عربی، توسط سنگ‌های آذرین پرکامبرین که به وسیله گنبدی‌های نمکی بالا آمده‌اند، شناخته شده است. این سنگ‌های آذرین شامل ریولیت، ایگنمبریت، لاواهای پورفیری فسلیک و مافیک، دیوریت، و گابرو دیوریت هستند. (Crawford 1977) با بررسی چهار نمونه سنگی که از لحاظ خصوصیت توصیفی یکسان بوده‌اند، سن ۱۵ ± ۳۴ میلیون سال (ویزن) را به دست آورده که احتمالاً مرتبط با رویدادی به سن کربونیفر است و با دیگر گونی به سن کربونیفر در ناحیه کرسفید (شکل ۲ موقعیت ۱۰) و نیز رویدادهای کوه‌زایی هم‌زمان در زون پوداتاکاسی قابل انطباق است. هم‌چنین حاکی از این است که زون پوداتاکاسی حداقل در کربونیفر پیشین، در نزدیکی پهنه عربی بوده است.

۱-۲-۳- ایران میانی (Interior Iran)

در جنوب شکاف اصلی پالتوتیس، ارتباط زون پوداتاکاسی با دیگر مناطق ایران، به دلیل پوشش وسیع ترسی پروکواترنری، تغییرات جانبی رخساره‌ها، و نیز دگرشکلی‌های پیچیده‌ای که در مزوزویک و سنوزویک اتفاق افتاده‌اند، به خوبی مشخص نیست. یک ناحیه فروافتاده (دریاچه ارومیه، توزلی گل، گاوخونی، و جازموریان)، محل اتصال ناحیه‌سندج سیرجان با ایران میانی است (شکل ۲). امتداد مستقیم این ناحیه مابین دریاچه ارومیه و اسفندقه، به طور محلی نمایان‌گر یک سیستم راست‌الغز است. در امتداد جنوبی این ناحیه در حوضه گاوخونی، گسل‌های مستقیمی چون آباء، ده‌شیر، شهرباک و بافت مشخص‌اند (شکل ۲) که بعضی از آن‌ها جا به جایی راست‌الغز راست‌الغز را در رسوبات کواترنری نشان می‌دهند (Berberian 1981). به نظر (Stocklin 1974) ناحیه‌سندج سیرجان توسط گسل‌های با شیب زیاد از ایران میانی جدا می‌شود. این گسل‌ها بر بخشی از سنگ‌های مزوزویک و تمامی سنگ‌های قدیمی‌تر تأثیر می‌گذارند (شکل ۳، برش IV). افرادی چون (Berberian and King 1981)؛ Davoudzadeh et al وجود رخساره ژئوسکلینالی سنگ‌های پلاتفرم در بیش‌تر قسمت‌های ایران میانی تأکید کرده‌اند.

ایران میانی توسط کمربندی از گسل‌های پرشیب و مستقیم که تا مزوزویک فعال‌اند، از ناحیه‌سندج سیرجان جدا می‌شود و شامل دو ایالت تکتونیکی مشخص است. اولین آن‌ها «شمال باختر ایران» است که شامل نواحی جنوبی شکاف اصلی پالتوتیس و شمال گسل درونه است و تا نخجوان، ارمنستان، و Svanetia ادامه می‌یابد (شکل ۱). دومین ایالت، کوچک قاره‌ای ایران مرکزی (Takin 1972) است که کمربندهای افیولیتی سیستان، ناین بافت، مکران، و نیز گسل درونه و افیولیت‌های سبزوار آن را محدود می‌سازد. کوچک قاره‌ای ایران مرکزی توسط گسل‌های طولی که تعدب به

سن کربونیفر پیشین قرار گرفته است (Helvaci, Griffin 1984). تمامی این انباشته‌ها به طور ناپیوسته توسط توالی بعدی مرکب از کواترنزیت، میکاشیت‌های گارنت-بیوتیت و مرمر پوشیده شده‌اند و برپایه ارتباطات محلی می‌توان سن پرمین تا کرتاسه پسین را برای آن‌ها در نظر گرفت (Sengor and Yilmaz 1981).

(Helvaci and Griffin 1984) نشان داده‌اند که سن فوران متاولکانیک‌های گنایسی در پی‌سنگ، اردوئین است. بنابراین، سن دگرگونی در پی‌سنگ محدود به اردوئین و کربونیفر پیشین است و احتمالاً مقارن با دگرگونی در پی‌سنگ پونتید خاوری است (Sengor, Yilmaz 1984).

از زمان Kellog (1960) محققان زیادی مشابهت فراوان در توالی چینه‌شناسی بین پلاتفرم عربی و کمپلکس بلورین Bitlis-Poturge حاکی از این دانسته‌اند که آن‌ها حداقل تا تریاس، بخش‌هایی از یک واحد تکتونو استراتیگرافی مستقل را شکل می‌دهند (Sengor and Yilmaz 1981). Sengor and Yilmaz با بیان اطلاعاتی در مورد سنگ‌شناسی و توالی رخساره‌ها نشان داده‌اند که مشابهتی بین قطعه Bitlis-Poturge و پونتید خاوری و قاره Sakarya وجود دارد. با این ترتیب، قسمت باختری ناحیه پوداتاکاسی به طور مستقیم به سرزمین گندوانا متصل می‌شود. مؤید این ارتباط وجود توالی کربناته دریایی به سن کربونیفر پسین-پرمین پسین در پونتید خاوری است که بیش‌تر به رسوبات پرمو کربونیفر کاملاً دریایی گندوانایی در ترکیه شباهت دارند تا به رسوبات پرمو کربونیفر حاشیه دریایی و قاره‌ای کناره جنوبی لورازیا.

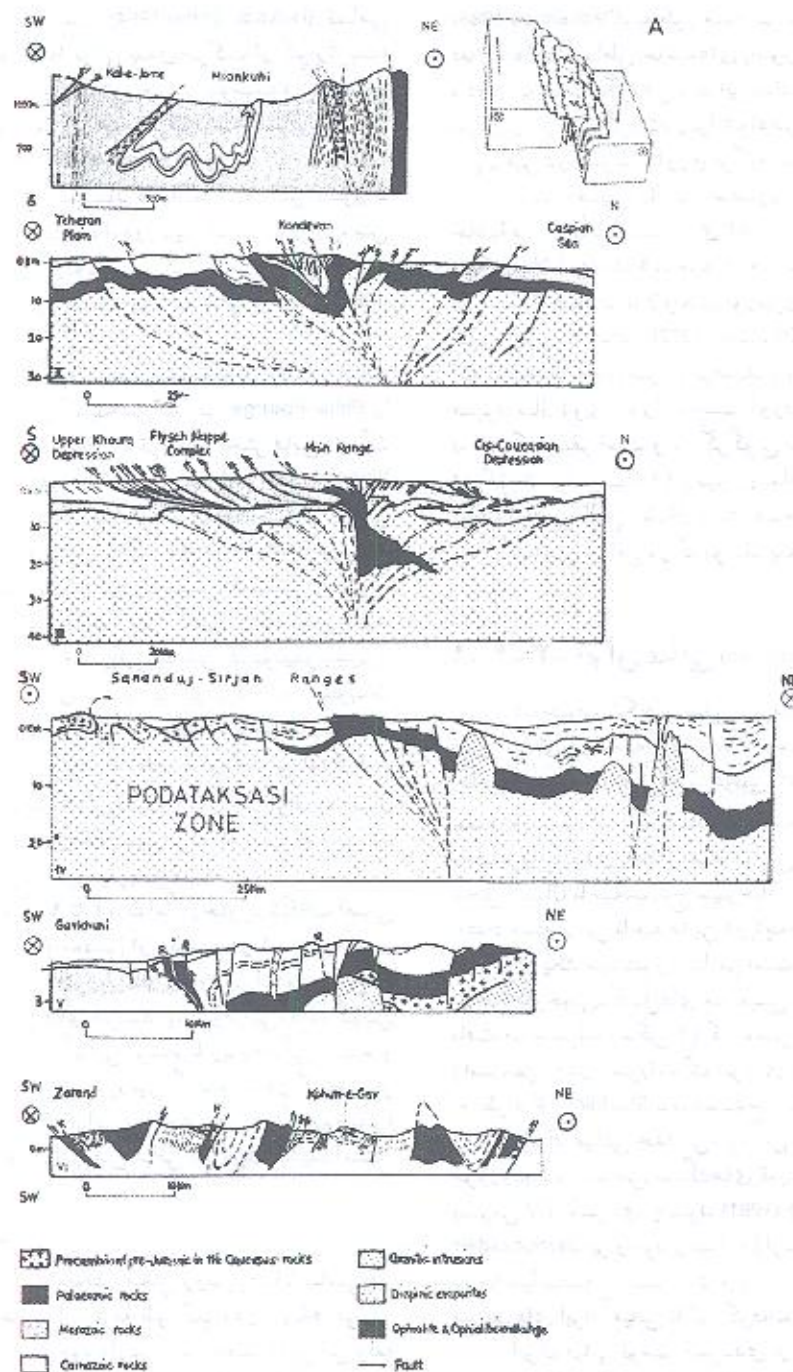
در ماسیف Uludag (شکل ۲، موقعیت ۱) نیز می‌توان به دنبال دو رویداد کوه‌زایی به سن پالتوزویک پسین بود، که اولی به احتمال قبل از پرمین بوده و دومی می‌تواند پرموتریاس باشد.

موقعیت‌های ۱، ۳ تا ۷، و ۹ تا ۱۲ تماماً در جنوب شکاف اصلی پالتوتیس قرار دارند (شکل ۲). بعضی از آن‌ها (۴ و ۵ و ۹) به طور مشخص نشان دهنده چینه‌شناسی پالتوزویک گندوانایی‌اند و حاکی از مرحله‌ای ویژه‌ای از دگرشکلی‌های مرتبط با کوه‌زایی، دگرگونی حرارت و فشار بالا و فعالیت‌ها ماگمایی مرتبط با زیراندگی هستند و نواحی وسیعی را در حاشیه شمالی سرزمین گندوانا، در کربونیفر پیشین تا پرمین در بردارند. کوه‌زایی، به خصوص در کربونیفر، گسترش داشته، اما در محل‌هایی تا پرمین میانی نیز طول کشیده است.

۱-۲-۲- پلاتفرم عربی

اولین مکان مشخص برای یافتن محل زون پوداتاکاسی در سرزمین گندوانا، پلاتفرم عربی است. به طور کلی، در پهنه عربی در زمان سیلورین نبود چینه‌شناسی وجود دارد. اما در بخش‌هایی این وقفه از اردوئین تا حد زیرین دونین است (شکل ۲، موقعیت ۱۴).

با شروع پرمین پسین، کربنات‌های مربوط به نواحی کم عمق در حاشیه عربی رسوب می‌کنند. سنگ‌های رسوبی پرمین بالایی به طور محلی در حوضه‌های انبساطی رسوب کرده‌اند (Sengor and Kheradpir 1978). فعالیت‌های آذرین شناخته شده بر روی حاشیه پلاتفرم عربی در زمان پالتوزویک، محدود به بعضی جریان‌های بازالتی در باختر دهید واقع در بخش جنوبی کوه‌های زاگرس (Berberian and King 1981) و نیز بخش‌های داخلی سفره‌های روراند Hawasina در عمان هستند.



شکل ۳- چند برش عرضی انتخابی از کوهزایی تتیسی خاورمیانه (Tethysides) که نشان دهنده پیروقیل هایی با جا به جایی های راستالغزند (Sengor 1990). در تمام برش ها، به جز برش IV، به ناهم آهنگی شیب ها توجه نمایید. شکل A به اقتباس از (1972) Lowell برای نمایش فرآیندی که باعث به وجود آمدن برش های عرضی این چنین شده رسم گردیده است.

کرده است.

ناحیه‌دیگری که تاریخ پالئوزوئیک آن به نحوی با بقیه قسمت‌های ایران مرکزی متفاوت است، منطقه‌ساغند است (شکل ۲ Davoudzadeh and Weber- Diefenbach 1987). Grawford (1977) با روش روبیدیوم استرانسیوم بر روی بیوتیت‌های کمپلکس دگرگون پروتروزیوئیک پسین در ساغند، سن ۳۱۵ ± ۵ میلیون سال را به دست آورده که بریک آشفته‌گی به سن کربونیفر پیشین دلالت دارد. ولی وی با روش پرتوسنجی سنگ کامل و آنالیزهای بیوتیت، شواهدی را بر وجود یک رویداد جوان‌تر در ۲۴۰ ± ۱۵ میلیون سال پیش ارائه کرده است (پرمین پسین- تریاس پیشین). (Berberian and King 1981) اظهار داشته‌اند که این رویداد با هیچ کوه‌زایی در ایران مرکزی مطابقت ندارد، اما سن مشابهی از سنگ‌های آذرین پرکامبرین در ناحیه تکاب (شکل ۲، شماره ۸) به دست آمده که دلالت بر یک نوگشتی مشابه دارد.

دو ناحیه در کوچک قاره ایران مرکزی به دلیل تکامل زمین‌شناسی بسیار متفاوت، متمایزند. برخلاف مناطق مورد بحث قبلی، این دو ناحیه قطعات تکتونو استراتیگرافی دارند که از خارج ایران مرکزی به داخل آن حمل شده‌اند، یکی از این نواحی کمپلکس دگرگونی دهسلم است (شکل ۲، موقعیت ۱۳). (Stocklin et al 1972) در این ناحیه شاهد توالی‌ای بوده‌اند که در نیمه پایینی شامل تناوبی از شیست‌ها و مرمرها به همراه مقادیری آمفیبولیت و مرمر و در نیمه بالایی از فیلیت، گوارتر، میکاشیست، و گاهی گرانیت تشکیل شده است. تمامی توالی به شدت تکتونیزه است و درجه دگرگونی از رخساره شیست سبز در سوی باختری به رخساره آمفیبولیتی در خاور افزایش می‌یابد. (Reyre and Mohafez 1970) با روش روبیدیوم- استرانسیوم سن‌های ۲۰۶ ± ۲ و ۲۰۹ ± ۲ میلیون سال را گزارش کرده‌اند که در ارتباط با محدوده زمانی تریاس پسین تا ژوراسیک پیشین است. روش روبیدیوم- استرانسیوم روی بیوتیت‌های سنگ‌های دگرگون درجه بالا در سوی خاوری، سن ژوراسیک را به دست داده است (Crawford 1977). به نظر Berberian (1977) سنگ‌های دگرگونی دهسلم در طی بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس در تریاس پسین ژوراسیک پیشین شکل گرفته است. اکثر محققان این نظریه را پذیرفته‌اند که سنگ‌های دگرگونی دهسلم قطعات جا به جا شده‌ای از ناحیه سنج- سیرجان و به عبارتی بخشی از ناحیه پوداتا کاسی است.

آخرین ناحیه با سیر تکاملی متفاوت از کوچک قاره ایران مرکزی، منطقه انارک است (شکل ۲، موقعیت ۲۰). این ناحیه تحت عنوان ماسیف انارک خور نیز نامیده شده و شامل توالی‌ای از شیست، سنگ آهک، دلویت و تناوبی از سنگ‌های آهکی است (شکل ۲، Romanko and Schmidt 1983). توالی زیرین از لحاظ ساختاری دارای قطعاتی از سنگ‌های اولترابازیک است که در ساختارهای فلسی با جهت حرکت شمال شمال خاور در ناحیه انارک یافت شده است. این قسمت از لحاظ درجه دگرگونی در حد رخساره شیست سبز است. کمپلکس دگرگونی انارک مشابه مشهد و کوه‌های تالش و نیز

سمت باختر دارند و از نوع راستالغز راست لغزند به سه زیربلوک تقسیم می‌شود (شکل ۱). بلوک خاوری لوت است که از اواخر پرکامبرین پایدارترین بلوک‌ها بوده و تنها توده‌میانی واقعی را در ایران تشکیل می‌دهد. این منطقه توسط گسل نایبند از بلوک طبس جدا می‌شود (Stocklin & al 1965). بلوک طبس نیز توسط گسل‌های خمیده کوه کالشانه و کوه‌بان از بلوک بزرگ‌تر یزد جدا می‌گردد. بلوک‌های یزد و طبس مجموعاً «گوه طبس» (Harrison 1968) را تشکیل می‌دهند.

این گسل‌های شمالی جنوبی در آغاز تاریخ ایران مرکزی شکل گرفته‌اند و تقسیم کننده رخساره‌های پایا از زمان اینفراکامبرین هستند (Stoklin 1968, Berberian & King 1981). هم‌چنین به طور مکرر و به صورت مختلف در فائروزیوئیک فعال شده‌اند و در امتداد برخی از آن‌ها فعالیت‌های لرزه‌ای به وجود آمده است (Berberian 1981).

در مقایسه با ناحیه پوداتا کاسی، کوچک قاره ایران مرکزی در طول پالئوزوئیک تا ژوراسیک پسین- کرتاسه پیشین پلاتفرمی فعال بوده است. (Davoudzadeh and Weber Diefenbach 1987). در این ناحیه کوه‌زایی پان آفریکن در پرکامبرین پسین قبل از یک رژیم پلاتفرمی حکم‌فرما شده است که در آن تناوبی از رسوبات کم عمق دریایی، مردابی، و قاره‌ای رسوب کرده‌اند. نبوده‌ای چینه‌شناسی مهمی در پالئوزوئیک ایران مرکزی گزارش شده که گسترده‌ترین آن‌ها نبوده‌ای چینه‌ای در ابتدای دینین میانی (هیاتوس ایفلین) و استفانین (کربونیفر پسین) است (Berberian and King 1981, Weddige 1984). (Stocklin 1968). مجموع ضخامت رسوبات اینفراکامبرین تا ژوراسیک میانی بین ۳ تا ۴ کیلومتر ثابت است (Stocklin 1968). در کوچک قاره ایران مرکزی مناطقی وجود دارند که خصوصیات زمین‌شناسی پالئوزوئیک پسین- مزوزوئیک پیشین در آن‌ها به طور قابل ملاحظه‌ای با بقیه ایران مرکزی متفاوت است.

بلوک طبس از مناطقی است که سیر تکامل پالئوزوئیک آن با بقیه ایران مرکزی تفاوت دارد. نبود رسوبی ایفلین در این ناحیه مشخص نیست. در عوض رخساره‌ای وجود دارد که نشان دهنده شرایط پسروری است و شامل قطعات آواری و تیخیری است. هم‌چنین رسوبات کربونیفر بالایی که در دیگر مناطق ایران مرکزی وجود ندارند، در این ناحیه دیده می‌شوند و شامل کربنات‌های مربوط به نواحی کم عمق‌اند (سازند سرد در Davoudzadeh 1987).

تاریخچه فعالیت‌های آذرین و ساختاری بلوک طبس در زمان پالئوزوئیک، از دیگر قسمت‌های کوچک قاره ایران مرکزی جالب‌تر است. وجود فعالیت‌های آذرین مافیک و حد واسط از خصوصیات این ناحیه در پالئوزوئیک است (این فعالیت‌ها چندان فراوان نیستند). (Berberian and King 1981) و نیز Bratash (1975) اظهار داشته‌اند که فرونشینی شدید از ویژگی‌های بلوک طبس است. قبلاً تصور می‌شد این فرونشینی محدود به کوه‌های شیرگشت و ازبک کوه در منتهی‌الیه شمالی بلوک لوت است، اما در حال حاضر مشخص شده که تمام بلوک در پالئوزوئیک و مزوزوئیک تا کرتاسه این ویژگی را داشته است. (Bratash 1975) بر وجود برگشتگی‌هایی (فشاری؟) به سن تریاس پیشین و حتی زودتر در بخش شمالی بلوک طبس در ناحیه کاشمر تاکید

رسوبات دگرگون و افیولیت‌های ناحیه Chorchana- Utslevi در ماسیف Dzirula است.

به نظر می‌رسد سن این تجمع قبل از تریاس میانی باشد، زیرا Davoudzadeh and Seyed- Emami (1972) قطعاتی از سنگ‌های دگرگون را از کنگلومرای باقرق به سن لادی‌نین پیشین در نزدیکی گروه نخلک گزارش کرده‌اند. تعیین سن‌های ایزوتوپی از بخش‌های گوناگون کمپلکس دگرگونی، محدوده‌وسیی را از پرکامبرین پسین تا ژوراسیک پیشین در برمی‌گیرد. بنابراین، نمی‌توان ارتباط دقیق ماسیف انارک را با سایر واحدهای تکتونیکی در ایران و نواحی مجاور تعیین کرد.

در مقابل، سنگ‌های رسوبی گروه نخلک محدود به تریاس زیرین تا میانی‌اند و شباهت زیادی با توالی شناخته شده در آق‌دربند دارند (شکل ۲، شماره ۱۹) و احتمالاً معادل آن دارند (Ruttner 1984, Davoudzadeh and Schmidt 1984).

سیر تکامل پالئوزوئیک شمال باختری ایران (شکل ۱، ۱۹۹۰ Sengor) بسیار مشابه با ایران مرکزی است. اگر چه تفسیر آن مشکل است، زیرا رخ‌نمون‌های پراکنده دارد و ارتباط رخ‌نمون‌های مطالعه شده با یکدیگر، توسط سنگ‌های جوان‌تر پوشیده شده است (شکل ۲، موقعیت‌های ۲۴ و ۲۵ و ۲۶). در شمال باختری ایران، پوشش پلاتفرمی اینفراکامبرین تا تریاس میانی هیچ نشانه‌ای را از کوه‌زایی پالئوزوئیک پسین نشان نمی‌دهد و صرفاً با مقدار کمی فعالیت‌های آذرین مافیک همراه است. مجموع ضخامت پوشش پلاتفرمی اینفراکامبرین در این ناحیه مانند ایران مرکزی حدود ۳ کیلومتر است. تاریخچه فعالیت‌های آذرین به سن پالئوزوئیک در البرز مشابه با بلوک

طیس است (Berberian and King 1981). کانی‌سازی سرب، روی، و مس که در سنگ‌های پرمین، تریاس و ژوراسیک در ناحیه طیس انجام گرفته (Friedrich 1960) در البرز نیز عمومیت دارد (al 1981 & Brander) و مشابهت بین این دو ناحیه را تایید می‌نماید.

رخ‌نمون‌های موجود در البرز (شکل ۲، شماره ۲۶) و آذربایجان (شکل ۲، شماره ۲۴) هیچ نشانه‌ای دال بر وجود یک دگرگونی قابل توجه در پالئوزوئیک نشان نمی‌دهند. اما (1984) Sharkovsky and Romanko دگرگونی درجه پایین شست سبز به سن تریاس پسین- ژوراسیک پیشین را از ناحیه کوه دم (شکل ۲، موقعیت ۲۵) گزارش نموده‌اند که همراه با تغییر شکل‌های چند مرحله‌ای و مشابه با بخش جنوبی ناحیه سهندج- سیرجان است. ارتباط این سنگ‌های دگرگون با یرش‌های پالئوزوئیک غیر دگرگون «سه» که به طور بلافاصل در باختر (و رخ‌نمون‌های دیگری در شمال باختری ایران) آن‌ها واقع شده‌اند، تا کنون شناخته نشده است.

در نزدیکی ترو، رخ‌نمون‌های دگرگون دیگری در شمال باختر ایران وجود دارد (شکل ۲، موقعیت To). این رخ‌نمون‌ها با قطعات سنگ‌های کربناته و آذرین و نیز مرجان‌های دونین زیرین- میانی و با احتمالاً سیلورین همراه‌اند. طبق نظر Thiele (1973) سن این سنگ‌های دگرگون می‌تواند محدود به دونین پسین تا تریاس باشد حتی به نظر Hushmandzadeh et al (1978) می‌توان سن این دگرگونی را معادل ژوراسیک پسین در نظر گرفت.

با در نظر گرفتن دگرگونی در ناحیه کوه دم، وجود رویدادی به

سن تریاس پسین محرز است، اما (1987) Davoudzadeh et al سن این رویداد را به پالئوزوئیک پسین نسبت می‌دهند.

به سمت شمال باختر، تقریباً تمامی پالئوزوئیک، تا حداقل تریاس در ایران و ماوراءقاز وجود دارد. برای مثال، در ناحیه جلغا در شمال باختری ایران و نخجوان (شکل ۲، شماره ۲۴)، پوشش پلاتفرمی سیلورین تا ژوراسیک میانی هیچ گونه دگرشیبی زاویه‌دار ندارد (Bonnet 1974, Schikalibeli 1984).

Adamia and Belov (1984) در ناحیه Svanetia (شکل ۲، موقعیت ۲۳) به توالی رسوبی کامل و فاقد فعالیت‌های آذرین (به استثنای توف‌های دونین و ترکیب توف برش آندزیتی و توف‌های ریولیتی داسیتی کربونفر میانی) اشاره نموده‌اند که از لحاظ فسیل‌شناسی در محدوده دونین میانی تا تریاس بالایی قرار دارد. لایس با همبری غیرعادی و احتمالاً ناپیوسته در مجاورت سری Dizi قرار دارد (1975) (Khain). این سری قبل از تشکیل شیل‌های رمی، به شدت تغییر شکل یافته و نشان دهنده ناحیه‌ای فاقد تغییر شکل‌های مرتبط با کوه‌زایی، بین دونین پسین تا تریاس پسین است. بنابراین، مشابه توالی‌های دیگر در شمال باختر ایران است، با این تفاوت که سری Dizi توسط قطعاتی از ناحیه پوداتاکاسی مانند Dzirula، Khrami و Loki از آن‌ها جدا شده است. به این ترتیب در یک برش عرضی که از Svanetia تا حدود تکاب امتداد می‌یابد (موقعیت‌های ۲۳ و ۸ در شکل ۲) بقایای ناحیه پوداتاکاسی و واحدهای تکتونیکی شمال باختر ایران، حداقل دوبار و به صورت زیر تکرار شده‌اند:

1- Svanetia	شمال باختر ایران
2- Dzirula	ناحیه پوداتاکاسی
Khrami	
Loki	
3- Mishkan	شمال باختر ایران
Djulf	
4- Takab	ناحیه پوداتاکاسی

۲- گسیختگی خاورمیانه در اثر کوه‌زایی Cimmericide

مناطق که متأثر از کوه‌زایی پالئوزوئیک پسین بوده‌اند (به خصوص ناحیه پوداتاکاسی)، تحت تأثیر تریاس پسین تا ژوراسیک پیشین که نتیجه برخورد قاره‌ای- است قرار گرفته‌اند. در سراسر ناحیه پوداتاکاسی، رسوبات مولاسی قاره‌ای، به سن تریاس بالایی یا ژوراسیک زیرین و میانی، در طول ناپیوستگی‌ای که حاصل چین‌خوردگی شدید، راندگی، و یا گسل‌های راست‌الغز است، بر روی سنگ‌های قدیمی‌تر قرار می‌گیرند.

در مقابل، در ایران مرکزی، سنگ‌های تریاس بالایی و ژوراسیک به طور محلی و با ناپیوستگی هم‌شیب، یا در طول دگرشیبی‌های عموماً کم‌زاویه بر روی سنگ‌های قدیمی‌تر می‌نشینند (Stocklin 1968). در ایران مرکزی، چین‌خوردگی و دگرگونی به سن تریاس پسین ژوراسیک پیشین فقط به طور محلی و در طول گسل‌های



محیط های دریایی عمیق به سن کرتاسه پیشین در ناحیه سبزوار مشخص است (شکل ۲، Lindenberget al 1984).

در حالی که فرآیند انبساط در زون اسلیت دیاباز در قفقاز بزرگ ادامه داشته است، زون Sevan-Akera-Karadagh در قفقاز کوچک، البرز، و کپه داغ در شمال ایران و جنوب شوروی سابق و بخش های پیرامون فرآیندهای آذرین، در دیگر نقاط کمربند کوهزایی تئسی خاورمیانه فعال بوده اند (Berberian and King 1981). جنوبی ناحیه سندیج سیرجان، دگرگونی فشار پایین تا متوسط به سن ژوراسیک پسین تا کرتاسه پیشین، و نیز دگرشکلی های فشاری همراه با فعالیت های آذرین آندزیتی و نفوذی هایی در محدوده گابرو تا گرانیت به سن ۱۰+۱۸ تا ۴+۱۶۴ میلیون سال (Berberian 1981) را گزارش کرده اند. نفوذی هایی با همین سن نیز در طول ناحیه سندیج سیرجان وجود داشته که احتمالاً، حاکی از آن است که زیرراندگی نئوتتیس به زیر منطقه سندیج سیرجان در فاصله زمانی ژوراسیک تا کرتاسه پیشین انجام شده است (Berberian 1981). گرانیت های به این سن نیز در کوچک قاره ایران مرکزی یافت می شوند که می توان از گرانیت های نزدیک اردکان (در شکل ۲) و بخش باختری بلوک یزد (گرانیت شیرکوه) و نیز گرانیت های حاشیه خاوری بلوک لوت نام برد که حاکی از آن اند که زیرراندگی در بیش تر قسمت های ناحیه سندیج-سیرجان وجود داشته است. هم چنین فرونشینی سریعی که باعث رسوب گذاری ۲ تا ۳ کیلومتر از شیل های بارمین آسین شده ممکن است در ارتباط با یک انبساط محلی صورت گرفته باشد. دیگر شواهد ساختمانی برای کوتاه شدگی پوسته ای به سن ژوراسیک پسین-کرتاسه پیشین در ایران در نواحی اردکان است که تحت اثر آن سنگ های ژوراسیک به شدت چین خورده و کلیواژ اسلیتی در آنها به وجود آمده است. این رسوبات به طور ناپیوسته با آهک های آلبین پوشیده شده اند (Haghipour et al 1977).

در کرتاسه پسین فرآیندهای کوتاه شدگی و تغییر شکلی در محدوده کمربند های کوهزایی تئسی خاورمیانه در جنوب دریای خزر-دریای سیاه حاکم شده و در زون اسلیت-دیاباز و اقیانوس Karadagh-Sevan-Akera دگرشکلی های فشاری آغاز شده است (Khain 1975). بالا آمدگی اقیانوس های Karadagh-Sevan-Akera بر روی حاشیه شمال باختری ایران احتمالاً قبل از آلبین بوده است و می توان زمان سنومانین را برای آن در نظر گرفت که در اواخر کونیاسین خاتمه یافته است (Gasanov 1986, Khain 1975, Knipper and Sokolov 1976).

فعالیت های آذرین کالک آلکان به سن کرتاسه پیشین تا پالئوژن در نواحی شمال شکاف Karadagh-Sevan-Akera، از شمال خاوری ترکیه تا باختر البرز فراوان است (Lordkipanidze 1980). اگرچه تغییر شکل های اصلی در البرز، در پالئوسن اتفاق افتاده ولی شروع این تغییر شکل های فشاری در اواخر کرتاسه بوده است. این تغییر شکل ها بدون فعالیت های آذرین بوده اند و فقط در بعضی مناطق با دگرگونی اولیه همراه اند آغاز کشیدگی در شمال کوه های البرز در کرتاسه پسین روی داده است. در این زمان است که بازشدگی جنوب دریای خزر و دریای سیاه در یک رژیم کاملاً راستالغز از نوع راست لغز به وقوع پیوسته است (Apol'skiy 1974, Gorur 1988). این رژیم مستقل از فرآیندهای انبساطی اولیه، در ارتباط با حرکات چپ لغز

نای بند، کالشان، کوه بنان، و پشت بادام وجود دارد

(Ruttner et al 1988, Stocklin 1988, Haghipour et al 1977, Berberian & King 1981)

این رویدادها، به جز مناطق محدودی، در اطراف کوچک قاره ایران مرکزی مانند گرانیت های اردکان و شیرکوه (شکل ۲)، با فعالیت های آذرین همراه نیستند.

بعد از اتصال قاره سیمیرین به لورازیا میستم گسل های راستالغز حاکم شده و موجب چرخش ۱۳۰ درجه ای ایران مرکزی (et al 1981 Davoudzadeh)، حرکت بخش های مختلف ناحیه پوداتا کساسی به موقعیت های فعلی، باز شدن زون اسلیت دیاباز، Karadagh-Sevan و اقیانوس های اطراف کوچک قاره ایران مرکزی شده است (Sengor 1990, Sengor et al 1988). بعد از اتصال قاره سیمیرین به لورازیا، تغییر شکل های انبساطی در طول شکاف آن آغاز می شود. در سینمورین، زون اسلیت دیاباز در قفقاز بزرگ (شکل ۱) در حین گسل خوردگی و فرونشینی شروع به شکل دادن شکاف پالئوتتیس می کند و در نتیجه رسوب گذاری کنگلومرا، ماسه سنگ و شیل در حوضه های کوچک به همراه فعالیت های آذرین دیولیتی-داسیتی انجام می شود.

در طول شکاف Karadagh-Sevan-Akera در قفقاز کوچک، فرآیند کشیدگی در ژوراسیک پیشین، گرابن های باریکی را در محل های فعلی بخش های Karadagh و Mishkan به وجود آورده است (شکل ۲، بین موقعیت های Mi و Tb).

چاه عمیقی که در فروافتادگی Khoura تا عمق ۴/۵ کیلومتری پایین رفته، ضخامت از داسیت، بازالت، دیوریت پورفیری، و توف به سن ژوراسیک پیشین و میانی را نمایان کرده که حاکی از وجود کششی مهم و هم زمان است. در محل هایی واقع در کوه های البرز، بازالت های تولی تی داخل قاره ای به طور بلا فصل در زیر سازند شمشک قرار دارند و نشان می دهند که به فاصله کوتاهی پس از برخورد، یک رویداد انبساطی حکم فرما شده است (Brander et al 1981, Berberian and King 1981). این رویداد انبساطی به سن تریاس پسین تا ژوراسیک پیشین و هم زمان با رویدادهای فشاری در سایر نقاط قاره سیمیرین است. برای مثال در ناحیه ساغند (باختر گسل پشت بادام در شکل ۲)، سنگ های ژوراسیک به طور ناپیوسته بر روی سنگ های دگرگون تریاس بالایی که چین خورده، گسله، و فلسی هستند، قرار می گیرند (Haghipour 1985).

در فاصله زمانی ژوراسیک میانی تا ژوراسیک پسین، کشیدگی در زون اسلیت دیاباز با افزایش فعالیت های آذرین، که شامل بازالت های تولی تی و آندزیتی هستند، ادامه می یابد. گرابن های Karadagh-Sevan-Akera کشیدگی بیش تری می یابند و گسترش کف دریا در ترف های حاصله آغاز می شود (Brander et al 1981). در حوضه کپه داغ، فرونشینی مرتبط با کشش دریا تنوین شروع می شود و به طور فزاینده تا ژوراسیک ادامه می یابد و در نهایت به اشکوب بریاسین می رسد (Prozorovskiy 1985).

در محدوده زمانی ژوراسیک میانی تا کرتاسه پیشین، انبساط در اقیانوس های اطراف کوچک قاره ایران مرکزی روی داده است. اگر چه هیچ سنگی به سن ژوراسیک در آنها شناسایی نشده، اما حضور

محدود کننده شمال خاوری ناحیه سسندج - سیرجان، فقط در مزوزوییک فعال بوده اند.

برش های عرضی در البرز و قفقاز بزرگ (کرتاسه پسین تا سنوزوییک پسین) به شکل درخت خرما هستند و الگوی گسلی پیوسته ای را با خصوصیات برش های عرضی درخت خرما می نشان می دهند. (برش های II و III در شکل ۳). این مساله حایز اهمیت است که کمر بند البرز به تنهایی یک کمر بند کوهزایی نیست و بخشی از یک ناحیه وسیع تر کوهزایی است که کل ایران را در بر می گیرد (1974 Stocklin). اگرچه تناوب جدایش های عادی و معکوس در هیچ برشی از قفقاز کوچک دیده نمی شود، ولی این تناوب را در البرز می توان مشاهده کرد (برش عرضی II در شکل ۳، گسل هایی که با حرف N مشخص شده اند جدایش عادی دارند). قفقاز بزرگ نیز تا به حال به یک کمر بند کوهزایی Transpressional تعبیر شده است (1974 Apolskiy).

در ماوراء قفقاز و ترکیه فرآیندهای شدید کوتاه شدگی در سنوزوییک پسین و نیز فعالیت های آذرین وسیع (Dewey et al 1986) به طور مؤثری اثرات سیستم های راستالغز قدیمی تر از سنوزوییک را از بین برده اند، ولی وجود آنها از بقایا و اثرات شان قابل تشخیص است. از میان آنها می توان از زون Chorchana-Utslevi در ماسیف Dzirula نام برد. البته میزان جا به جایی و نیز چرخش اصلی بخش های گسله در چنین قطعات کوچکی قابل تعیین نیست. تمامی این آثار دلالت بر وجود سیستم راستالغز در گذشته دارند.

۳- سیر تکاملی کوهزایی تیزی خاور میانه در پالنوزوییک پسین و مزوزوییک

بر مبنای اطلاعات بررسی شده در صفحات قبل، و نیز بر اساس شواهد پالنومفناطیسی که توسط (1979, 1982, 1983) Wensink، (1980) Forster و Wensink et al (1978)، Wensink and Varcamp و نیز (1984) Soffel بیان شده است، می توان الگوی تکنونیکی زیر را در نظر گرفته. نکات برجسته این الگو به قرار زیرند:

الف: در نظر گرفتن ناحیه پوداتا کاسی به عنوان کمائی که قبلاً به هم مرتبط بوده است.

ب: چرخش ۱۳۰ درجه ای کوچک قاره ایران مرکزی در جهت خلاف حرکت عقربه های ساعت در زمان مزوزوییک.

پ: وجود گسله های راستالغز در وسعت زیاد.

۳-۱ پالنوزوییک پسین

حاشیه شمال خاوری سرزمین کندوانا، بین ترکیه و استرالیا، در کریونفر و پرمین پیشین به طور متناوب ولی در مسافتی طولانی، در مجاورت یک کمان حاشیه قاره ای قرار داشته است. این محدوده شامل زون پوداتا کاسی در باختر، نواحی البرز و طیس در میانه، و پامیر مرکزی (Shvolman 1978) در خاور است. این کمان در زون پوداتا کاسی و پامیر مرکزی گسترش خوبی داشته و مدتی طولانی پایدار بوده است (در زون پوداتا کاسی از کریونفر پیشین تا تریاس پسین، در پامیر مرکزی از پرمین پیشین تا تریاس). نشان وجود این کمان در البرز و بلوک طیس نیز فعالیت های آذرین بازیک و

قطعات پوداتا کاسی و تداوم فرونشینی در حوضه کپه داغ است. دو الگوی هورست و گرابن به طور مستقل از هم در ایران میانی شکل گرفته اند که اولی در تریاس - ژوراسیک پیشین و دومی در ژوراسیک - کرتاسه پیشین است. بعضی از این گرابن ها شامل بیش از ۵ کیلومتر رسوبات ژوراسیک اند که بیش از ۳ برابر ضخیم ترین برش ژوراسیک در زاگرس اند (1968 Stocklin). بر وجود تغییر شکل های مکرر در طول بخش های گسله قدیمی به خصوص در ایران میانی و نواحی جنوب شوروی سابق، محققان زیادی تاکید کرده اند. هم چنین اکثر آنها اظهار داشته اند که این مناطق گسله در طول تاریخ خود و در زمان های مختلف، حرکات راستالغز قابل ملاحظه ای داشته اند. شواهد مستقیم برای گسله های راستالغز مزوزوییک در حال حاضر فقط در طول حاشیه های بلوک طیس (1968 Rutiner et al 1981, Berberian) و در ماسیف Dzirula (1982 Adamia et al 1987, Sengor) وجود دارد. شواهد غیر مستقیم نیز فراوان اند، از جمله اثرات گسل، برش های عرضی نواحی گسله، و مغناطیس دیرین، که با وجود حوضه های کششی در بعضی مناطق کامل می شوند گسل هایی که قلمرو تیزی خاور میانه را به بخش های تکنونواستراتیگرافی مجزا تقسیم می کنند، اکثر خصوصیات گسل های راستالغز را دارند.

(1968 Rutner et al) جا به جایی از نوع راستالغز به میزان حداقل ۵۰-۴۰ کیلومتر را در کوه کالشانه (شکل ۲)، بر روی رخساره های پرموتریاس در ناحیه شیر گشت مشخص کرده اند. در ادامه جنوبی این بخش گسله، رخنمون های دوکی شکل پالنوزوییک وجود دارند که احتمالاً در طول گسل جا به جایی داشته اند. به سمت جنوب، برش عرضی VI در شکل ۳، زون گسله را قطع می کند. این برش به شکل بادبزنی (یا درخت خرما) است و با گسل هایی همراه است که اکثر آنها، به استثنای یک مورد، جدایش معکوس دارند. این استثنائاتی است که با حرف N مشخص شده است. به نظر می رسد که در این ناحیه گسل خوردگی آغازین قبل از کرتاسه باشد.

مثال دیگر سیستم گسله ده شیر - شهر بابک - بافت است که جا به جایی راستالغز راستالغز را نشان می دهد (1981 Berberian). حرکت راستالغز این ساختمان در زمان مزوزوییک منتسب به چرخش ۱۳۰ درجه ای و در خلاف حرکت عقربه های ساعت مربوط به کوچک قاره ایران مرکزی است (1985 Soffel and Forster 1981, Davoudzadeh). همان طور که در برش عرضی V در شکل ۳ مشخص است، ناحیه گسله شیب های مختلف دارد جدایش غالب آنها، به جز سه مورد (گسل های نشان داده شده با علامت R)، از نوع عادی است.

مثال سوم مربوط به موقعیت شماره ۲۱ در شکل ۲ است. در این محل، (1988 Rutner) گسل های عمیق با شیب های مختلف را مشخص نموده که شکل برش عرضی آنها بیش تر شبیه به گل لاله است تا درخت خرما. به عقیده وی، حرکات راستالغز از نوع چپ لغز در این ناحیه گسترش دارند (شکل ۳، برش عرضی I).

ناحیه سسندج سیرجان توسط گسل های راستالغز (گسل های آباد، ده شیر، شهر بابک، بافت) یا فروافتادگی های طویل که احتمالاً تحت کنترل گسل های راستالغز قرار دارند از ایران میانی جدا می شود. نحوه گسل خوردگی در برش عرضی IV در شکل ۳ مشابه موارد V و VI است. برش عرضی IV در شکل ۳ نشان می دهد که بعضی از گسل های

جزایر اقیانوسی یافت می‌شوند. به این ترتیب، یافته‌های آنان می‌توان حمایتی قطعی بر تفسیر بازشدگی اولیه Hawasina در عمان به عنوان یک کافت داخل قاره‌ای باشد.

۳-۲ تریاس

در تریاس پیشین (شکل A ۴) گشش داخل قاره‌ای در عقب کمان پوداتا کسائی باعث شده یک حوضه پشت کمانی بین این ناحیه و قسمت شمالی سرزمین گندوانا، از ترکیه تا عمان به وجود آید. این حوضه پشت کمانی در ترکیه شامل پلانفرمی به نام بلوک Kirsehir است که یادآور پشته Yamoto در دریای ژاپن است. پلانفرم Baid (1988) Bechenec در عمان، حدود تریاس میانی تا پسین شروع به خردشدگی می‌کند، مکان‌های انبساط به سوی شمال خاوری منتقل می‌شوند، و حوضه اصلی نتوتیس شروع به شکل‌گیری می‌کند. بسیاری از آگزوتیک‌های عمان آتش‌فشان‌های زیردریایی در یک حوضه پشت کمانی رو به توسعه بوده‌اند (همانند آتش‌فشان‌های زیردریایی Marsili, Vavilou, Managhi و Usticha در دریای Tyrrhenian). در حالی که این آتش‌فشان‌های زیردریایی در کناره صفحه عربی باقی می‌مانند، مکان‌های انبساطی از پهنه عربی دور می‌شده‌اند. همانند دریای Tyrrhenian، بعضی از این آتش‌فشان‌های زیردریایی، به احتمال، دارای یک پی‌سنگ اقیانوسی بوده‌اند (1974 Glennie)، در حالی که بعضی دیگر ممکن است بر روی قاره شکل گرفته باشند (1988 Bechenec).

شکل B ۴ نشان دهنده موقعیت زمانی رسین و مربوط به فعالیت‌های کوه‌زایی Cimmerides در خاورمیانه است. کمان پوداتا کسائی، شمال باختر و مرکز ایران در طول شکاف پالتوتیس، به صورت بلوکی منفرد به لورازیا متصل بوده‌اند. در همین حال بعضی گسل‌های راست‌الغز به طور هم‌زمان در مرکز ایران، در ناحیه ساغند (Haghipour et al 1977) و رشته شتری (Stocklin et al 1965) وجود داشته‌اند (حرکت راست لغز بلوک‌های یزد و طبس و لوت به طور هم‌زمان این طرح ساده را به هم ریخته است). پس از برخورد در ایران، پالتوتیس به صورت بقایای اقیانوسی‌هایی از نوع مدیرانه خاوری در شمال ترکیه و افغانستان ظاهر می‌شود.

همان‌طور که در شکل B ۴ نشان داده شده است، بقایای اقیانوس پالتوتیس در شمال ترکیه، که با کمپلکس‌های فلیشی Akgol (شمال ترکیه)، Tauridian (کریمه)، Nalbant (شمال Dobrudja)، و Lipacka (کوه‌های Strandja) مشخص‌اند، احتمالاً در اواخر ژوراسیک پیشین، توسط حرکت اولیه چپ‌لغز قاره‌سیرمین نسبت به لورازیا جا به جا شده است. اقیانوس پالتوتیس بین قفقاز و افغانستان در طول دو ناحیه زیرراندگی که جهت مقابل هم دارند، بسته شده است. حرکت اولیه راست لغز مربوط به قاره سیرمین در طول این شکاف روی داده و باعث به وجود آمدن پدیده‌های برشی در زون Chorchana-Utslevi شده است (شکل B ۴، موقعیت D 1987 Sengor). احتمالاً همین حرکات نیز باعث فوران بازالت‌های سازند شمشک در شمال ایران شده‌اند.

۳-۳ ژوراسیک

تغییر مهم در سیر تکاملی کوه‌زایی Cimmerides در خاورمیانه،

حدواسط و نیز تغییر شکل‌های اولیه در ناحیه ساغند، منتهی‌الیه شمالی بلوک طبس (ناحیه گاشمر 1974 Bratash) و در جلفا (1979 Altiner) است. اگر نظرات (1984 Sharkovskiy and Romanko)، (1987 etal Davoudzadeh) در مورد دگرگونی و دگرشکلی‌های به سن پالتوزویک پسین در بلوک شمال باختری ایران درست باشند، می‌توان آن‌ها را شاهدهی بوجود کمان پالتوزویک پسین در شمال باختری ایران دانست. بازسازی حاشیه شمال خاوری سرزمین گندوانا به حالت اولیه یا قراردادن تمامی قطعات شکسته شده قاره‌ای در وضعیت‌های اولیه، به استثنای بلوک Qantang خاوری، به انجام رسیده (بخش‌هایی از قاره‌سیرمین در کسربند کوه‌زایی تتیسی خاورمیانه) و در شکل A ۴ نشان داده شده است. نحوه انجام این بازسازی بدین قرار است:

در ترکیه شواهد کوه‌زایی به سن تریاس (موقعیت‌های ۲ و ۴ در شکل ۲) در هردو سوی شکاف نتوتیس گزارش شده است. هرگونه بازسازی باید این نواحی را به صورت بخش‌های پیوسته‌ای نشان دهد (Sengor et al 1984, Yilmaz et al 1987). هنگامی که قطعه pontide-Rhdope، قاره Sakarya و بلوک Kirsehir به موقعیت‌های خودشان بازگردانده شوند، انتهای باختری زون پوداتا کسائی شکل خواهد گرفت و ادامه خاوری آن در ماوراء قفقاز (AT/AK و D در شکل A ۴)، ناحیه سندج سیرجان، مکران و لوت خاوری در مقابل پهنه عربی قرار می‌گیرند. از آن‌جا که شمال باختری ایران و کوچک قاره ایران مرکزی دارای پی‌سنگ پان آفریکن پروتروزیویک هستند و پوشش پالتوزویک گندوانایی مشابه با پهنه عربی دارند، باید در مقایسه با زون پوداتا کسائی موقعیت داخلی تری نسبت به گندوانا داشته باشند از آن‌جا که نواحی البرز و بلوک طبس پیش‌تر به صورت حاشیه‌های قاره‌ای غیرفعال بوده و سپس به کمان حاشیه قاره‌ای تبدیل شده‌اند، به نظر نگارنده می‌توان آن‌ها را با زون پوداتا کسائی در یک راستا در نظر گرفت و شمال باختری ایران و کوچک قاره ایران مرکزی را در ادامه جنوب خاوری پلانفرم عربی، در مقابل سرزمین گندوانا قرار داد (1988 Sengor).

به دلیل آن که فرآیند کوتاه‌شدگی در مکان‌هایی واقع در کمان پوداتا کسائی تا پرمین ادامه می‌یابد، این کمان می‌بایستی حداقل در قسمت‌هایی در محدوده زمانی کربونیفر تا پرمین پیشین به صورت یک کمان فشاری عمل کرده باشد. در پرمین پیشین ماهیت آن تغییر یافته و تا پرمین میانی به صورت یک کمان کششی درآمده است (به استثنای ناحیه گلپایگان و ترکیه). این انبساط ممکن است به دگرشکلی‌های فشاری در عمان خاتمه داده و باعث شروع بازشدگی اقیانوس نتوتیس در تمام طول زاگرس شده باشد. از شواهد این رویداد نیز می‌توان به بازالت‌های دهید و عمان و گسل‌های عادی واقع در ناحیه کوه دینار نام برد (1978 Szabo and Kheradpir). در عمان حوضه Hawasina (یا حوضه Hamrat) نشان دهنده محل کشیدگی است و پلانفرم Baid (1988 Bechenec) به صورت بخشی از کمان پوداتا کسائی از عربستان جدا شده است.

به تازگی Ziegler et al (1990) برای اولین بار در جهان وجود متاکربوناتیت‌ها را در سنگ‌های دگرگون شده آفیولیتی Semail در زون Dibba گزارش کرده‌اند. آن‌ها هم‌چنین اظهار داشته‌اند که کربناتیت‌ها فقط در نواحی کافت‌های داخل قاره‌ای و به ندرت در

که احتمالاً در ویلینباخین روی داده است، شروع حرکت به سمت ساحل و مستقل چپانز (Beck 1988) مربوط به کمان پوداتا کاسی در راستایی مطابق بر شکاف پالتوتیس در جنوب قطعات ایران مرکزی و شمال باختر ایران است. بازشدگی زون اسلیت- دیاباز در قفقاز بزرگ را نیز می‌توان یک رویداد کششی در نظر گرفت. کشیدگی‌هایی که به دنبال تصادم در قفقاز کوچک (بازشدگی Sevan- Akera- Karadagh)، پی‌سنگ Khoura، و شمال ایران (حوضه‌های شمشک) به وجود آمده است نشان دهنده یک انبساط ثانوی در ارتباط با حرکت راستالغز زون پوداتا کاسی است. حرکت خلاف جهت عقربه‌های ساعت در ایران، در زمان ژوراسیک آغاز شده است (Soffel and Forster 1984) و احتمالاً با بازشدگی اقیانوس ناین بافت (بخش باختری اقیانوس‌های احاطه کننده ایران مرکزی) به اتمام رسیده است. یکی از عوامل احتمالی چرخش ایران مرکزی، حرکت به سمت ساحل زون پوداتا کاسی، و عامل دیگر اتصال ایران مرکزی از جهت شمال خاور به بلوک فرج است که تولید یک جفت نیروی برشی کرده است (شکل ۱ C). این تفسیر راه حل مناسبی برای توجیه چرخش کوچک قاره ایران مرکزی ارائه می‌دهد و دیگر نیازی نیست که با توضیحات مشکل به توجیه چرخش مستقل این قلمرو کوچکید.

در طی ژوراسیک زون اسلیت دیاباز و نیز اقیانوس‌های Sevan- Akera- Karadagh و ناین بافت رو به توسعه بوده‌اند. گسترش کف اقیانوس در اقیانوس Sevan- Akera- Karadagh در ژوراسیک میانی تا پسین آغاز شده و شرایط کششی در حوضه کپه داغ در ژوراسیک میانی آغاز شده است. شرایط کششی در کپه داغ احتمالاً توسط حرکت راستالغز زون پوداتا کاسی به وجود آمده است (شکل ۱ C).

تفسیر شکل‌های فشاری، فعالیت‌های دگرگونی، و نیز فعالیت‌های مربوط به کمان‌های ماگمایی در ایران و قفقاز در ژوراسیک میانی تا ژوراسیک پسین افزایش می‌یابد این مسئله را می‌توان تا اندازه‌ای به آغاز زیرراندگی در زیر حاشیه‌های خاوری و جنوبی بلوک لوت و نیز حاشیه جنوب باختری زون سنندج- سیرجان نسبت داد. از شواهد این رویدادها می‌توان به گرانیته سرخ کوه در مرکز لوت و نیز تعیین سن ایزوتوپی (۱۷۰ میلیون سال) اشاره کرد که بر دگرگونی در ناحیه ده سلم در خاور لوت دلالت دارند (Berberian and King 1981, Davoudzadeh & Schmidt 1987).

زیرراندگی ژوراسیک پسین در حاشیه خاوری بلوک لوت و نیز در بخش جنوبی زون سنندج- سیرجان در تمام ژوراسیک پسین و کرتاسه پیشین ادامه داشته و در حاشیه جنوبی در قطعه pontide-Rhodope تا آلپین نیز ادامه یافته است (شکل ۱ D Gorur 1988).

۳-۴- کرتاسه

در کرتاسه پیشین فعالیت‌های حواشی همگرای صفحات در طی کوه‌زایی Tethysides در خاورمیانه (شکل ۱ D) افزایش می‌یابد، هم‌چنین شواهدی برای پس‌روی دریا در منطق وسیعی از شمال باختر ایران، کوچک قاره ایران مرکزی، و زون سنندج- سیرجان وجود دارد. زمان وسیع‌ترین خروج از آب (نئوکومین پسین 1977 and Studehnia)

(Stocklin) با زمان پایین‌ترین سطح تراز آب دریا در کرتاسه پیشین مطابقت ندارد. اگرچه نمی‌توان تأثیر بالا آمدگی‌های اندک در مقیاس جهانی را بر پس‌روی اصلی دریا در ایران نادیده انگاشت، ولی به دلیل آن که بالا آمدگی یک نواخت سطح دریا بین نئوکومین و سنومانین تأثیری بر چینه‌شناسی ناحیه نگذاشته است، لذا حرکات ناشی از بالا آمدگی‌های در مقیاس جهانی نیز تأثیر چندانی بر پس‌روی دریا در ایران در زمان کرتاسه پیشین نداشته است. شواهد پالئومغناطیسی نشان می‌دهند که ادامه چرخش کوچک قاره ایران مرکزی (Forster & Soffel 1984) با حرکات راستالغز راست‌لغز در طول گسل‌های اصلی تقسیم کننده این ناحیه همراه بوده است. ضخامت زیاد رسوبات تخریبی به سن بارمین تا آپسین در باختر پشت بادم، دلیل حضور حوضه‌های کششی در طول ناحیه گسله یزد- طبس است.

زیرراندگی به سمت شمال، در طول ناحیه سنندج- سیرجان انجام گرفته است و احتمالاً تا منتهی‌الیه خاوری pontide گسترش دارد. در این ناحیه سری‌های بازیک زیرین نشان دهنده محصولات آغازین این زیرراندگی‌اند (Sengor et al 1984). بالا آمدگی اقیولیت‌ها در اقیانوس Sevan- Akera- Karadagh قبل از آلپین شروع شده ولی جای‌گیری نهایی در سنومانین و کوناسین انجام شده است.

زیرراندگی خاوری لوت احتمالاً تا کرتاسه پیشین انجام می‌گرفته اما حدود آلپین متوقف شده است. آهک‌های اوریپتولین‌دار به این سن به طورناپوسته محصولات این زیرراندگی را در سنگ‌های دگرگون ده سلم و شاه کوه می‌پوشانند. احتمالاً فعالیت ناحیه زیرراندۀ سیزوار- سیستان به طور هم‌زمان و یا به دنبال خاتمه زیرراندگی در حاشیه خاوری بلوک لوت، آغاز شده است. اولین مدرک برای ناحیه زیرراندۀ سیزوار- سیستان فلیش‌های به سن کرتاسه بالایی (کامپانین) و فعالیت‌های آذرین مرتبط با زیرراندگی هستند (Lindenberg 1984, Baroz 1989, Tirrul 1983).

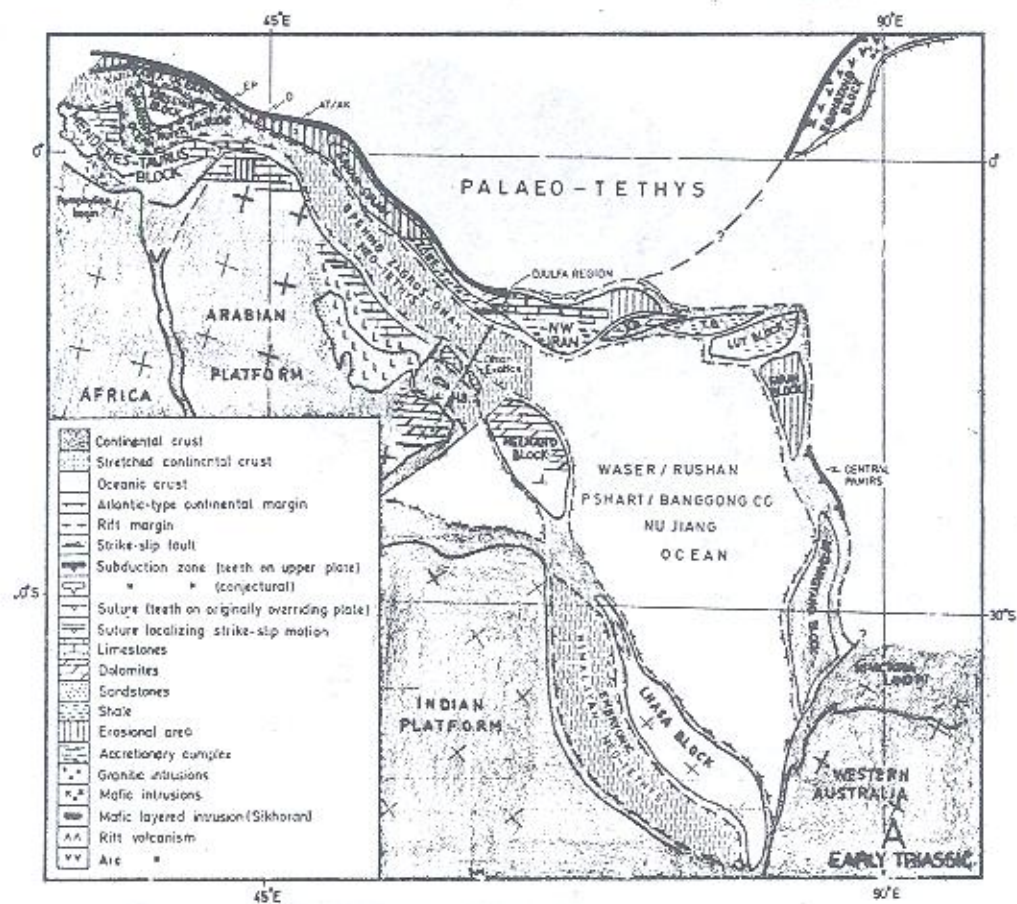
به نظر نگارنده، نواحی زیرراندۀ سیزوار- سیستان، بخش‌هایی از

همان حاشیه هم‌گرا هستند که در طول لبه باختری بلوک‌های مرکب فرج و هلمند شکل گرفته است (شکل ۱ D و E Sengor 1984, 1988, Boulin). ناحیه زیرراندگی وسیع‌تر در سیستان، احتمالاً توسط حرکت باختری بلوک‌های به هم پیوسته فرج و هلمند در طول شکاف پالتوتیس به وجود آمده است (شکل ۱ D).

در طی کامپانین، حرکت نسبی اوراسیا- آفریقا هم‌گرایی بیش‌تری می‌یابد (Savostin et al 1986) هم‌چنین این تغییر مقارن با افزایش فعالیت حاشیه‌های هم‌گرا در محدوده کمربند کوه‌زایی تپسی خاورمیانه است (شکل ۱ E). این رژیم فشاری تا پالئوسن ادامه یافته و رسوبات انوسن در تمام نقاط، با دگرشیمی زاویه‌دار مشخص، بر روی سازندهای قدیمی‌تر قرار می‌گیرند (Stocklin 1968).

در انتهای کرتاسه پسین، حرکت در خلاف جهت عقربه‌های ساعت کوچک قاره ایران مرکزی تکمیل شده و حاکی از پایان حرکت راستالغز به سوی ساحل زون پوداتا کاسی است. یکی از دلایل توقف این حرکت آن است که قطعاتی از زون پوداتا کاسی (ناحیه Karabagh) طی حرکت خود در جهت ساحل تحت فشارهای فزاینده شمالی- جنوبی، توده‌های اصلی را بریده و در طول گسل‌های راستالغز در اقیانوس بسته شد Sevan- Akera- Karadagh بر جای

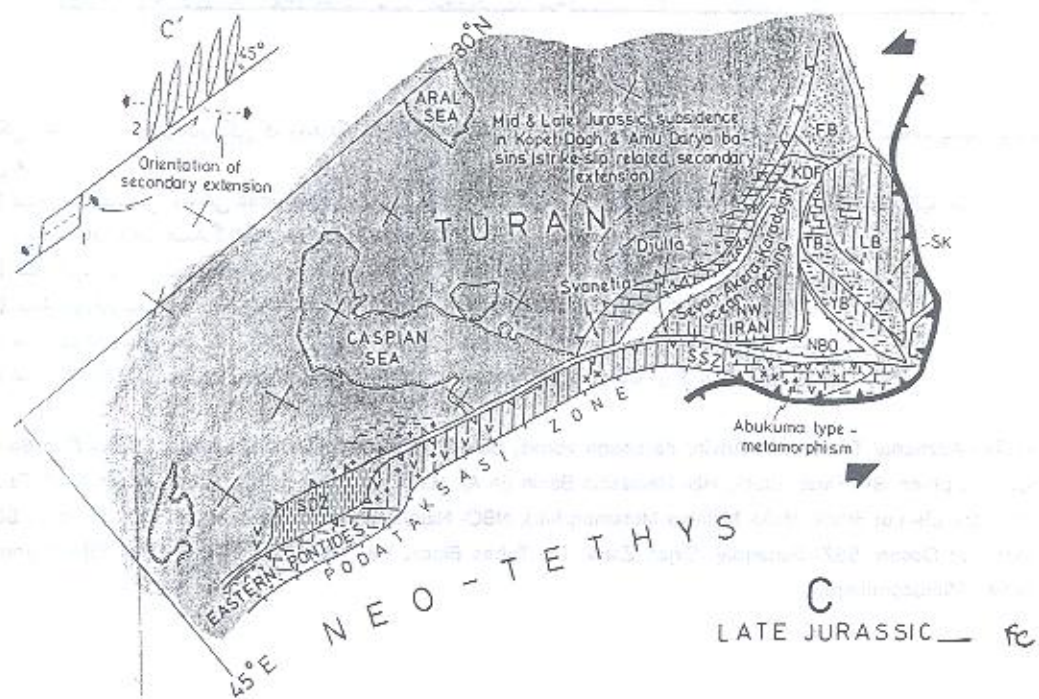
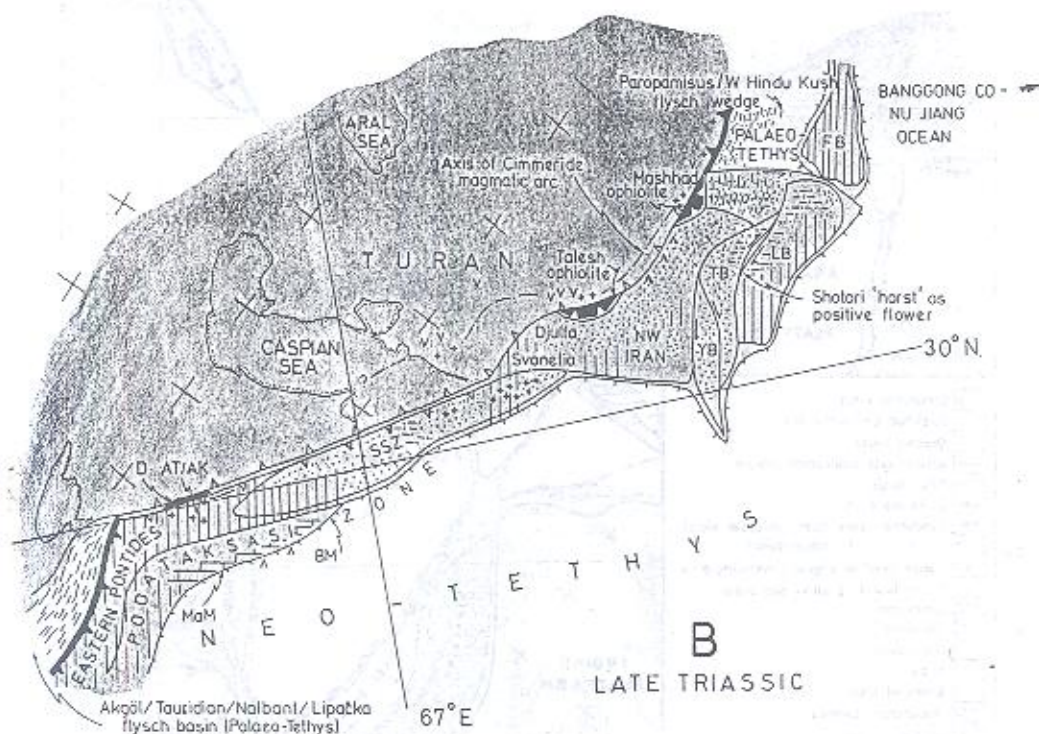


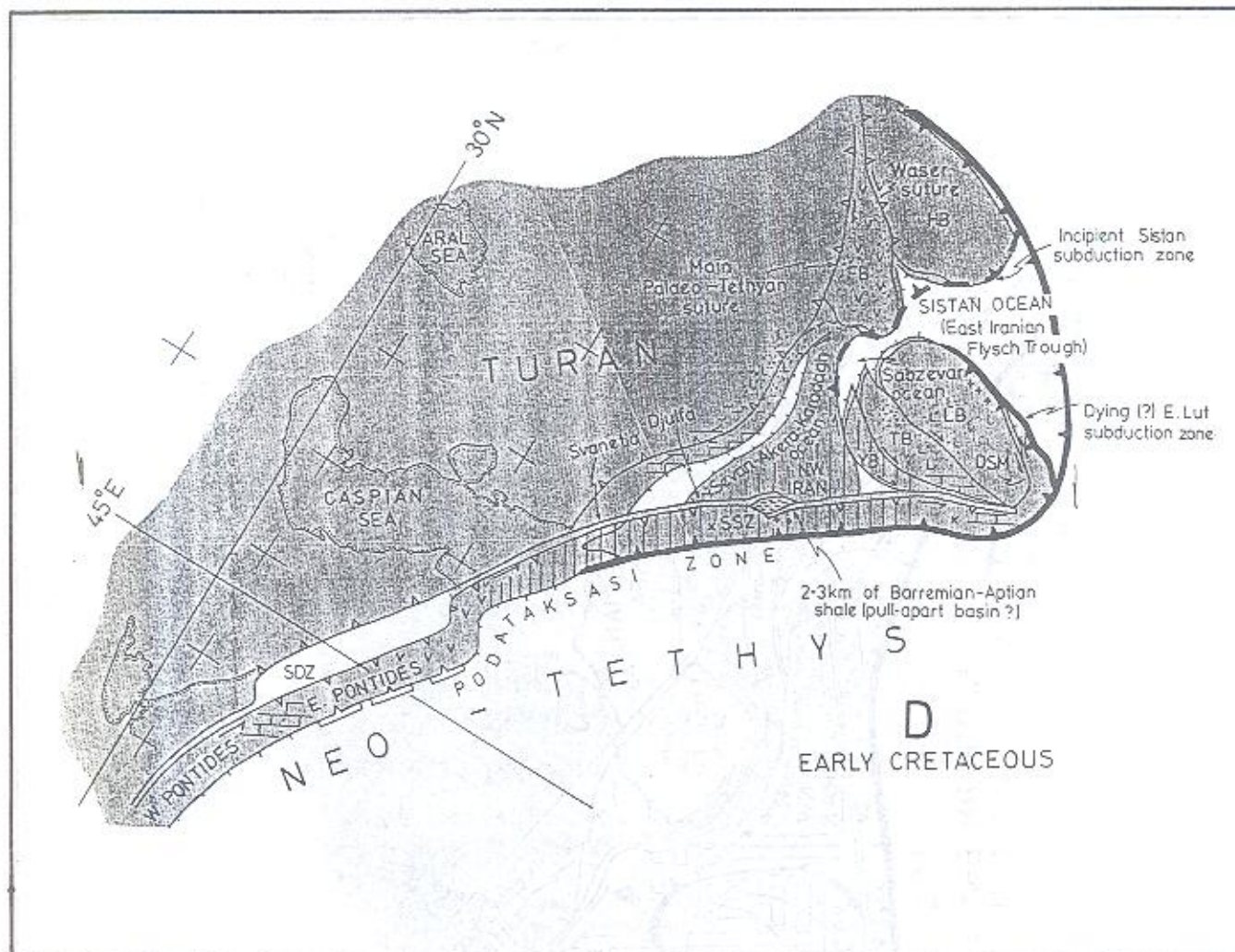


شکل ۴- نقشه‌های پالئوکتونیک که روند تکاملی کوهزایی تیتسی را در خاورمیانه از زمان تریاس پیشین تا کرتاسه پسین نشان می‌دهند

- (A) نقشه پالئوکتونیک کوهزایی Tethysides جنوبی و مرکزی در زمان تریاس پیشین. علائم موجی شکل در منتهی‌الیه جنوبی زون سندج سیرجان نشان دهنده گره‌شکلی‌های مرتبط با کوهزایی و دگرگونی‌های هم‌زمان‌اند.
- (B) نقشه پالئوکتونیک بخش‌های شمالی و میانی کوهزایی Tethysides خاورمیانه در زمان تریاس پسین.
- (C) نقشه پالئوکتونیک بخش‌های شمالی و میان کوهزایی Tethysides خاورمیانه در ژوراسیک پسین.
- (D) نقشه پالئوکتونیک بخش‌های شمالی و میانی کوهزایی Tethysides خاورمیانه در زمان کرتاسه پیشین.
- (E) نقشه پالئوکتونیک بخش‌های شمالی و میانی کوهزایی Tethysides خاورمیانه در کرتاسه پسین.

AT/AK- Adzharia/ Trialeti and Artvin/ Karabagh zones, BM- Bitlis Massif, D- Dzirula Massif, DSM- Deh Salm Metamorphics, BF- Farah Block, HB- Hawasina Basin (in A), Helmand Block (in B-E) KDF- Kopet Kagh Fault (normal), LB- Lut Block, MaM- Malatya Metamorphics, NBO- Nain/Baft Ocean, SDZ- State- Diabase Zone, SO- Sabzevar Ocean, SSZ- Sanandaj- Sirjan Zone, TB- Tabas Block, YB- Yazd Block (LB+ TB+ YB= Central Iranian Microcontinent).



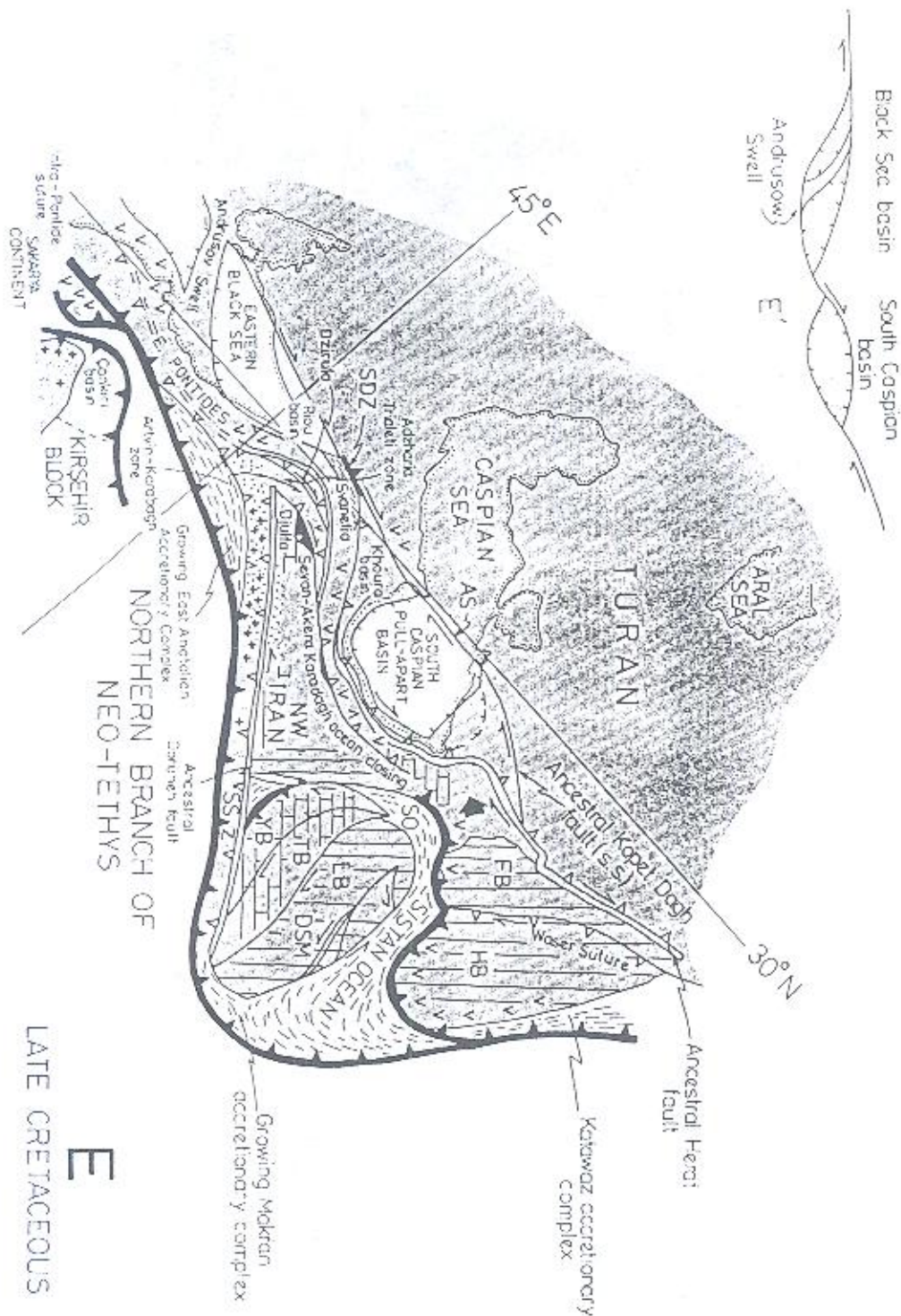


و جنوب دریای خزر تفاوت اساسی دارند. در ایران، نواحی فشاری جنوبی توسط رشته جبال البرز از نواحی کششی شمالی جدا گردیده‌اند به پیروی از Apolskiy (1974)، نگارنده نیز اقیانوس خزر جنوبی را به صورت یک حوضه کششی در طول ناحیه گسلی پیوسته و راست‌لغز از نوع راست‌لغز در محدوده هرات، البرز، و قفقاز بزرگ در نظر می‌گیرد (شکل ۴).

Shikalibeli and Grigorian (1980) و نیز Berberian (1983) داده‌های فراوانی در مورد جوان بودن این ساختمان ارائه کرده و محدوده سنی مزوزویک پسین و حتی سنوزویک پیشین را برای آن در نظر می‌گیرند. حوضه Khourah در امتداد باختری حوضه کششی خزر جنوبی است و می‌تواند از لحاظ زایشی با آن مرتبط باشد. این حوضه به صورت یک گودال عمیق در الیگوسن شکل گرفته است. بازشدگی دریای سیاه در آلبین توسط گسل‌های عادی کششی

گذاشته‌اند (شکل ۴ E). این قطعات افزوده شده در طرفین، تکرار بخش‌هایی از زون پوداتاکسائی و شمال باختری ایران را، که در بخش‌های قبل به آن اشاره شد، توجیه می‌کنند. شاید بتوان گفت اکلوزیت- آمفیبولیت‌های به سن ۴۲ ± ۳۳۰ میلیون سال که با افیولیت‌های Sevan-Akera همراهند بقایای کمپلکس زیرراندگی پالتوتیس‌اند که به درون اقیانوس Sevan-Akera-Karadagh کشیده شده و با افیولیت‌های بسیار جوان‌تر آن مخلوط شده‌اند.

در کرتاسه پسین مقدار زیادی فلیش به کمپلکس‌های افزایشی نه و راتوک در ناحیه سیستان (Tirul 1983) و به واحد دولت آباد در ناحیه سبزوار (Lindenberg et al 1984) افزوده گشته است (شکل ۴ E). ساختمان‌های فشاری در بیش‌تر قسمت‌های ایران مرکزی و شمال باختر ایران، ماوراء قفقاز، و جنوب pontides وجود دارند و با ساختارهای کششی در دریای سیاه، فروافتادگی‌های Riou و Khourah،



پی‌سنگ، (Baud and Stampfli 1989) برداشته‌اند. آن‌ها یک سیستم جزیره‌کمانی را در شمال شکاف اصلی پالتوتیس در شمال ایران و جنوب ترکمنستان تشخیص داده‌اند. بر مبنای نتایج حاصل از مطالعات تحت‌الارضی، به نظر می‌رسد که احتمالاً تمامی پی‌سنگ بین اقیولیت‌های Sultan Uiz Dag و شکاف تالش- مشهد شامل مواد زیراندگی افزایشی و یک یا دو جزیره‌کمانی است.

این مقاله تأثیر مهمی بر درک ما از سیر تکامل کوهزایی تتیسی در خاورمیانه به طور اخص، و مطالعه کمربندهای کوهزایی به طور اعم دارد. در بخش‌های قبلی دیدیم که در نظر گرفتن ویژگی حاشیه‌غیرفعال برای اغلب حاشیه‌های شمالی گندوانا در پالتوزویک پسین نادرست است. در عوض، اغلب این حاشیه‌ها در ترکیه (Sengor et al 1984)، قفقاز، و ایران همانند پامیر مرکزی شمال تبت و تایلند، فعال به نظر می‌رسند، یعنی یک کوه‌زاد ماگمایی کمانی‌اند. تغییر خصوصیت این کمان منجر به ظهور و پراکندگی اولیه نئوتتیس در پشت آن شده است. تعداد زیادی گسل‌های هم‌زمان با برخورد و پس از آن و نیز دگرشکلی‌های فشاری چند مرحله‌ای، قسمت‌های وسیعی از این کمان را در داخل بخش‌های پس کرانه‌ای گندوانایی در داخل کمپلکس کوهزایی تتیسی مخفی ساخته و بعضی دیگر را به کلی از بین برده است.

بررسی روند تکاملی پالتوزویک پسین و مزوزویک در محدوده کوهزایی تتیسی خاورمیانه، این تفکر را القا می‌کند که ممکن است بسیاری از بازسازی‌ها در مورد موقعیت‌های قاره‌ای پیشین به دلیل وجود حرکات راستالغز ناشناخته‌ای که دارای بزرگی و فراوانی زیادند، بیش از ۱۵۰۰ کیلومتر خطا داشته باشد. بنابراین، لازم‌ارزایی جامع از تاریخ تکتونیکی یک ناحیه کوچک به وسعت ۱۰^۵ کیلومتر مربع داشتن اطلاعات از منطقه‌ای ۱۰ برابر بزرگ‌تر است.

سپاس‌گزاری مترجم

در ترجمه این مقاله از راهنمایی‌های ارزشمند آقای دکتر مهدی علوی استفاده بسیار شده است، که بدین وسیله مراتب تشکر خود را از ایشان اعلام می‌دارم.

برای استفاده از منابع لطفاً به اصل مقاله مراجعه شود.

* دانشگاه استانبول، ترکیه

** سازمان زمین‌شناسی کشور

* Istanbul University, Turkey

** Geological Survey of Iran

آغاز شده است. این گسرها در شمال ترکیه تا سنومانین فعال بوده‌اند (Gorur 1988). در اداس- ووری دریای سیاه، گودال Adzharia- Trialeti واقع شده که حدود ۶ کیلومتر سنگ‌های آلکالی تا آلکالی بازالت در زمان پالتوزن پیشین در آن تجمع یافته است (Lordkipanidze 1977). سیستم راستالغز دریای خزر- دریای سیاه تمامی ناحیه کوهزایی Cimmericides را در قلمرو تتیسی خاورمیانه به میزان حداقل ۵۰۰ کیلومتر در جهت باختر، نسبت به صفحه پایدار اوراسیا و در محدوده زمانی کرتاسه-پسین تا انوسن جا به جا کرده است (شکل ۴E). به دلیل آن که در مزوزویک پسین، ناحیه سنج- سیرجان و به همراه آن بقیه زون پوداتا کاساسی، به موقعیت فعلی خودشان نسبت به اوراسیا و دیگر واحدها می‌رسند، لذا بررسی وقایع تاریخی کمربند کوهزایی تتیسی در خاورمیانه را می‌توان به اتمام رسانید.

۴- بحث و خلاصه

اطلاعاتی که در صفحات پیش بررسی شدند به طور مشخص بزرگ پارچگی بخش‌های مختلف زون پوداتا کاساسی در پالتوزویک پسین و مزوزویک اشاره دارند. پذیرفتن یک پارچگی این زون، کلیدی برای حل معماهای پالتوتکتونیک خاورمیانه خواهد بود. سیرتکاملی این بخش از جهان در پالتوزویک پسین، که شامل رویدادهای مهمی نظیر بازشدگی نئوتتیس در پرمین میانی و نیز چرخش در خلاف جهت حرکت عقربه‌های ساعت مربوط به ایران مرکزی است، در چهارچوب این مدل به آسانی توجیه می‌گردد. به علاوه، این الگو قادر است توضیحات قابل قبولی جهت رویدادهای تکتونیکی مختلف ارائه نماید این رویدادها به قرار زیرند:

- بازشدگی زون اسلیت- دیاباز در قفقاز بزرگ و پهنای سبتاگم آن.
- بازشدگی اقیانوس Sevan- Akera- Karadagh پس از به وجود آمدن انشعابات نئوتتیس در خاور ترکیه.
- کشش قبل از شمشک و فوران بازالت در البرز.
- تکرار واحدهای تکتونواستراتیگرافی در راستایی مشخص در قفقاز و شمال باختری ایران.
- حضور قطعاتی از زون سنج- سیرجان در جنوب (کمپلکس باجگان) و شرق کوچک قاره ایران مرکزی (دگرگون‌های ده سلم).
- جدایش کوچک قاره ایران مرکزی به سه زیر بلوک و وجود گسل‌های تقسیم کننده این ناحیه.
- دگرشکلی‌های فشاری جداگانه در عمان.
- از مسائل مهم در بررسی‌های پالتوتکتونیکی خاورمیانه طبیعت پی‌سنگ توران (ترکمنستان) است. گام مهم را در شناسایی این