دانشگاه پیام نور

جزوه

زمین شناسی و زمین ساخت خاورمیانه

گردآوری:دکتر حسن علیزاده

خرداد1396

فهرست

عنوان	صفحه
مقدمه	1
فصل اول : آناتولی	6
فصل دوم : خزر	20
فصل سوم : عربستان	45
فصل چهارم : هیمالیا	52
فصل پنجم : افغانستان	77
فصل ششم : پاکستان	86
فصل هفتم : ترکمنستان	92

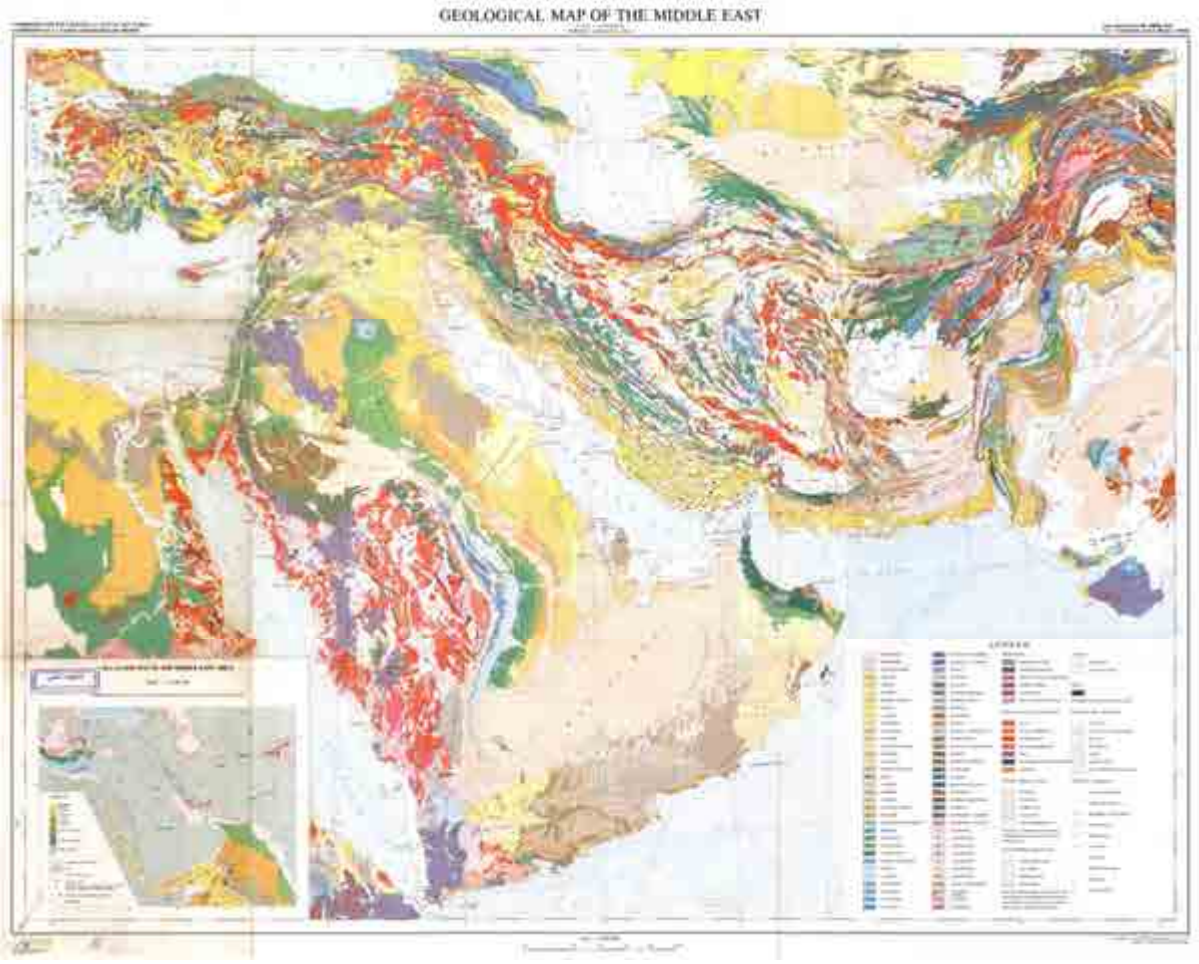
مقدمه:

خاورمیانه منطقه ای از جنوب غربی آسیا شامل نواحی ایران ،قزاقستان،ازبکستان،ترکمنستان، جمهوری آذربایجان، ارمنستان ،گرجستان، جنوب روسیه،ترکیه، افغانستان، پاکستان، عراق، کویت، سوریه، اردن، عربستان، یمن، عمان، امارات، قطر، بحرین،مصر،سودان ، اریتره، اتیوپی،جیبوتی و سومالی می باشد(شکل1 و2).

شکل 1:نقشه جغرافیایی خاورمیانه

این جزوه برای درس زمین شناسی و زمین ساخت خاورمیانه تهیه شده و شامل زمین شناسی و زمین ساخت تعدادی از نواحی مهم خاورمیانه است.در انتها نیز مقاله ای از golonka2004که درخصوص وضعیت

ساختاری حاشیه جنوبی اوراسیا در دوره مزوزوئیک تا سنوزوئیک می پردازدآورده شده که مطالعه آن برای دانشجویان کارشناسی ارشد زمین ساخت الزامی است.



شکل2:نقشه زمین شناسی خاورمیانه

خاورمیانه از دیدگاه زمین ساخت صفحه ای و اشتقاق قاره ها

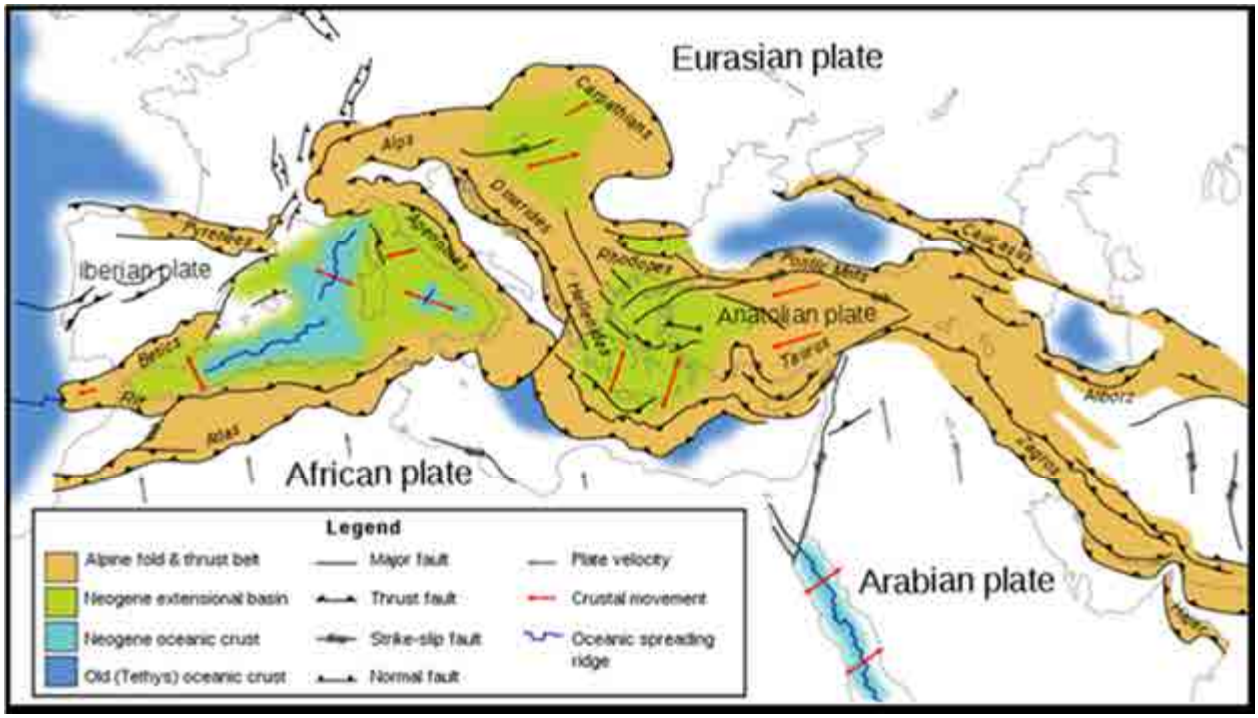
با آنکه به استناد نتایج پالئو مگنتیک می‌توان جدایش و حرکت قاره ها را تا حدی ثابت نمود ولی رخساره رسوبات پالئو زوئیک و ویژگی های زمین ساختی آنها درمورد خاورمیانه با تئوری زمین ساخت صفحه ای کاملاً قابل توضیح نیست بطوری که نهشته های پالئوزورئیک در بخش خاورمیانه دارای رخساره پلانفرمی ویا**EPICOTINENTAL** مشابه در دو سوی ابر قاره فرضی بوده و فاقد رسوبات اقیانوسی و یا دریایی عمیق می‌باشد. این موضوع را می توان در تشابه و یکسانی رخساره رسوبات پالئوزوئیک پلانفرم عربی- زاگرس با ایران مرکزی – البرز و همچنین هند با تبت که بر اساس تئوری زمین ساخت صفحه ای در دوسوی اقیانوس فرضی تتیس قرار گرفته اند به وضوح مشاهده نمود و یکپارچگی آنها رادر پالئوزوئیک حتی اوایل تریاس به

صورت یک پلانفرم واحد ثابت کرد در تکوین تئوری زمین ساخت صفحه ای تتیس پالئوزوئیک را تحت عنوان پالئو تتیس**(Paleotethys)** درجنوب آسیای مرکزی در موضع فعلی پامیر و هندوکش و تتیس جوانتری را به نام مزوتتیس **(Mesotethys)** ویا نئوتتیس**(Neotethys)** در جنوب آن بین زاگرس(که خود بخشی از پلیت آفریقا – عربستان است) و ایران مرکزی فرض می‌نمایند به عبارت دیگربرای تتیس دوجایگاه دردو زمان مختلف تصور میگردد که همزمان با بسته شدن تتیس پالئوزوئیک در شمال ،تتیس مزوزوئیک در جنوب آن شکل می‌گیرد

فصل اول

فلات آناتولی

سلسله جبال آلپ، بخشی از یک سیستم پیچیده کوهستانی است که از جنوب اروپا می‌گذرد به طوری که شکل 1-1 نشان می‌دهد این کمربند کوهزایی علیرغم طویل بودن به مقدار چشمگیری دارای تاب خوردگی است و خلیج هایی(مثل حوضه آدریاتیک) را خارج از سیستم بوجود آورده است در الگوی نسبتاً به هم ریخته تیغه های ساختاری می توان یک تیغه شمالی(سییرانوادا،پیرنه،سلسله جبال آلپ،سلسله جبال کارپاتیان و کوهای قفقاز تا هندوکش)و یک تیغه جنوبی(کوهای اطلس، جبال آپنین، آلپ دیناریک،کوه های تاروس و کوه های زاگرس تا هیمالیا)را تشخیص داد در بعضی جاها فاصله خالی میان دو گروه پشته یاد شده عریض بوده و با نوعی پدیده های سطحی(مثل فلات آناتولی،دشت مجارستان دریای تیرنی) پر می‌شود



شکل 1-1:کمربند کوهزایی آلپ

واحدهای ساختمانی آناتولی:

احسان تکین (1971)زون های ساختمانی مختلفی را با ویژگی های متفاوت تحت عنوان واحد های زمین ساختی آناتولی به شرح زیر از هم متمایز می‌سازد:

1- پونتید(**PONTID**): این بخش ارتفاعات ساحلی دریاه سیاه مرمره و دریای اژه را شامل می‌گردد که بخش وسیعی از آناتولی را پوشش می‌دهد در این بخش رسوبات دریایی از سیلورین تا پلیوسن

مشاهده می‌شود و کم و بیش متاثر از فاز کوهزایی کالدونینی، هرسینینی و سیمیرینی است و از فازهای آلپی تنها پیرنین و هلوتیک تا حدی از شدت بیشتری برخوردار می‌باشند ولی اثر فازهای جوان آلپی بعد از میوسن دراین بخش چندان قابل توجه نیست ادامه خاوری این بخش به آنتی قفقاز(**ANTICUSUS**) و باختری آن از طریق بالکان به رشته کوه های کارپاتین منتهی می‌گردد.

2- توده درونی آناتولی(**INNER ANATOLIAN MASSIFS**): این بخش دگرگونه های آناتولید و یا کریستالین توده های آناتولیایی مرکزی و باختری را شامل می‌گردد که با مجموعه افیولیتی مزوزوئیک همراه است این بخش قبل از ترشیر در اثر فازهای سیمیرین و آلپی به شدت دگرگون گردیده و بطور دگرشیب با رسوبات ترشیر قرار گرفته است دراین بخش توالی ممتدی از رسوبات پالئوزوئیک تا کرتاسه بالا مشاهده می‌شود. ائوسن زیرین را رسوبات کم عمق دریایی و سنگ های آذرآواری تشکیل می‌دهد و در بخشی از آن رسوبات فلیشی و سنگ های آتشفشانی زیر دریایی گسترش فراوان دارد ولی در ائوسن بالایی و الیگوسن و میوسن آغازی رسوبات قاره ای و کولابی در آن توسعه یافته و در میوسن بالایی با فعالیت شدید آتشفشانی همراه بوده است بطور کلی چین خوردگی شدید در این بخش در ارتباط با فازهای آلپی، لارامید، پیرنین و هلوتیک بوده و دارای ویژگی های مشترک با ایران مرکزی است.

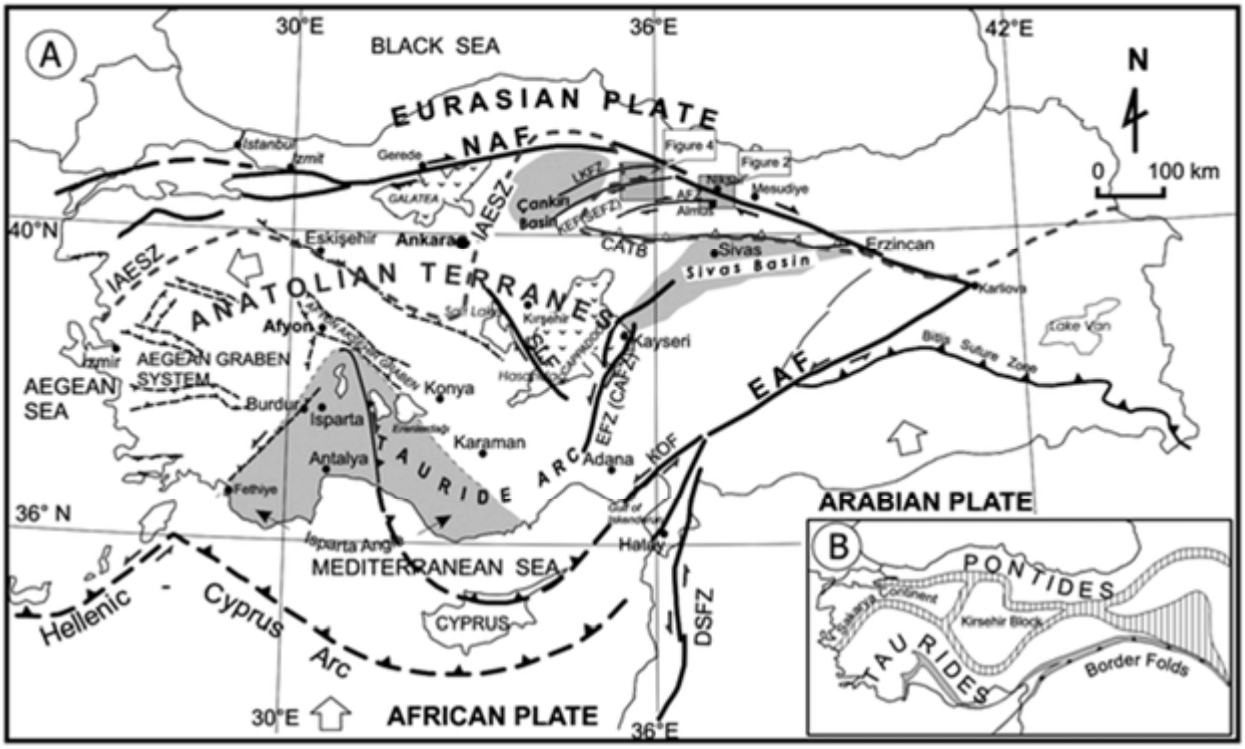
3- توروید(**TAURIDS**): این بخش، در باختر خود ارتفاعات ساحلی مدیترانه را تشکیل می‌دهد وبا یک چرخشی تا خاور ترکیه ادامه می‌یابد دراین بخش برونزدهایی از سنگ غیر دگرگون اوردویسین تا اواخر میوسن مشاهده می‌شود که متاثر از فازهای کوهزایی سیمیرین (قبل از ژوراسیک بالا) و آلپی می‌باشد.

4- بخش چین خورده نوار مرزی(**BORDER FOLDS**): این بخش ارتفاعات مجاور مرز ترکیه با سوریه و عراق را تشکیل می‌دهد که در یک حوضه رسوبی آرام رسوباتی از اینفراکامبرین تا اواخر ترشیردر آن انباشته شده است حرکات کوهزایی موثر در آن به فازهای جوان آلپی مربوط می‌شود و فعالیت ماگمایی بصورت خروجی و نفوذی در این بخش مشهود نیست این بخش در حقیقت دنباله زون ساختمانی چین خورده زاگرس بوده و ویژگی های یکسانی با آن دارد.

لرزه زمین ساخت کشور ترکیه:

ترکیه در حدود42-36 درجه عرضی شمالی 42-26 درجه طول خاوری و در بین دریاهای سیاه و مدیترانه واقع شده و اروپا وآسیا را به هم وصل می‌نماید به استثنای صفحه آناتولی که تقریباً قسمت عظیمی از بخش مرکزی ترکیه را در برمی‌گیرد ترکیه کشوری کوهستانی محسوب میشود این کشور در بخش مدیترانه ای کمربند کوهزایی آلپ هیمالیا قراردارد نقشه خط زمین لرزه درکشور ترکیه نشان میدهد که 91/4درصد از وسعت 775/000 کیلومتر مربع آن و 95 درصد از کل جمعیت کشور در مناطق با خطر لرزه ای بالا قرار می‌گیرند بطورکلی فعالیت لرزه خیزی ترکیه در سه منطقه اصلی به تصویر کشیده می‌شود که شامل زون گسلی شمال آناتولی **(NAF)** زون گسلی خاور آناتولی**(East Anatolian Falt)** و منطقه گرابن های باختر ترکیه می‌شود(شکل1-2) زون گسلی شمال آناتولی تغییر شکل بین ترکیه و اوراسیا را نشان میدهد زلزله های بزرگ باعث شکست تمامی طول 1000 کیلومتری این گسل امتداد لغز راستگرد با جهت خاور-باختر از حدود 30 درجه طول خاوری تا محل الحاق آن به گسل خاور آناتولی در **karliova** در 41 درجه خاوری شده اند. خمیدگی و کمان مشخص گسل اشاره بر تغییر جهت بردار لغزش درطول راستای آن میکند که در تعیین ساز وکار زلزله ها نیز مشاهده می‌شود مشاهدات تاریخی نشان می‌دهد که این گسل محل وقوع زلزله های بزرگ و مخرب تاریخی بوده است، برخی ازاین وقایع به سال دهم بعد از میلاد برمی‌گردند این گسلش در باختر انتهای مشخصی نداشته وتا لرزه خیزی پراکنده باختر ترکیه پیش می‌رود و از باختر منطقه ای با 30/5 درجه طول خاوری مولفه قابل توجهی از گسلش نرمال بر لرزه خیزی ترکیه حاکم می‌شود و تا دریای **اژه** ادامه می‌یابد.

EAF یک گسلش فعال امتداد لغز چپگرد است که از**Antalya** در نزدیکی خلیج اسکندرون و دریای مدیترانه تا **karliova** امتداد یافته است که اوراسیا و عربستان را از هم جدا کرده و جهت عمودی آن شمال خاور-جنوب باختر می‌باشد .این زون یک باند فعال لرزه خیز با پهنای حدود 3-2 کیلومتر است و در جنوب باختری به سیستم گسلی **Dead Sea** می‌پیوندد زلزله های تاریخی و بزرگ این منطقه تنها تا500 سال قبل مستند است . در خاور محل اتصال زون های گسلی شمال و خاور آناتولی منطقه ای با ترکیبی از گسلش امتداد لغز و راندگی دیده می‌شود که از مرز ترکیه و عراق تا قفقاز امتداد می‌یابد در قسمت باختر ترکیه یک منطقه با فعالیت لرزه ای شدید وجود دارد که با جهت خاور-باختر گرابن ها در منطقه **Aegean** مرتبط است . ترکیه مرکزی نیز یک صفحه مرتفع به نسبت هموار و منطقه ای پاد لرزه ای وعاری از گسل های فعال می‌باشد



شکل 1-2:نقشه عناصر زمین ساختی آناتولی

.

در خاور محل الحاق**NAF** و**EAF** ساز و کار زلزله ها مولفه قابل توجهی از راندگی را به همراه گسلش امتداد لغز راستگرد نشان می‌دهند که در منطقه بین زلزله **Varto** در19 آگوست 1966(39/17 درجه عرض شمالی و14/56 درجه طول خاوری) وپس لرزه اصلی آن در 20آگوست(39/30 درجه عرض شمالی 40/70 درجه طول خاوری) قابل توجه است در جنوب دنباله**NAF** نیز راندگی مشاهده می‌شود.

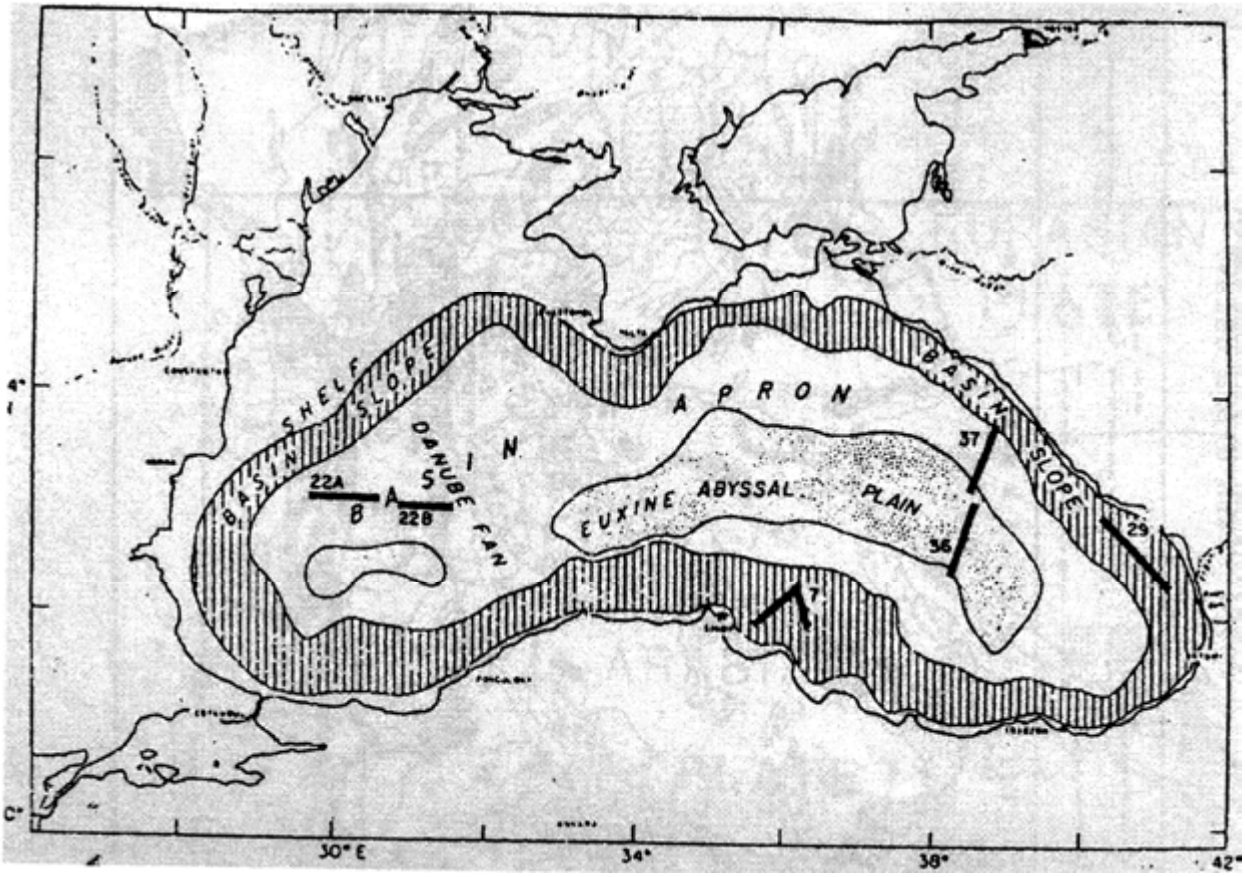
زلزله کم **عمق Chaldiran** در 24 نوامبر 1976 میلادی با گسیختگی به طول 55 کیلومتر و بزرگی 6 ریشتر اثبات می‌کند که گسلش امتداد لغز راستگرد از خاور محل الحاق گسل های شمال و خاور آناتولی تا ایران به صورت قطعات نا پیوسته امتداد می‌یابد. لرزه دیگری باسازوکار بسیار مشابه و بزرگی5/2 مقیاس امواج حجمی (1977/5/26) در انتهای خاور زون گسل **Chaldiran** رخ داده است زون**Bitlis** از انتهای باختری محل الحاق گسل های شمال و خاور آناتولی در باختر دریاچه**Van**(درنزدیکی**Karliova**) تا زاگرس امتداد می‌یابد فعالیت لرزه ای در مناطقی از این زون در قرن جاری متمرکز شده است.

دریای سیاه:

دریای سیاه پدیده ای یکسان با خزر جنوبی است بر اساس مطالعات ژئوفیزیکی و پاره ای حفاری ها عمق چهار بخش در آن به شرح زیر قابل تفکیک است(شکل1-3):

1- حوضه ساحلی (**SHELF BASIN**)با عمق کمتر از200متر که پی سنگ آن گرانیتی است
2- حوضه پرشیب(**SLOPE BASIN**) با عمقی بین 200تا2000متراین بخش گذری از پوسته ازپوسته قاره ای به پوسته اقیانوسی است
3- حوضه آپرون(**APRON BASIN**) با عمقی از2000تا2100متر
4- حوضه ژرف(**ABYSSAL BASIN**) با عمقی حداکثر2200متر

دو بخش آخری دارای پوسته شبیه پوسته اقیانوسی است



شکل 1-3:نفشه دریای سیاه و تقسیمات آن

اغلب پژوهندگان، خزر جنوبی را با دریای سیاه، ناشی از یک رخداد مشابه با ویژگی های یکسان تصور می‌نمایند. پاره ای دریای سیاه را نیزبه بقایایی از اقیانوس نسبت می‌دهند و بسیاری تغییر پوسته را ناشی از **BASIFICATION** پوسته قاره ای در ارتباط با رخدادهای آلپی تصور می‌نمایند و براین باورند که پدیده برجا عمل شده است.

بطوریکه در اثر بالا آمدن گوشته در بخشی از پوسته قاره ای که درون منطقه ضعفی وجود داشته است ،پوسته قاره ای به تدریج از بین رفته بطوری که پوسته قاره ای با چگالی کم و ضخامت زیاد به پوسته اقیانوسی با چگالی زیاد و ضخامت کم تبدیل گشته است این پدیده را در ارتباط با رخدادهای آلپی فرض

می‌نمایند مطالعات ژئوفیزیکی**DSS** نشان می دهدکه ضخامت پوسته در دریای سیاه حدود 22 کیلومتر می‌باشد و با مقایسه با خزرجنوبی که در بخشی ضخامت پوسته درآن به 50 کیلومتر بالغ می‌گردد ،پوسته در دریای سیاه نازک تر است . ضخامت رسوبات در دریای سیاه حدود 15-10 کیلومتر برآورد می‌گردد. این مقدار نیز در مقایسه با خزر جنوبی که ضخامت رسوبات در آن 25-10 کیلومتر است رقم کمتری را نشان می‌دهد

گسل شمال آناتولی(NAF):

گسل شمال آناتولی با طول1200-1000 کیلومتر از واحدهای فعال زمین ساختی سلسله آلپ می‌باشد. ارائه تخمین ها درباره سن گسل متغیر بودن آن را از میوسن تا پلیوسن مشخص می‌کند این گسل ازنظر ویژگی خزش**(Creep)** مانند گسل سان اندریاس در آمریکا است و از نظر خاصیت ارتجاعی از اهمیت خاصی برخوردار است در طول گسل لرزه خیزی غیر یکنواخت به گونه ای است که تراکم زلزله های متوسط در حوضه های خاوری و باختری نسبت به بخش های مرکزی آن از میزان بیشتری برخوردار است سابقه لرزه خیزی و بروز دو زمین لرزه بزرگ و با بزرگای بیش از**7** برروی این نوار لرزه خیز طی سال های گذشته به تحقیقات بسیاری به ویژه درمورد ساز وکارولرزه زمین ساخت منطقه منجرگردیده است.

گسل شمالی آناتولی از واحدهای زمین ساختی ترکیه می‌باشد که از منطقه کارلی اوا (Karli Ova) درخاور ترکیه شروع وتا منطقه آداپازاری **Adapaxari** در باختر ترکیه ادامه می‌یابد، اگرچه امتداد گسل در خارج از این محدوده آشکارا مشخص نگردیده اما بروز زلزله های امتدادلغز راستگرد در محدوده خارج از آداپازی و کارلی اوا در سال های اخیر اثبات گردیده است امتداد گسل از خاور ترکیه تا شمال باختر ایران ادامه می‌یابد ولی احتمال بروز زلزله های بزرگ دراین بخش از گسل نسبت به قسمت های مرکزی آن کمتر است. ادامه گسل درباختر ترکیه از حوضه شمالی دریای مرمره عبور کرده تا نواحی شمالی دریای اژه ادامه می‌یابد. بروز زلزله هایی با ساز و کار عادی وامتداد لغز از ویژگی های این منطقه است. ازموارد قابل بحث درمورد زلزله خیزی این واحد زمین ساختی مهاجرت کانون زلزله از خاور به باختر می‌باشد

صفت لرزه خیزی قفقاز:

بطورکلی زلزله ها در منطقه قفقاز جهت شمال باختر- جنوب خاور که همان جهت ساختار اصلی زمین شناسی منطقه است را دنبال کرده و زون های لرزه ای تا دریای خزر جائی که به زون لرزه ای کپه داغ متصل می‌شوند امتداد می‌یابند. تشدید فعالیت لرزه ای دراین مناطق از سال 1995 میلادی مشاهده می‌گردد. در طول بازه زمانی پنج ساله1959-1955 10زلزله با بزرگی بین4/5 تا6 ریشتر درآن رخ داده است که باعث تخریب گردیده اند این زلزله ها در ناحیه ای رخ داده اند که مناطق کم ارتفاع **kolkhida** به

مرتفع ترین مناطق جنوب کوه های اصلی قفقاز و رشته کوه های **Adzhar-Triale** می‌پیوندند. فعالیت لرزه ای متوسط در نزدیکی دریای سیاه و باختر گرجستان نیز مشاهده می‌گردد. تمرکزی از رو مرکز زلزله ها در منطقه **Ciz-Kazbek** در قسمت خاور قفقاز مشاهده می‌گردد که با تعداد زمین لرزه ها به صورت **Log N=3.32-0.772M** رابطه دارند. لازم به ذکر است که حرکات قائم در پوسته این منطقه مشاهده گردیده است. مدارک فراوانی نیز از حرکات قائم در کرانه خزر وجود دارد که از جمله آنها کاروانسرایی است که 800 سال پیش ساخته شده ودر خلیج باکو به زیرآب فرو رفته بود ودر حال حاضر در حال بالا آمدن است بطورکلی لرزه خیزی در قفقاز بویژه در قسمت خاوری دلالت برسازوکار راندگی دارد اما درجنوب خاوری قفقاز یک گسلش نرمال برای زلزله سوم فوریه1976 با بزرگی 5/5 ریشت در مقیاس امواج حجمی نعیین شده است این واقعه کوچک لرزه ای در انتهای شمال خاوری رود **ارس** قرارداشته و می‌تواند بر تشابه جهت لغزش**NE** با آنچه در شمال قفقاز مشاهده می‌شود و حرکت چپگرد در مسیر **ارس** دلالت داشته باشد لرزه خیزی قفقاز در جهت جنوب خاور ادامه یافته وبا گذشتن از دریاچه خزربه کپه داغ می‌پیوند دو حوضه خزر توسط این کمربند فعال لرزه ای با مولفه بزرگی از راندگی ، به دو قسمت مجزا تقسیم می‌گردد که ساختمان پوسته در بخش های شمالی و جنوبی متفاوت است.

زون برخوردی خاور آناتولی(EAF):

کمربند های کوهزایی در اثر تصادم بین قاره ای شکل گرفته اند و شامل رکورد هایی از تاریخ زمین شناسی است. ناحیه آناتولی خاوری دارای ریخت شناسی با ارتفاع 2000-1500متر بالاتر از سطح دریاست و یکی ازدو مناطق فعال تصادم قاره ای اخیر است.

مطالعات قبلی تا به امروز در این منطقه نشانگر رخداد تصادم قاره ای بین اوراسیا و عربستان که در نتیجه آن صفحه ای مرتفع با ارتفاع 2km بالاتر از سطح دریا و به وسعت 150/000کیلومتر مربع با زمین لرزه های متعدد تشکیل شده است فعالیت آتشفشانی بعد از بالا آمدگی صفحه آناتولی خاوری شروع شد وگسترش یافت گدازه هایی با ترکیب هایی متغیر به سطح رسیدند فعالیت آتشفشانی در قسمت شمالی حوالی صفحه Erzurum-Kars) آغاز شده و بعد به طرف جنوب مهاجرت کرد که دو سوم منطقه را فرا گرفت و در بعضی مناطق و ضخامتشان بیش از 1کیلومتر رسید.

بیش از 20 مرکز آتشفشانی با حجم بسیار زیادی از مواد آتشفشانی مرتبط با تصادم قاره ای اوراسیا-عربستان وجود دارد.

براساس مطالعات قبلی لیتوسفر آناتولی خاوری دارای ضخامت بسیار زیادی 300-250 کیلومتر دراثر برخورد قاره ای است مطالعات ژئوفیزیکی اخیر نشان می‌دهد که قسمت گوشه لیتوسفر در زیر قسمت اعظم

صفحه آناتولی خاوری وجود ندارد بنابر این پوسته 50-38 کیلومتر ضخامت دارد و زیر آن یا ضخامت کمی از گوشته لیتوسفر وجود دارد یا مستقیماً آستنوسفر قراردارد. که این مشخصات در یک رژیم فشارشی زمین ساختی غیر معمول است. لیتوسفر آناتولی خاوری به حالت گنبدی روی آستنوسفر قرارگرفته این نشان دهنده وجود تنوره گوشته ای در زیر لیتوسفر آناتولی خاوری است ولی داده های زمین شناسی و ژئو شیمیایی نشان می‌دهند که تنوره های گوشته ای در اینجا نمی‌توانند پایدار باشند.

کمپلکس افزایشی با عرض 180-150 کیلومتر بین قطعه**Rhodop- pontide** در شمال و قطعه **Bitlis –poturge** در جنوب قرار گرفته و شامل دو واحد سنگی زیر است:

1- ملانژ افیولیتی مربوط به کرتاسه پسین
2- توالی های فلیش مربوط به پالئوسن تا الیگوسن پسین

ساختار لیتوسفری منطقه بر اساس نتایج پروژه آزمایشات لرزه ای خاور ترکیه:

این نتایج نشان داد که گوشته لیتوسفری در این منطقه (مرکز آناتولی خاوری) یا وجود ندارد ویا خیلی نازک است که محدوده آن از رود ارس در شمال و کمربند **Bitlis-Poturge** در جنوب است (Sandvol et.2003)ضخامت پوسته از کمتر از 38 کیلومتر در جنوب خاوری حوالی قسمت جنوبی زون زمین درز**Bitlis** تا 50 کیلومتر در شمال زیر صفحه **Erzurum-kars** متغیر است.

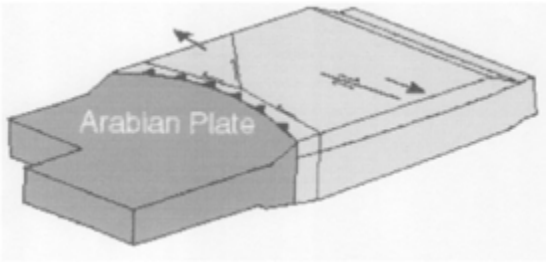
مطالعات ژنو شیمیایی وژئو فیزیکی:

این مطالعات نشان می‌دهند مواد آتشفشانی در شمال منطقه، حوالی**EKP** و**Ararat**،کالک آلکالن هستند که این خود نشانگر منتج شدن این آتشفشان ها از منبع گوشته ای ونشانگر فرورانش است ،این نشانه به طرف جنوب کاهش پیدا می‌کند که در جنوب ،آتشفشان ها شامل آلکالن هستند و دارای نشانه درون صفحه ای می‌باشند داده های رادیو فیزیک نشان می‌دهند که فعالیت آتشفشانی در شمال شروع شد وسپس به مرور زمان به طرف جنوب مهاجرت کرده است

مدلهای ژئودینامیکی:

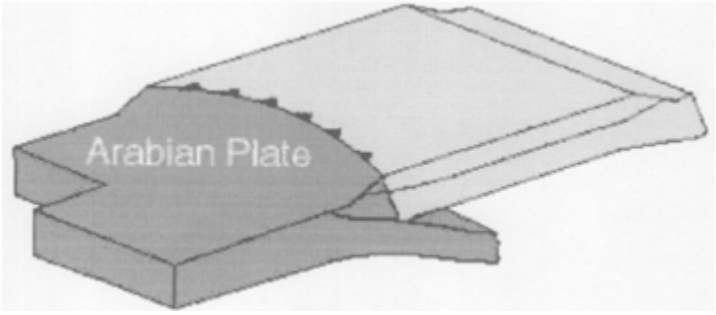
چند مدل ژئودینامیکی در مورد زون برخوردی آناتولی خاوری و ماگماتیسم مرتبط با ان در ذیل ارائه شده است:

1- **Tectonic escape**: گریز زمین ساختی خرده صفحات به خاور و باختر (شکل1-4) این مدل واتنش ایجاد شده توسط همگرایی 2/5cm/yr را در نظر نمی‌گیرد. و همچنین درمورد حجم عظیم آتشفشان و ارتفاع زیاد منطقه ساز و کاری را توضیح نمی‌دهد و سوال نبود گوشته لیتوسفر در محدوده وسیعی از منطقه را پاسخ نمی‌دهد.



شکل 1-4: مدل گریز زمین ساختی (Mckenzie.1972)

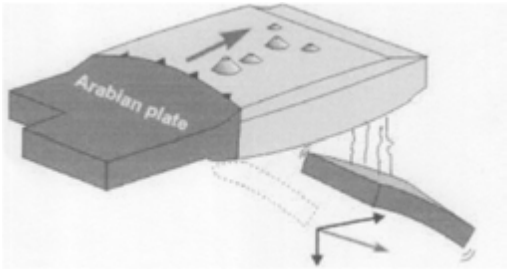
2- تکرار فرو رانش صفحه عربی به زیر آناتولی خاوری(شکل 1-5)هیچ داده لرزه ای بر روی زون بنیوف زیر صفحه آناتولی خاوری وجود ندارد و داده های لرزه ای هم نبود صفحه ای را در زیرصفحه آناتولی خاوری اثبات می‌کند.



شکل 1-5:مدل تکرار فرورانش صفحه عربی به زیر آناتولی خاوری(Rotstein &Kafka,1982)

3- جدا شدن قطعه ای از صفحه فرورونده به طرف شمال در زیر صفحه آناتولی خاوری (شکل1-6)

مطالعات نشان دادند که آتشفشان های قسمت شمالی قدیمی تر از آتشفشان های قسمت جنوبی است ولی دراینجا چون قطعه جدا شده به طرف شمال می‌رود پس متعاقباً آتشفشان هایی در قسمت شمال ایجاد می‌کند که این آتشفشان های جوانتر از آتشفشان های جنوب می‌شوند در صورتی که این چنین نیست در ضمن شواهد لرزه ای هم وجود قطعه ای در زیر صفحه آناتولی خاوری را ثابت نمی‌کند.

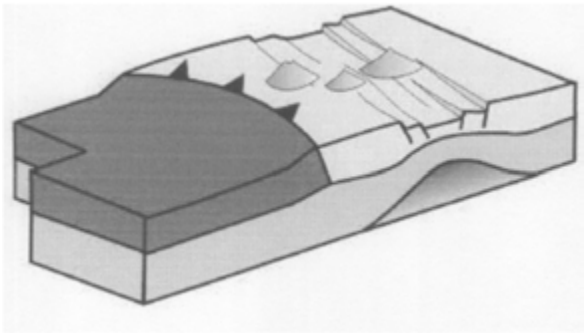


شکل1-6:مدل جداشدن قطعه ای از صفحه فرورونده(Innocenti et al.1982a,b)

4- ریفتینگ در جهت خاوری- باختری حوضه های میوسن پسین- پلیوسین

Tokel(1985) براساس مغزه های حفاری به وجود ریفتینگ در حوضه های خاوری- باختری میوسن – پلیوسن پی برد که بوسیله گسل های نرمال محدود شده اند و دارای 2000m رسوبات رودخانه ای و

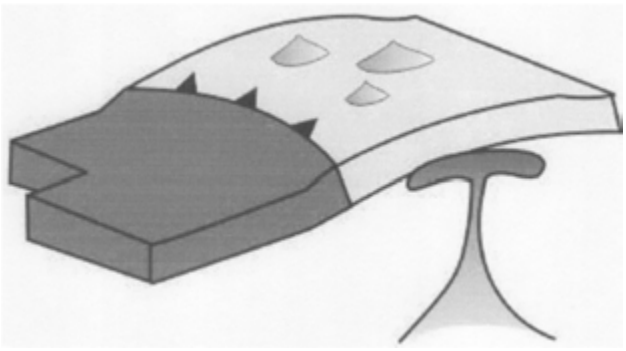
آتشفشان های توله ایت و آلکالن هستند او پیشنهاد کرد که رژیم زمین ساختی اخیر حاکم بر آناتولی خاوری کششی است(شکل 1-7) اما ساز وکار گسل های لرزه ای در منطقه نشان دهنده وچود گسل های امتداد لغز یا معکوس است در ضمن حوضه های **E-W** منطقه در اثر عملکرد گسل های امتدادلغز و ایجاد حوضه های **Pull – apart** ایجاد شده اند.



شکل1-7:مدل ریفتینگ(McKenzie &Bickle,1988)

5- فعالیت نقطه داغ مرتبط با تنوره گوشته ای

در ساختارهای گنبدی شکل گرفته توسط تنوره ها انتظار وجود سیستم های گسلی و دایک ها به صورت شعاعی است (شکل1-8) در صورتیکه این نوع گسل ها و دایک ها در آناتولی خاوری وجود ندارد و گسل ها در اینجا بطور عمده معکوس و یا امتداد لغز هستند و همچنین تنوره گوشته ای وجود آتشفشان های شمال آناتولی خاوری و مهاجرت و تغییر ترکیب شیمیایی آنها به طرف جنوب را توجیه نمی‌کند

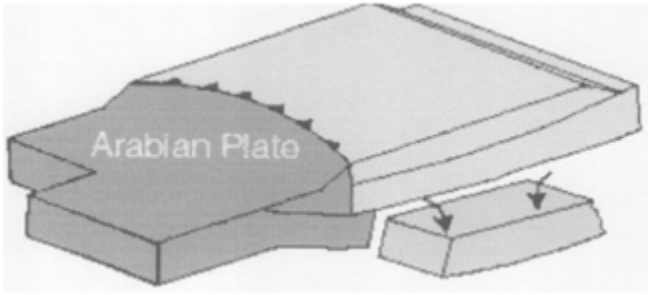


شکل1-8:مدل نقطه داغ(Pearce et al..,1990)

6-متورق و جدا شدن گوشته لیتوسفر در زیر منطقه

دراین مدل گفته می‌شود که گوشته لیتوسفر از آستنوسفر سردتر و چگال تر است پس داخل آستنوسفر فرو می‌رود وبا ذوب بخشی قسمت وسیعی از منطقه دچار آتشفشان می‌شود(شکل1-9) ولی داده های آزمایشات

لرزه ای حاکی از نبود گوشته لیتوسفری در منطقه دارد پی سنگ قسمت عمده صفحه آناتولی خاوری بین رود ارس در شمال و دریاچه وان در جنوب نشان دهنده یک کمپلکس افزایشی فرور رانش است که نشانگر وجود فرورانش پوسته اقیانوسی در منطقه است .



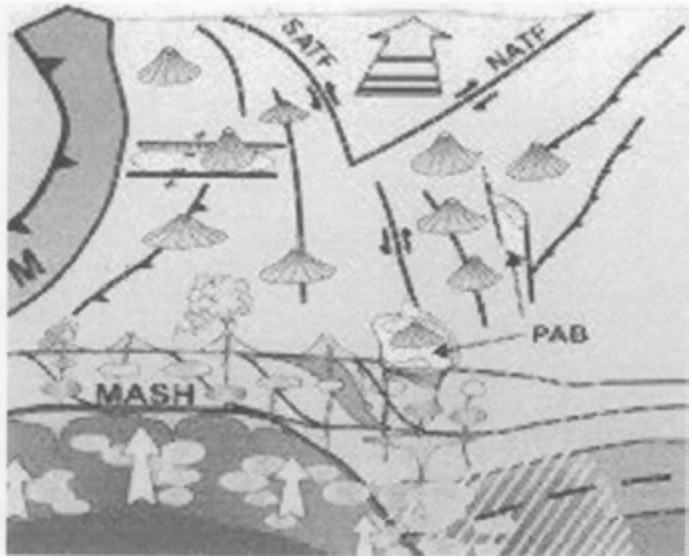
شکل1-9:مدل متورق وجداشدن گوشته لیتوسفر(Pearce et al..,1990)

7-کشش های محلی همراه با حوضه های کششی در سیستم امتدادلغز

در این مدل وجود دو سری ماگمای نوزمین ساختی مختلف که در زیر آمده است را نشانگر وجود حوضه های کششی در سیستم امتداد لغز و کشش هایN-S می‌داند(شکل 1-10)

1- بازالت های آلکالنی دارای نورماتیو نفلین – هیپرستن
2- سری کالک آلکالن سیلیسی تا مافیک

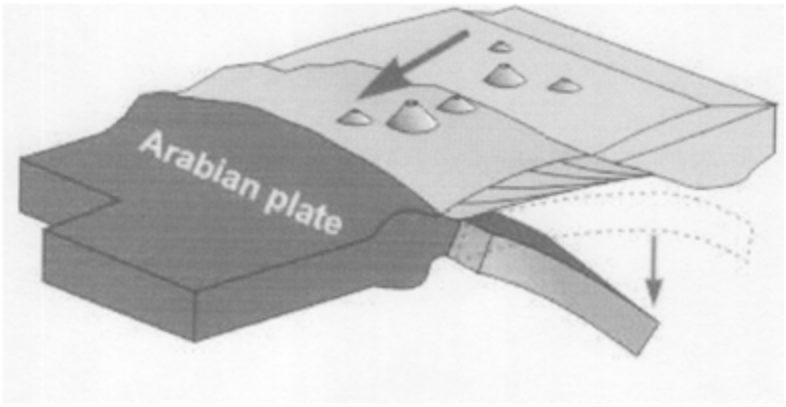
همانطور که قبلاً گفته شد واحدهای آتشفشانی مرتبط با برخورد قاره ای در منطقه در حوضه های کششی تعریف نمی‌شوند ولی در بیشتر قسمت های منطقه پوشیده شده اند.



شکل1-10:مدل حوضه های کششی در سیستم های امتداد لغز(Pearce et al..,1990)

8- شیبدار شدن قطعه فرو رونده و جداشدن آن در زیر کمپلکس افزایشی فرورانش

در اینجا اشاره شده که منطقه بدون گوشته لیتوسفری در جنوب**EKP** قرار گرفته است. یک منشور افزاینده فروررانشی مربوط به کرتاسه بالایی تا الیگوسن پایینی وجود دارد**(EAAC)** که در بین **pontide** وتوده**Bitlis- pturge** قرار گرفته وروی صفحه اقیانوس فرو رفته به طرف شمال شکل گرفته است فرورانش**Slab** درزیر **EAAS** وجود ندارد که این ناشی از شکستگی و جداشدگی**Slab** درزیر**EAAS** است این مدل تقریباً می‌تواند پدیده های منطقه را توجیه کند.(شکل1-11)



شکل1-11:مدل شیبدار شدن قطعه فرورونده و جدا شدن آن در زیر کمپلکس افزایشی(Keskin,2003)

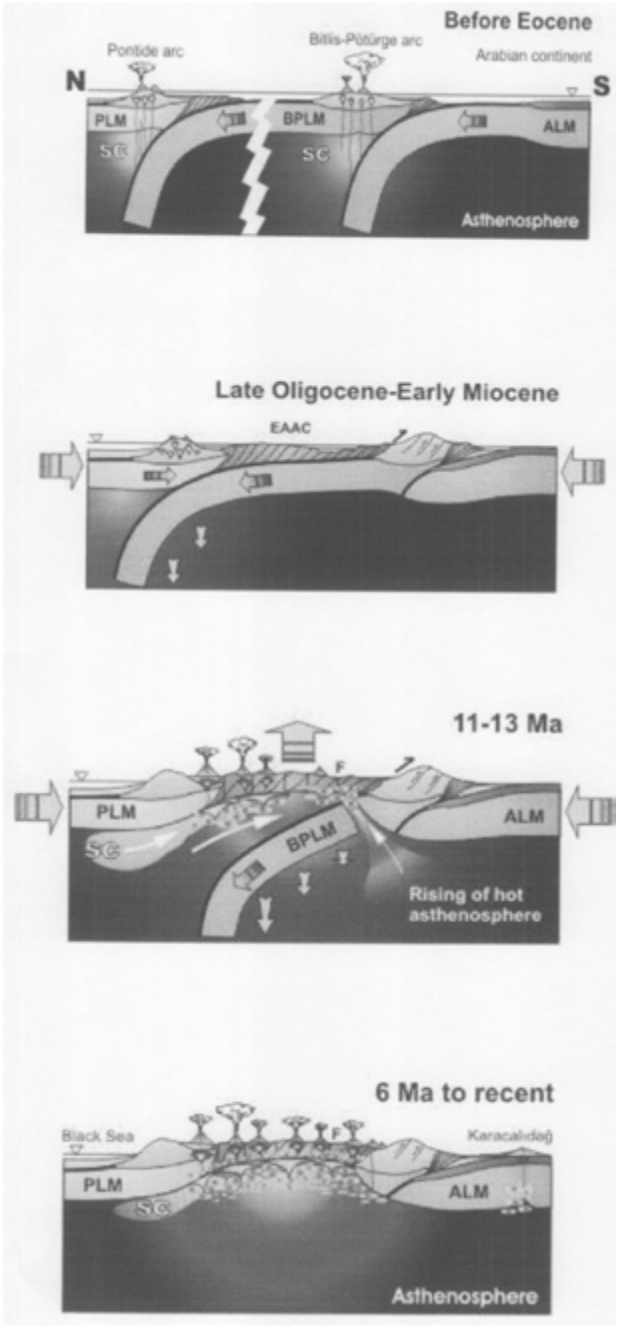
بحث آناتولی خاوری:

فعالیت های آتشفشانی در شمال صفحه آناتولی خاوری شروع شد و به مرور زمان به طرف جنوب این فعالیت ادامه پیداکرد این مهاجرت با تغییر شیمیایی ماگما نیز همراه بود ماگمای قسمت شمالی حوالی **EKP**کالک آلکالن بودند وبا نشانه های فرور رانش ودر جنوب حوالی آتشفشان های**Mus-NemrutTendurek**، ماگماها آلکالن بودند و با نشانه های درون صفحه ای که اینها با مدل شیبدار شدنSlab زیر کمپلکس افزایشی فرورانش توضیح داده می‌شوند و اینslab در 11-10 میلیون سال پیش شکسته وجدا می‌شود ودر قسمت شمالی کمان را بوجود می‌آورد .

مطالعات، شواهدی از فرو رفتن قسمتی از لیتوسفر در آستنوسفر را در حال حاضر نشان نمی‌دهد ممکن است که جدا شدگی لیتوسفرعربی در میلیون ها سال پیش رخ داده است.

اقیانوس بین **pontide** و**Bitlis** درالیگوسن به طور کامل بسته و در زمان بین الیگوسن و سراوالین**EAAC** دچار کوتاه شدگی می‌شود و فرورانش متوقف شد در ادامه ،**Slab** دچار خمش و سر انجام جدا شدگی

شد**Slab**در گوشه آستنوسفر فرو رفته واین حرکت به طرف جنوب تداوم می‌یابد که همراه با مکش و جریانهای گوشته ای است .گوشته آستنوسفر و پتانسیل گرمایی در زیر **EAAC(45-50) کیلومتر** قرار می‌گیرد و درآنجا بالا آمدگی های گنبدی شکل بوجود می‌آورد(شکل1-12) حضور جریان آستنوسفری یکی از جواب های سئوال چرا فعالیت ماگمایی در قسمت شمالی در **EKP** شروع شد و همچنین علت تولید آتشفشان های کالک آلکان با نشانه فرورانش در شمال و تغییر مواد آتشفشان ها به آلکالن در جنوب را توضیح می‌دهد مطالعات اخیردرفرآیند جداشدن**Slab** اقیانوسی زیر کمپلکس افزایشی و تولید ماگماتیسم در زون برخوردی مهم بودند و ممکن است فرآیند خیلی مهمی در ساخت پوسته قاره ای در کمربند کوهزایی نوع ترکیه باشد که قسمتی از قاره آسیا را شامل می‌شود توالی های آتشفشانی به صورت ماسکی روی پی سنگ قرار گرفته اند و پیدا کردن شواهدی برای روشن ساختن این تفاسیر را با مشکل مواجه ساخته‌اند



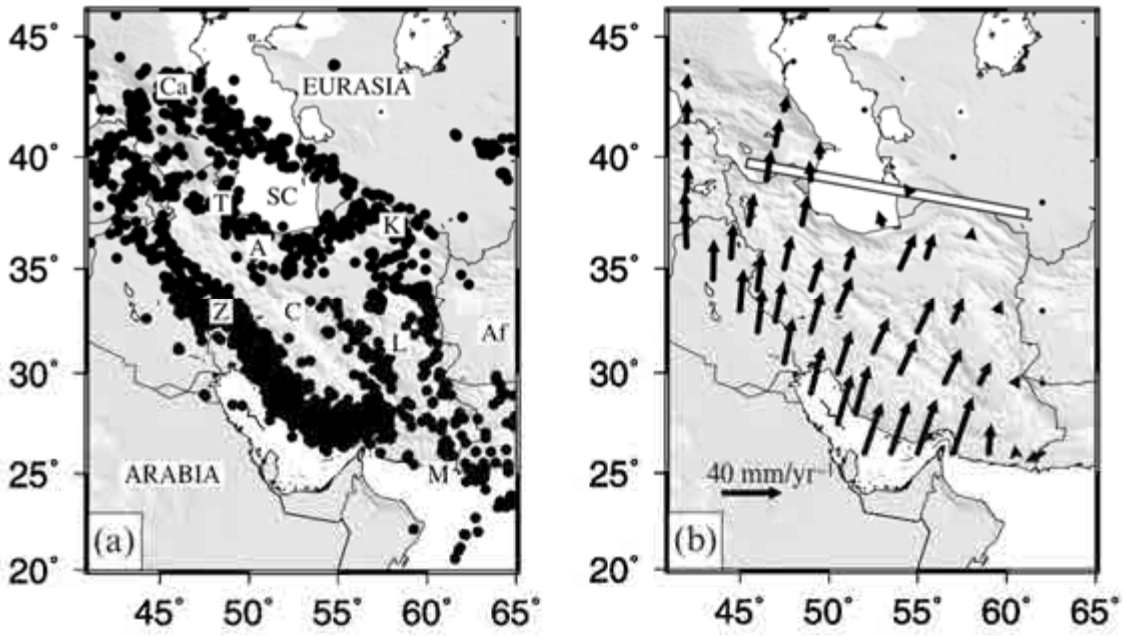
شکل1-12:مراحل مختلف زون برخوردی آناتولی خاوری (Keskin,۲۰۰۳)

فصل دوم

خزر

مقدمه

در این فصل در نظر است که زمین ساخت فعال و ساختار پی سنگ حوضه کاسپین جنوبی و نقش آن در برخورد میان صفحه عربی و اوراسیا مورد بررسی قرار گیرد. بر روی نقشه (شکل a- 2-1) دریای کاسپین جنوبی، به وسیله کمربندهای با فعالیت شدید لرزه ای در برگرفته شده است. دیگر بلوک های بدون لرزه هایی که توسط کمربندهای فعال در برگرفته شده اند عبارتند از:



شکل2-1: a)لرزه خیزی ایران با استفاده از اطلاعات سال های 1964تا 1998 (z:زاگرس،a:البرز،k:کپه داغ،c:ایران مرکزی،T:تالش، Ca:قفقاز بزرگ، M:مکران،Af:افغانستان، L:لوت، Sc:حوضه کاسپین جنوبی)

b) میدان سرعت در ایران که نشان دهنده حرکت شمال شمال خاوری صفحه عربی نسبت به اوراسیا است.نوار سفید رنگ نشان دهنده خط مقطع عرضی است که در شکل 2 نشان داده شده است.

بلوک دشت لوت (L)؛ ایران مرکزی و شمال باختر ایران (C)؛ مطالعات تاریخی نشان می دهد که لرزه خیزی این مناطق حداقل از هزار سال پیش تاکنون بسیار کم بوده است (Ambraseys& Melville, 1982). بنابراین میتوان نتیجه گرفت که این بلوک های بدون لرزه کاملا سخت (rigid) مقاوم شده اند و کوتاه شدگی 30 تا 35 میلیمتر در سال میان صفحه عربی و اوراسیا در کمربندهای فعال و لرزه خیز اطراف این بلوک ها محقق می گردد.

سه کمربند اصلی لرزه خیز که به دور بلوک های سخت قرار گرفته اند عبارتند از :

زاگرس (Z)

کپه داغ – البرز (A-K)

سیل آپشرون – بالخان (که بصورت نواری دریای کاسپین را قطع کرده است)

در طول جغرافیای کاسپین، تاثیرات برخورد میان صفحه عربی و اوراسیا به طور پیوسته بین لبه های سخت از جنوب باختری زاگرس (سپر عربی) تا شمال خاور کپه داغ و قفقاز (سپر توران – ترکمن) قابل مشاهده است . یکنواخت نبودن نرخ تغییر شکل در این کمربندها نشان دهنده حرکت غیر یکنواخت بلوک های سخت می باشد و در حقیقت می توان گفت که سرعت و جهت حرکت قسمت های مختلف سرزمین ایران غیر یکنواخت است بنابراین می توان یک میدان سرعت برای آن در نظر گرفت که نشان دهنده ی توزیع استرین در ایران می باشد.

به طور کلی حرکت هر یک از بلوک های سخت، از جمله حوضچه کاسپین جنوبی، از روی فعالیت کمربندهای فعال آن قابل پیش بینی است. بر این اساس و با توجه به ثابت بودن حرکت کلی صفحه عربی به سمت اوراسیا، به نظر می رسد که حوضچه کاسپین جنوبی یک بلوک تقریبا سخت با حرکت کند نسبت به اوراسیا می باشد. بنابراین ما باید شاهد یک حرکت راستگرد در باختر (تالش) و یک حرکت چپگرد در خاور (محل برخورد البرز با کپه داغ) این بلوک باشیم.

حوضه کاسپین جنوبی با دیگر بلوک های بدون لرزه ایران تفاوت داد که این تفاوت ها عبارتند از :

- پست بودن کف حوضچه (500 تا 1000 متر زیر سطح آب های آزاد)
- مشکوک بودن به داشتن منشاء اقیانوسی

این دو خصوصیت در دریای سیاه و خاور مدیترانه نیز دیده می شود. هر دوی این مناطق احتمالا باقیمانده اقیانوسی می باشند که در حال حاضر در مناطق برخورد قاره ای به دام افتاده اند.به هر حال سوالات اساسی در مورد حوضچه جنوبی کاسپین به شرح زیر می باشد :

- حرکت این حوضه نسبت به ایران و اوراسیا چگونه است؟
- تاثیرات این حرکت بر کمربندهای کوهزایی اطراف این حوضه چگونه است؟
- نقش و سرانجام این حوضه در برخورد صفحه عربی به اوراسیا چگونه بوده و می باشد؟

ساختار پوسته ی کاسپین جنوبی

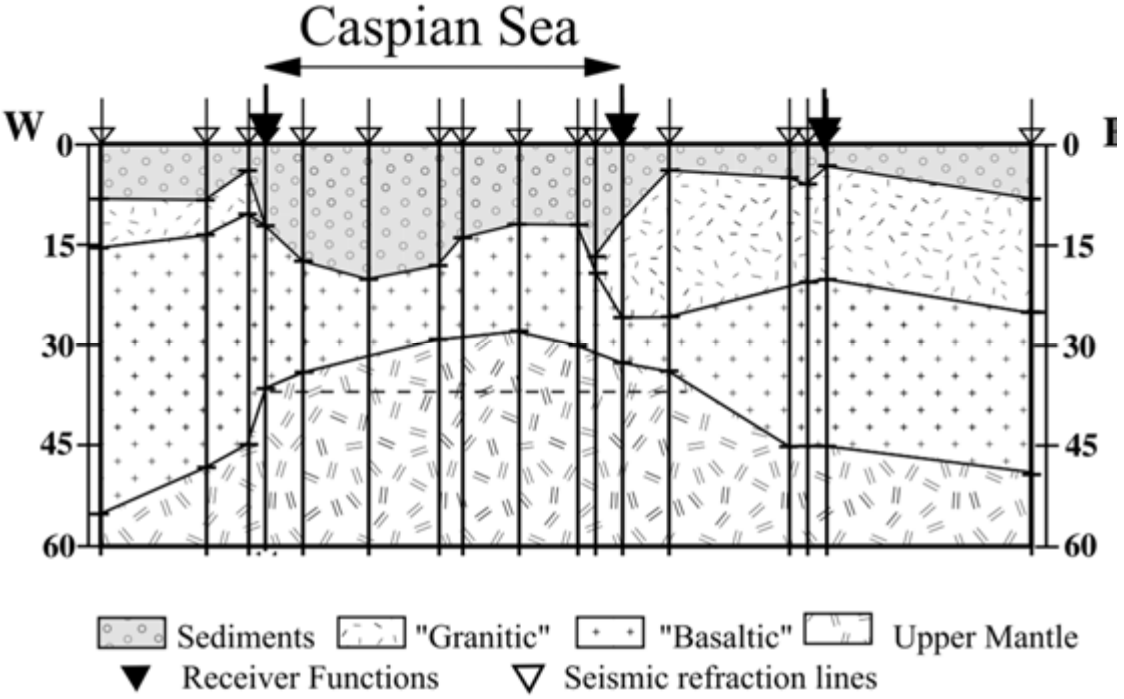
بررسی های لرزه ای که توسط محققان شوروی سابق بر روی کاسپین و مناطق اطراف آن انجام گرفت، نشان داد که پوسته حوضه کاسپین جنوبی تفاوت بسیاری با مناطق مجاور دارد. بر این اساس پوسته گرانیتی (vp:5/8 – 6/5 km/s) که قاعدتا باید بر روی پوسته بازالتی (vp:6/5 – 7/8 km/s) باشد در حوضه کاسپین جنوبی وجود ندارد و در عوض رسوبات ضخیم (15-25 km) مستقیما بر روی پوسته بازالتی ضخیم (12-18 km) قرار گرفته است.

عدم وجود پوسته گرانیتی توسط محققان مختلف مورد بررسی قرار گرفته است و نظرات زیر در مورد آن ارایه گردیده است:

- لایه گرانیتی بر اثر یک uplift، فرسایش پیدا کرده است و حوضه نیز بر اثر فرو نشست پس از آن تشکیل گردیده است.
- لایه بازالتی در خوضه کاسپین جنوبی، باقیمانده پوسته اقیانوسی است.

همچنین منشاءهای مختلفی برای پوسته اقیانوسی کاسپین جنوبی پیشنهاد شده است که عبارتند از:

- جدا شدن قسمتی از حوضه پشت کمانی(Back arc basin)در اواخر مزوزوئیک ویا اوایل ترشیر (Berbrian,1983-berberianandking,1981-zonen shain and Lepichon, 1986 philipetal ,1989.
- حوضه کشیدگی(pull-apart) برروی یک منطقه امتداد لغز اصلی کرتاسه در طول خط قفقاز کپه داغ(Sengor,1990)
- به هرحال باتوجه به داده های جدید لرزه ای(priestley2001 Mangino1998) می‌توان خصوصیات مهم پوسته کاسپین جنوبی را بدین ترتیب بیان کرد: (شکل2-2)



شکل2-2:مقطع عرضی پوسته و بالاترین قسمت گوشته میان حوضه کورا در باختر حوضه کاسپین جنوبی(عرض جغرافیایی 39.5شمالی و طول جغرافیایی 46خاوری)و سرزمین های پست ترکمنستان و کوه های کپه داغ در خاور این حوضه (عرض جغرافیایی 37.5شمالی وطول 61.5خاوری).

- تفاوت 20کیلومتری در ضخامت رسوبات درعرض حوضه
- عدم حضور لایه گرانیتی(vp:5.8-6.5km/s) در زیر قسمت مرکزی حوضه
- نازک شدگی 20-15 کیلومتری پوسته زیر حوضه نسبت به حاشیه های آن
- ساختار تاق نمای گسترده ناپیوستگی moho درزیر حوضه کاسپین جنوبی
- در قسمت باختری تغییر ضخامت پوسته بسیار تندتر(20کیلومتر در 100کیلومتر) از قسمت خاوری(20کیلومتر در 400 کیلومتر) است.

در شمال و جنوب حوضه کاسپین جنوبی وضعیت پوسته بدین ترتیب است:

- در رشته کوهای البرز پوسته بطور متوسط35کیلومتر ضخامت دارد و واجد ساختار قاره ای است

(Dehgani andMakris,1984)

درشمال سیل آپشرون – بالخان به نظر میرسد که پوسته قاره ای و واجد ضخامت (50-45 کیلومتر) می‌باشد(priestley , Mangino 1998)

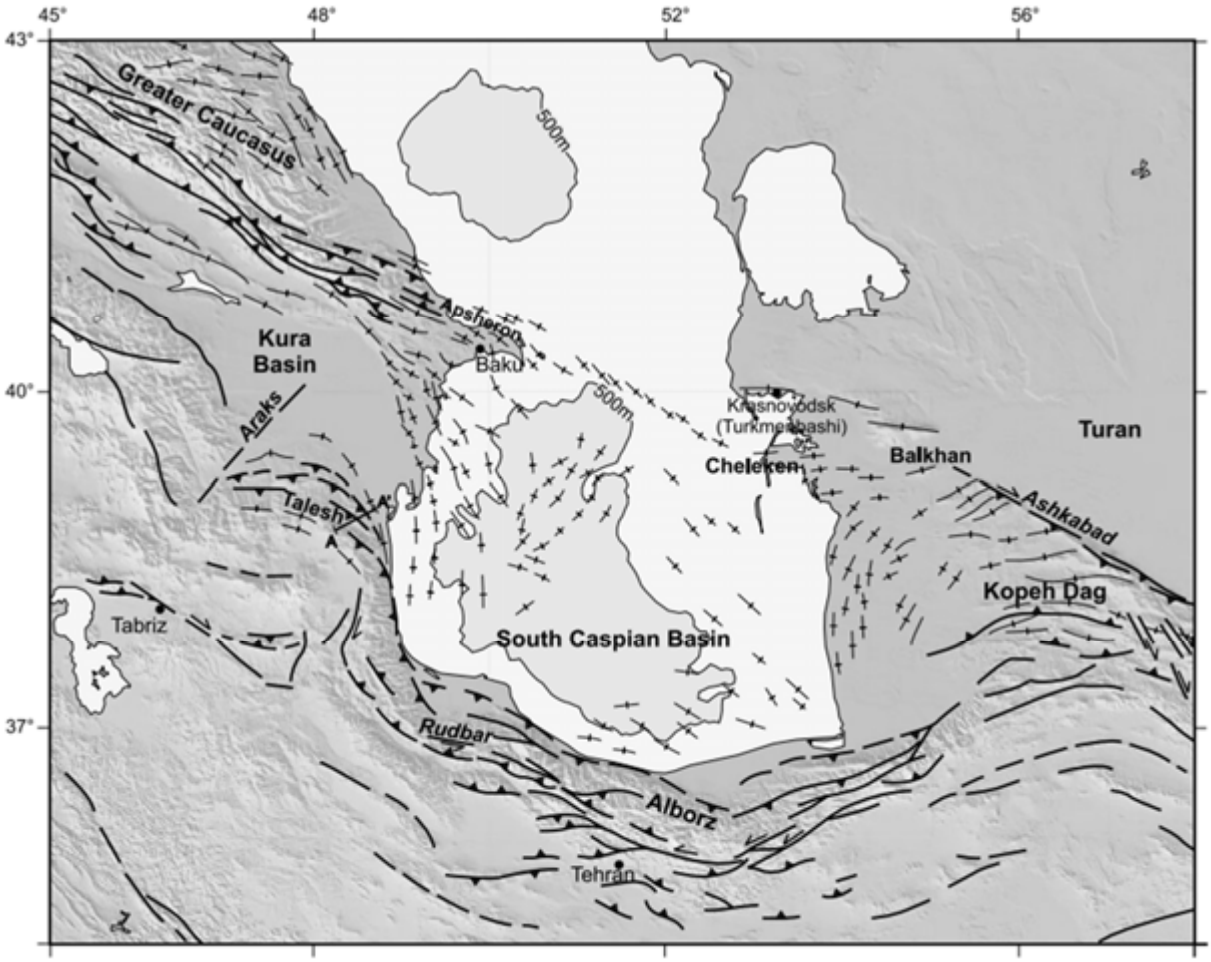
نتایج جدید با پیشنهاد قبلی که حوضه جنوبی کاسپین یک باقیمانده اقیانوسی می‌باشد سازگارتر است. این باقیمانده اقیانوسی در حاشیه باختری یک گسیختگی شدید و در حاشیه خاوری یک حالت تدریجی تر را نشان میدهد. با وجودی که تمامی داده های ژئو فیزیکی دال بر اقیانوسی بودن پوسته در مرکز این حوضه می‌باشد ولی ضخامت پوسته بازالتی در این منطقه 18-15 کیلومتر است که نشان دهنده ضخامت غیر معمول پوسته اقیانوسی میباشد(پوسته اقیانوسی ضخامتی در حدود 7کیلومتر دارد).

سرگذشت زمین شناسی:

کمربند های اصلی کوه زایی که حوضه جنوبی کاسپین را در برگرفته‌اندعبارتند از: (شکل2-3)

- قسمت خاوری قفقاز
- تالش
- البرز
- کپه داغ

تمامی این کمربند ها براثرکوتاه شدگی پوسته در نتیجه برخورد اوراسیا و صفحه عربستان ایجاد شده‌اند.احتمالاً برخورد اولیه دماغه شمالی صفحه باختری با سرزمین های شمالی که ممکن است به اوراسیا متصل بوده(یا نبوده)باشند، در حدود چهل و پنج میلیون سال پیش آغاز گردید که راندگی های این سن در خاور آناتولی میتواند شاهدی براین مدعا باشد(Hempton,۱۹۸۷) . ولی چرا سایر کمربند های کوهزایی فعالیت خود را در اواسط میوسن ویا دیرتر آغاز کرده اند (Dewyet al1986) مثلاً چرا تغییر شکل اصلی در کمربند چین خورده ساده زاگرس در پلیوسن (تقریباً5 میلیون سال پیش) آغاز گردید(Falcm1974) .



شکل 2-3: نقشه ساختاری خلاصه شده حوضه کاسپین جنوبی(Hinds et al,2001)

شاید علت این تاخیر زمانی این باشد که قسمت اصلی اوراسیا توسط چندین بلوک قاره ای کوچکتر از صفحه عربی جدا بوده است. رسوبات دریایی عمیق در میان آمیزه رنگین سبزه وار(شمال خاور ایران) نشان میدهد که بسته شدن نهایی حوضه های اقیانوسی فرعی بلوک های زمین ساختی ایران را از هم جدا کرده اند تا قبل از اواسط ترشیر صورت نگرفته است(McCall1996) وبه همین علت حدس زده می‌شود هنگامی که بلوک های ایران مرکزی به یکدیگر متصل شده اند، همگرایی اوراسیا – صفحه عربی ابتدا کمربند چین خورده زاگرس وسپس حوضه جنوبی کاسپین در شمال را متاثر کرده است . حوضه کاسپین جنوبی حاوی یک از ضخیم ترین انباشته های رسوبی جهان است . ازآنجا که این حوضه توسط کمربند های کوهستانی احاطه گردیده است، این رسوبات اغلب در یک محیط حوضه زمین جلویی(Foreland Basin) پس ازالیگوسن انباشته شده اند. بدین ترتیب که ابتدا رسوبات ضخیم گلی با سن الیگوسن به نام سریmaykop که سنگ بسیار مستعدی برای تشکیل هیدرو کربن است نهشته گردید. این رسوبات سپس در انتهای میوسن توسط ماسه های که از طریق سیستم های دلتایی وارد حوضه می شده پوشیده شده است . به این

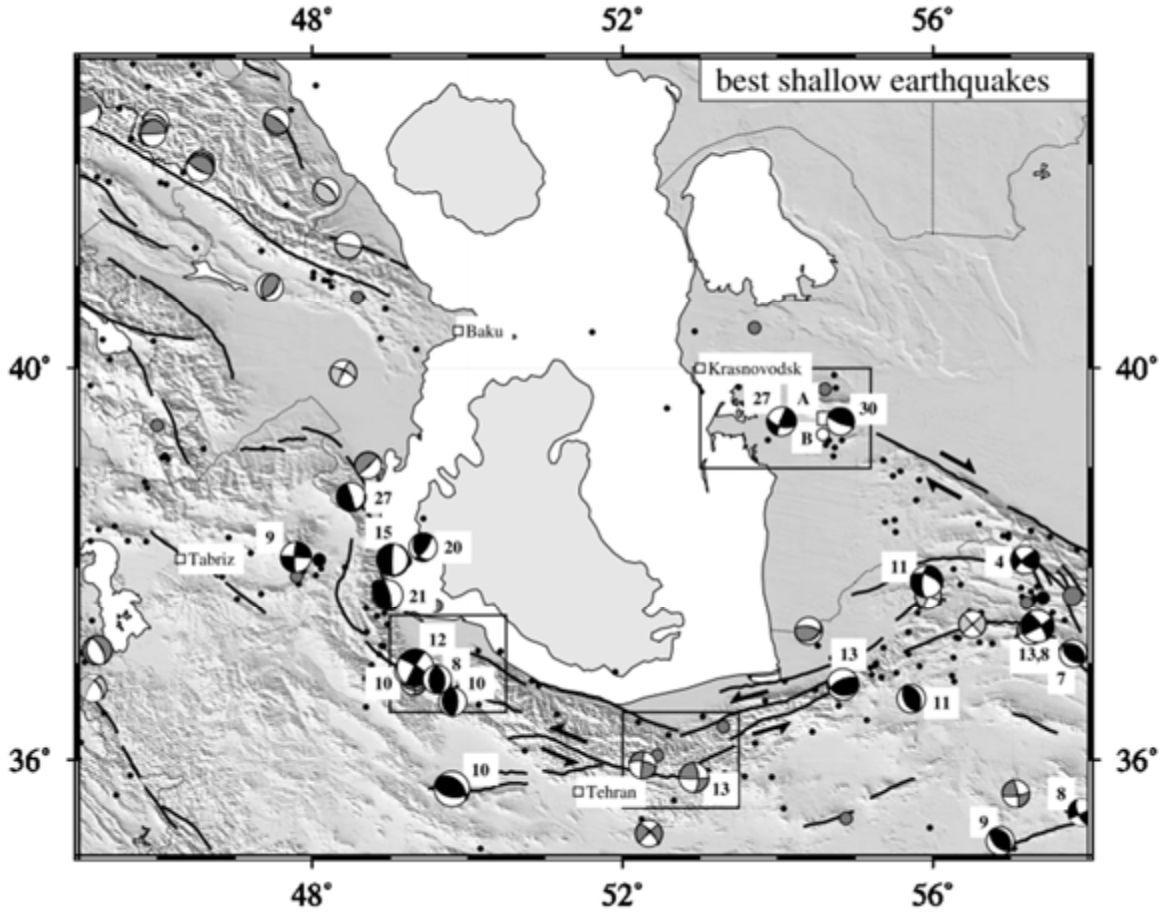
ماسه های دلتایی اواخر میوسن تا اوایل پلیوسن در آذربایجان سریproductive ودرترکمنستان سری قرمز گویند که سنگ مخزنی با ضخامت حداکثر پنج کیلومتر را تشکیل می‌دهد. ازآنجا که این رسوبات با سرعت زیادی نهشته شده‌اند(1تا2متردرسال) فشاری که برروی رسوبات نیز وارد آمده هنوز به حالت تعادل نرسیده است وبه همین علت گل فشان ها و دیاپیرهای گلی هنوز در منطقه فعال هستند . چین خوردگی ها، پس از نهشته شده سری productive یعنی در اواخر پلیوسن تشکیل شده اند که باعث ایجاد تله های نفتی نیز گردیده است. به نظر میرسدکه این چین خوردگی ها موجب جدایش رسوبات ماسه های از رسوبات گلی زیرین شده باشد. چین ها اواخر پلیوسن و جوانتر در سرتاسر حوضه قابل مشاهده است ولی آیا این چین ها با گسل های فعال پی سنگ ارتباطی دارند؟ به عبارت دیگر آیا تشکیل این چین ها بر اثر فعالیت گسل های پی سنگ می‌باشند؟

زمین لرزه ها وگسلش فعال

اغلب اطلاعات جدید در مورد گسلش فعال برآمده از ساز و کارهای کانونی زمین لرزه ها و برخی گسیختگی های سطحی همراه با زمین لرزه ها می‌باشد .آخرین بررسی در این مورد را priestley در سال1994 انجام داده واین اطلاعات بدست آمده با مشاهده گسل ها و چین های کوارترنری تقویت شده است . براین اساس و برای درک بهتر موقعیت حوضه کاسپین جنوبی به بررسی کمربندهای اطراف این حوضه می‌پردازیم:

سیل آپشرون – بالخان

سیل آپشرون – بالخان یک پدیده معروف زیر دریایی است که حوضه عمیق کاسپین جنوبی را از کاسپین شمالی کم عمق تر جدا نموده است . این سیل منطبق بر یک ساختار تاقدیسی در رسوبات سری productive با سن میوسن پایانی – پلیوسن آغازین می‌باشد . ولی ساختارهای عمیق تر آن بر روی پروفیل های لرزه ای انعکاسی به خوبی تصویر نشده است . به هر حال وقوع چین خوردگی دررسوبات سری productive حداقل نشان دهنده این است که توسعه و گسترش این تاقدیس به پالئوسن بالایی برمی‌گردد . این سیل ها در طول خود واجد نواری از زمین لرزه های غیر معمول است به طوری که حتی برخی ازاین زمین لرزه ها با بزرگی mv>6 واجد ساز وکار کانونی گسلش عادی موازی با امتداد کمربند میباشند . مسلماً وقوع گسلش عادی در موقعیت مناطق برخوردی غیرمنتظره است .هم چنین برروی این سیل ساز و کارهای ناشی از گسلش تراستی با همان امتداد نیز دیده می‌شودکه واجد اعماق کنونی 30 کیلومتر و بیشتر هستند(شکل 2-6) . در سیل آپشرون – بالخان اغلب داده ها نشان دهنده وقوع زمین لرزه های عمیق تر از 30 کیلومتر و تا حداکثر 75کیلومتر است و داده های نشان دهنده اعماق کمتر از 30 کیلومتر، بسیار اندک می‌باشد(شکل2-4)



شکل 2-4: سازو کار های کانونی زمین لرزه های کم عمق در اطراف حوضه کاسپین جنوبی

لازم بذکر است که اغلب زمین لرزه های حاصل از گسل های عادی بر روی این سیل در اعماق 30 کیلومتر تا 50 کیلومتر رخ داده اند ولی زمین لرزه های ناشی از گسل های تراستی در کاسپین جنوبی در اعماق 73 تا 76 کیلومتر ثبت شده اند. براساس زمین لرزه های درون کاسپین که بر روی این سیل قراردارند نشان دهنده حرکت میان اوراسیا و کاسپین نمی‌باشد زیرا:

-این زمین لرزه ها بسیار عمیق اند ودر قسمت های عمیق پی سنگ رخ میدهند.

-گسلش عادی با چین خوردگی و کوتاه شدگی در پوشش فوقانی که در مطالعات لرزه های انعکاسی دیده می‌شوند ناسازگار است.

تنها توجیهی که تاکنون برای رفع این ناسازگاری ارائه شده است: فرو رانش پوسته کاسپین جنوبی در جهت شمال خاور به زیر پوسته کاسپین شمالی در محل سیل آپشرون – بالخان است.بدین صورت که گسلش نرمال با خمش لیتوسفر کاسپین جنوبی وایجاد برآمدگی هایی که در نزدیکی گودال های اقیانوسی دیده میشوند و یا احتمالاً با افت ورقه فرورونده و عقب نشینی درازگودال در ارتباط می‌باشند .

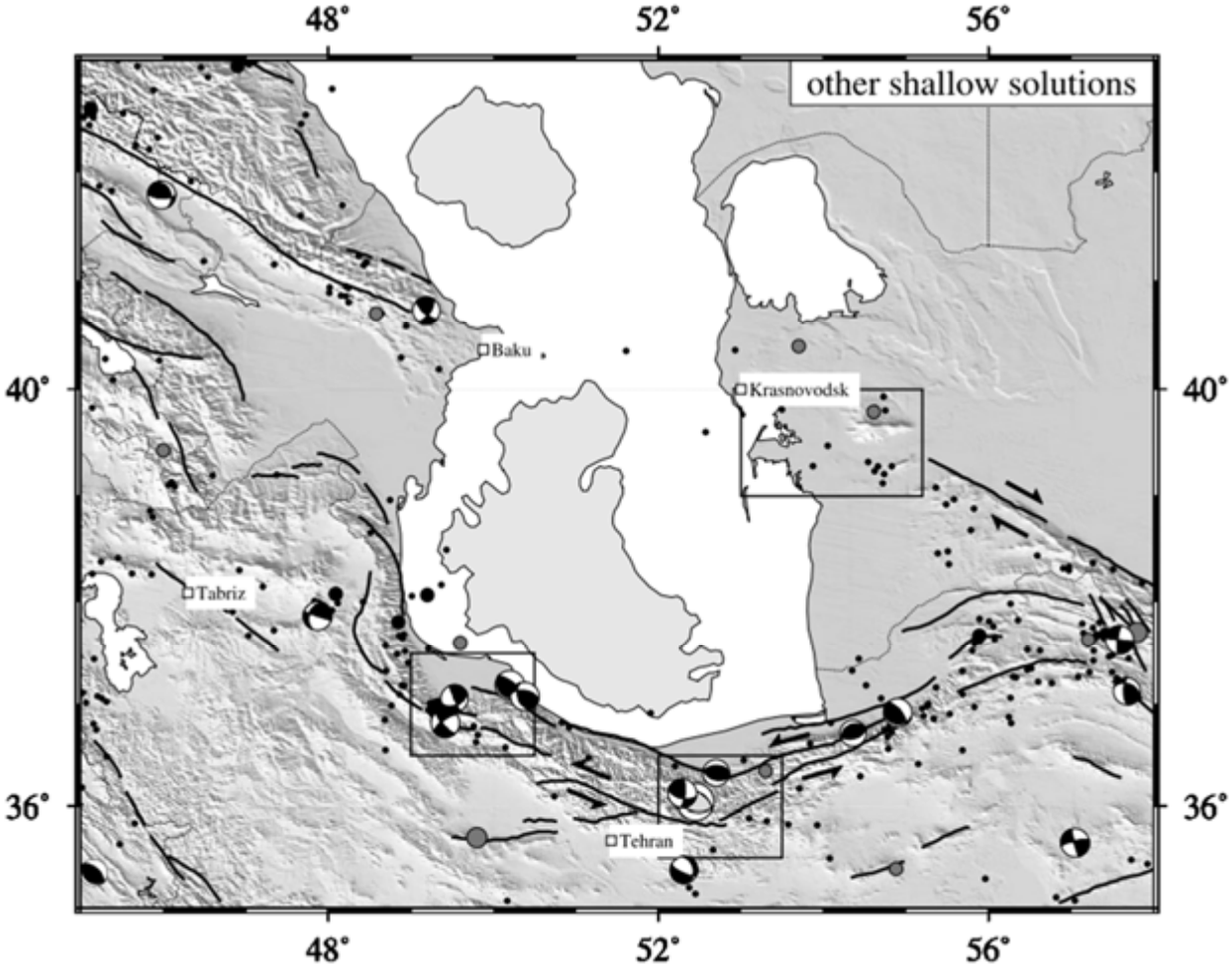
مسلماً زمین لرزه های تراستی نیز که در اعماق زیاد رخ داده اند نشانه ادامه فرورانش می‌باشند. مدارکی دال بر فعالیت لرزه ای در اعماق نزدیک 100 کیلومتر وجود ندارد. بنابرین می‌توان نتیجه گرفت که فرورانش هنوز پیشرفت زیادی نداشته است که این می‌تواند به علت جوان بودن فرورانش ویاآهسته بودن آن باشد. در کاسپین جنوبی کوتاه شدگی در رسوبات سطحی به صورت کاملاً پلاستیک و بدون لرزه میباشد. بنابر این به احتمال زیاد به علت وجود رسوبات گلی تحت فشار در فصل مشترک پی سنگ ورسوبات رویی این رسوبات از پی سنگ جدا شده و براثر چین خوردگی کوتاه گردیده‌اند.

کپه داغ

کپه داغ یک سری ارتفاعات با روندSE و NWرا تشکیل میدهد که سپر توران را از ایران مرکزی جدا میکند . این کمربند حداکثر 3000 متر ارتفاع دارد ودرقسمت خاوری و مرکزی باریک و کم ارتفاع است و به تدریج به سمت باختر از ارتفاع آن کاسته و به وسعت آن افزوده میگردد همچنین این ارتفاعات نامتقارن می‌باشند به این ترتیب که بال شمال خاوری کپه داغ پی سنگ هرسنیین (سپر توران) قرار گرفته باشد ولی خود ارتفاعات از رسوبات دریایی ضخیم ژوراسیک و کرتاسه و مارن ها برخی افق های آذرآواری آندزیتی ائوسن تشکیل شده است که بر روی آنها واحدهای ضخیم دریایی پلیوسن در باختر (که ادامه حوضه کاسپین جنوبی هستند) و سکانس های قاره ای پلیوسن در خاور قابل شناسایی می‌باشند. زمین لرزه ها درکپه داغ اغلب شامل گسلش راستا لغز راست لغز با روند N تاNW ویا گسلش موازی با امتداد ناحیه ایNWمی‌باشند. حاشیه شمال خاوری کپه داغ را یک گسلی با نام گسل اصلی کپه داغ ویا گسل عشق آباد تشکیل میدهد. این گسل سبب زمین لرزه ms-7.2 در سال 1948 در این منطقه بوده است . چنانچه از جابجایی ایجاد شده در ساختمان ها و دیوار ها و همچنین شواهد زمین شناسی منطقه برمی‌آید مشخصه اصلی این گسل شامل حرکات راستالغز راست لغز ومعکوس می‌باشد. در کپه داغ داخلی هم مشاهدات صحرایی و هم ساز و کارهای زمین لرزه ای (شکل2-5 و2-6) نشان میدهد که گسلش امتداد لغز نسبت به روند عمومی منطقه کپه داغ به صورت مورب روی داده است . بدین ترتیب که بردارهای لغزش در جبهه شمال خاوری کپه داغ 330-350 ودر قسمت های جنوب باختری 310-320 می‌باشد(شکل2-8) . ولی حرکت گسل ها همواره به صورت راست لغز می‌باشد . پیش بینی میشود که گسل های امتداد لغز در این ارتفاعات با پیشرفت تغییر شکل در جهت عکس عقربه های ساعت بچرخند تا بالاخره موازی با امتداد ناحیه ارتفاعات کپه داغ و گسل های جبه شمال خاوری آن قرار گیرند.

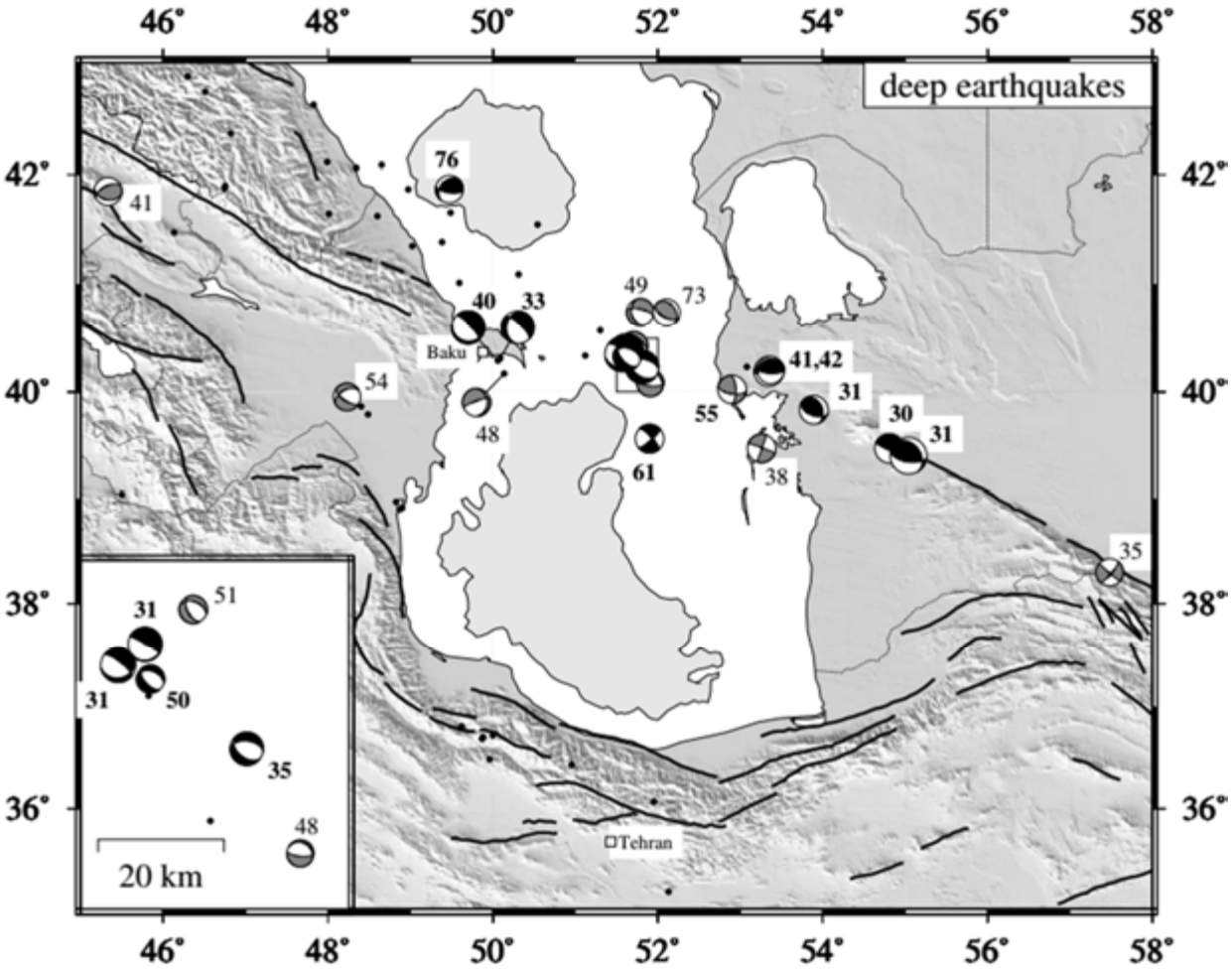
به نظر میرسد که ساختار کپه داغ به سمت NW تا منطقه بالخان ادامه یافته ولی بطور گسترده ای توسط رسوبات پوشیده شده‌اند . دراین منطقه (بالخان) نیز گسلش به صورت تراستی (با بردارلغزش به سمتNE) و راستالغزراستلغز با بردار لغزش به سمت SE-NW می‌باشد(شکل2-8) . ولی کانون زمین لرزه های بالخان

عمیق تر(37-27 کیلومتر)از زمین لرزه ای کپه داغ خاور (15<km)است که ممکن است به علت پوشیده شدن منطقه توسط رسوبات جوانتر با ضخامت زیاد باشد . به عبارت دقیقتر ضخامت زیاد رسوبات دلتایی رودخانه OXUs موجب عمیق تر شدن کانون زمین لرزه های این منطقه شده است. به طور کلی تغییر شکل در کمربند کوهزایی از بالخان تا کپه داغ واجد یک خصوصیت مهم است که آن کوتاه شدگی راست لغز بر اثر عملکرد گسل هایی است که بصورت مورب نسبت به امتداد کلی کمربند قرارگرفته اند .با استفاده از روش جدایش مولفه های حرکت بروی گسل های مجزا تخمین هایی در مورد حرکت در کپه داغ صورت گرفته است. براساس این تخمین ها کپه داغ از پنج میلیون سال قبل تاکنون در جهت شمال – جنوب 75 کیلومتر شدگی را با سرعت 15 میلیمتر بر سال را تحمل کرده است که این بردار حرکت کلی خود به دو مولفه راندگی در جهت عمود برامتداد



شکل 2-5سازو کار کانونی زمین لرزه های کم عمق در اطراف حوضه کاسپین جنوبی که واجد کیفیت تشخیصی بالایی نمی باشند.کادر های نشان داده شده در شکل 2-7 بزرگ شده اند.

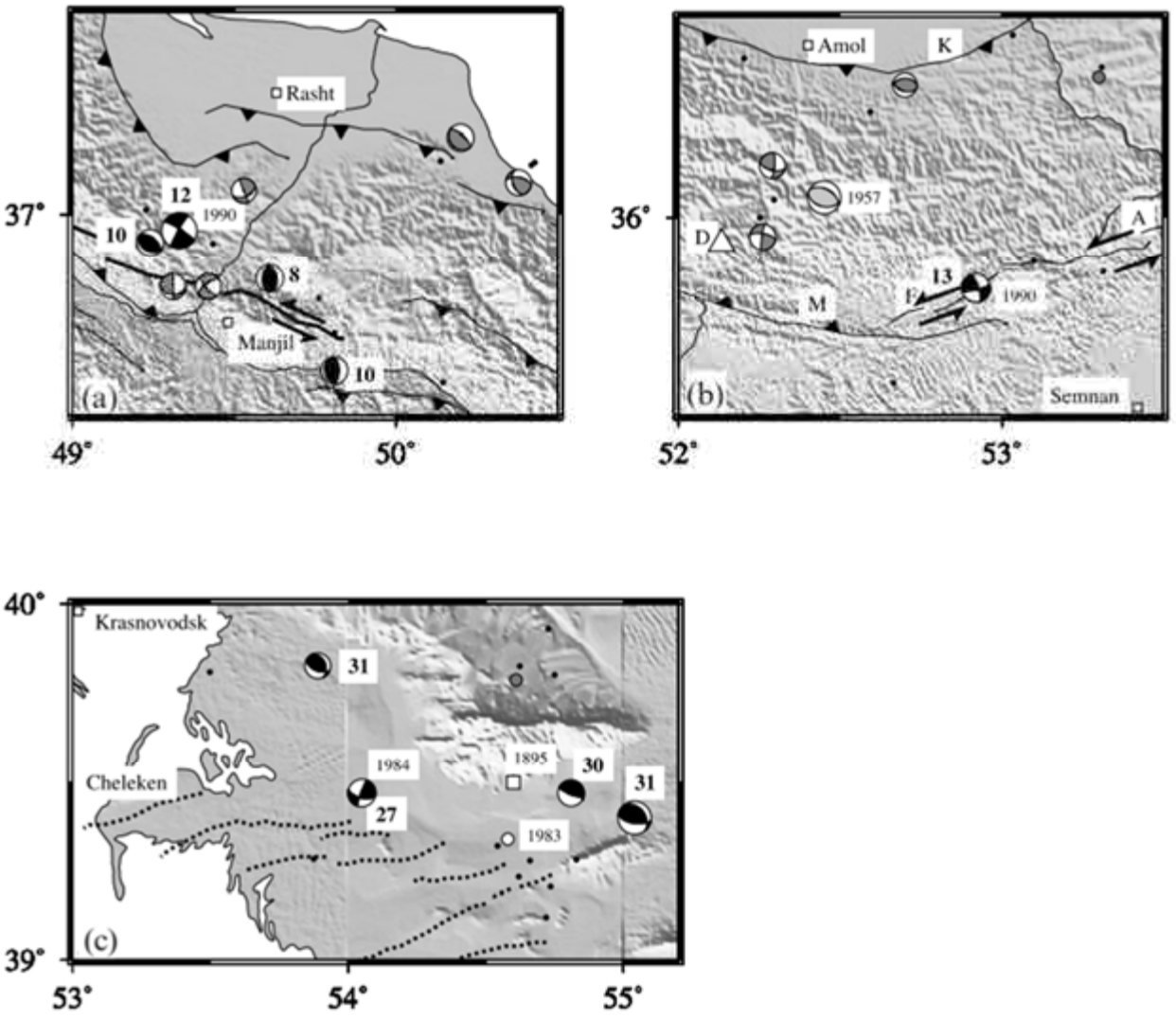
کمربند کوهزایی کپه داغ به میزان 70 کیلومتر و جابجایی راستگرد به موازات کمربند کوهزایی کپه داغ به میزان 65 کیلومتر تجزیه می‌گردد(Lyberis and manby1999) . در خاور طول جغرافیایی 56 خاوری کوتاه شدگی کپه داغ نشان دهنده حرکت بین سپر توران و ایران است. مشاهدات صحرایی و گرانی سنجی هوایی نشان میدهد که در خاور این طول جغرافیایی سپر توران در جهت جنوب باختر به زیر کپه داغ رانده شده است(Maggi et al2000a). ولی در باختر طول جغرافیایی56 خاوری توپوگرافی ملایم تر می‌شود و زمین لرزه های کمتر نشان دهنده وقوع حرکت کوچکتر میان سپر ترکمن (توران) و سرزمین های پست جنوب خاور (به



شکل 2-6: سازو کارهای کانونی زمین لرزه های عمیق در حوضه کاسپین جنوبی کادر نشان داده شده در مرکز دریای کاسپین در گوشه پایین سمت چپ نقشه بزرگ شده است.

موازات سطوح گسختگی با شیب کم به سمت NE-N قسمت های شمالی بر روی مناطق جنوبی رورانده شده است . در صورتی که در خاور طول جغرافیایی56 خاوری قسمت های جنوبی بر روی مناطق شمالی رورانده شده است .شدت این روراندگی در خاور طول جغرافیایی 56 خاوری بیشتر از باختر طول جغرافیایی

56 خاوری می‌باشد. همچنین این روراندگی در خاور طول جغرافیایی 56خاوری نشان دهنده همگرایی میان ایران و سپر توران و در باختر طول جغرافیایی 56 خاوری نشان دهنده همگرایی میان کاسپین و سپر توران است.

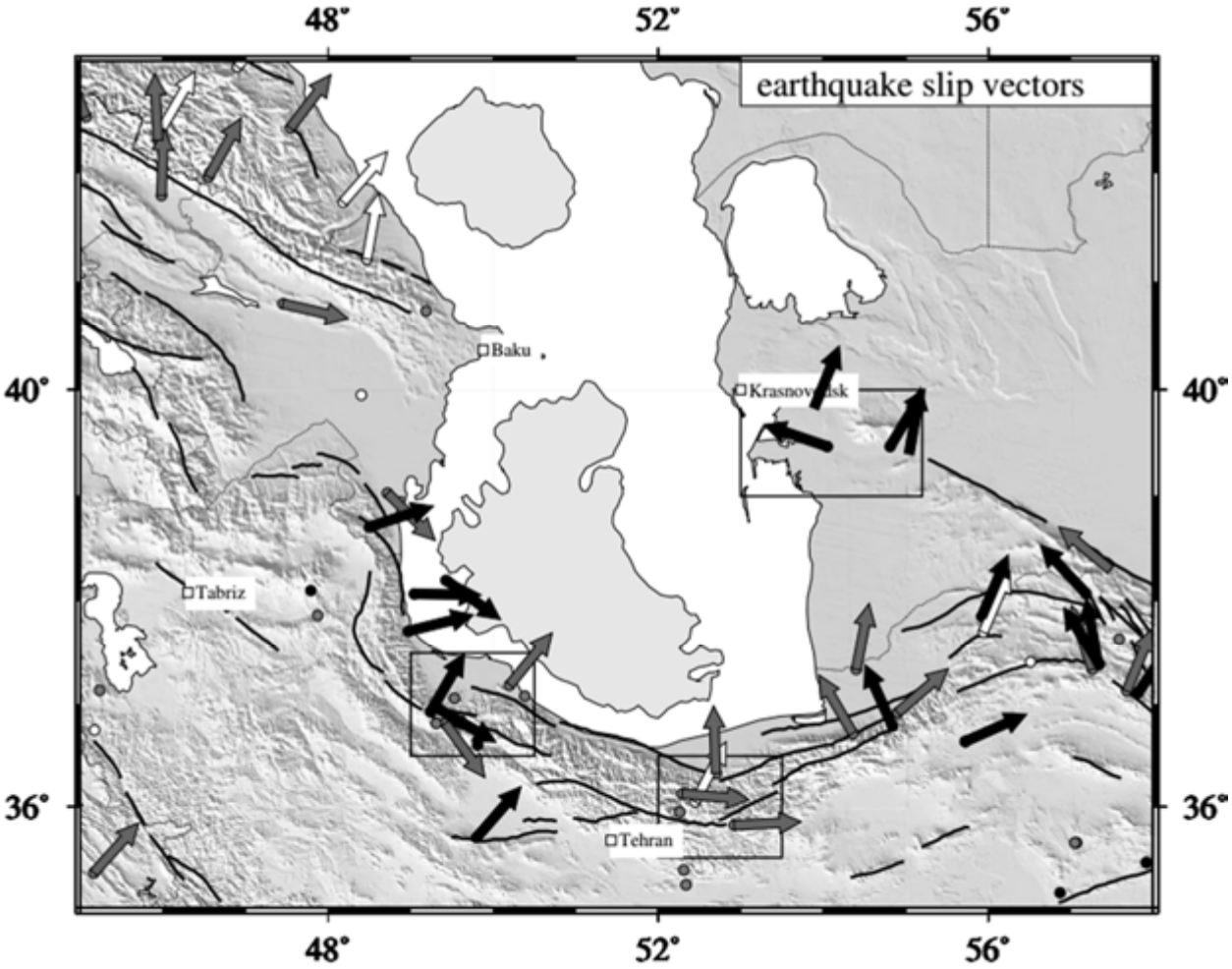


شکل 2-7: نقشه مناطق مشخص شده در شکل 4 که همگی نشان دهنده جابجایی تفکیک شده در گسل های تراستی و امتداد لغز تقریبا موازی می باشد.این پدیده در مناطق اطراف حوضه کاسپین جنوبی عادی است و همگرایی مایل موجب ایجاد گسل هایی با جابجایی امتدادی و به موازات آنها گسل های تراستی گردیده است.

البرز

البرز یک کمان پر ارتفاع کوهستانی است که از انتهای جنوب تالش شروع می‌شود وتا کپه داغ ادامه پیدا می‌کند. ارتفاع این کمان از کپه داغ بیشتر و اغلب بین 3600تا4800 متر می‌باشد. با توجه به عرض این

کمربند که بین 60 تا120 کیلومتر متغیر است، مشخص است که شیب عمومی البرز بسیار زیاد و یال های آن بطور ناگهانی به دشت هایی که در مجاورت گسل های تراستی اصلی هردوطرف کمربند قرار گرفته‌اند،می‌پیوندد(گسل مشاء شمال تهران و شمال قزوین دو طرف جنوبی وگسل خزر در طرف شمالی) .



شکل 2-8:تصاویر افقی مولفه های جابجایی در مناطق اطراف حوضه کاسپین جنوبی با استفاده از داده های زمین لرزه های کم عمق،با توجه به اینکه در تحلیل سازو کارهای کانونی دو صفحه احتمالی گسل بدست می آید،موارد زیر برای در نظر گرفتن صفحات اصلی گسل بکار برده شده است.a)در مورد سازو کار های امتداد لغز، زمین لرزه هایی در نظر گرفته شده است که گسیختگی سطحی آنها قابل شناسایی باشد.b)در مورد صفحات گسلی متعلق به زمین لرزه های تراستی،زمین لرزه هایی در نظر گرفته شده که گسل های ایجاد کننده آنها موجب تغییرات شدید توپوگرافی شده است.

این ارتفاعات شامل توالی های ضخیمی از ولکانیک های آندزیتی و نفوذهایی به سن پالئوژن میباشد وبه نظر میرسد دو حوضه دریایی کاسپین جنوبی در شمال و قم (ایران مرکزی) در جنوب را از هم جدا می‌کرده است .

تمامی زمین لرزه های ایجاد شده در البرز عمقی کمتر از 15 کیلومتر دارند (شکل2-4) . همچنین اغلب سازوکارهای کانونی در این کمربند نشان دهنده گسلش معکوس ویا امتداد لغز چپ لغز بر روی صفحات موازی با امتداد ناحیه ای کمربند البرز است (شکل2-4و2-5) . شواهد صحرایی همراه زمین لرزه های موجود نیز همگی موید گسلش امتداد لغز چپ لغز موازی با کمربند کوهزایی البرز است . برای مثال زمین لرزه رودبار- طارم با 80 کیلومتر گسیختگی چپ لغز بر روی سطح زمین همراه بوده است . همچنین حرکت چپ لغز بسیاری از گسل ها بر روی عکس های هوایی و ماهواره ای به اثبات رسیده است .

(Berberan and Yeats1999 – hessami et al 1997 – berberian 1985,1996-wellman,1966)

یک پدیده مهم در گسلش امتداد لغز چپ لغز در این ارتفاعات واضح تر بودن این حرکت درالبرز خاوری نسبت به البرز باختری است . گسل هایی که حرکت چپ لغز آنها بر روی زمین و بر روی عکس های هوایی مشخص شده است بیشتر در خاور طول جغرافیایی 52 خاوری قرار گرفته اند . برعکس گسل هایی که در باختر این طول جغرافیایی قرار دارند واجدظاهری بسیار ظریف و شواهد ژئو مورفولوژیک بسیار مبهم می‌باشند به طوری که شناسایی آنها بسیار سخت ودر غالب موارد غیر ممکن است . برای مثال گسیختگی به طول 80 کیلومتر در طی زلزله رودبار بر روی یک سیستم گسلی که قبلاً ناشناخته بود اتفاق افتاد . رخنمون گسل امتدادی رودبار – طارم در ارتفاعات بسیار بلند(اغلب بالاتر از 2000 متر) ودر نزدیکی خط الراس البرز باختری قرار گرفته است . این گسل هم اکنون نیز فقط در برخی مناطق قابل تشخیص بر روی عکس های هوایی ویا تصویر ماهواره ای است . بنابراین گسل هایی مانند گسل رودبار – طارم احتمالاً واجد حرکت اندکی بوده اند و به همین علت توپوگرافی محل گسلش را بطور عمده تحت تاثیر قرار نداده اند واین بر خلاف گسل های چپ لغز کاملاً مشخص با جابجایی زیاد در خاور البرز است . این اختلاف میان گسل های چپ لغز باختر و خاور البرز می‌تواند در توجیه حرکت کلی همگرایی میان ایران و اوراسیا مهم و راهگشا باشد . همچنین در کمربند کوهزایی البرز برخی از زمین لرزه ها نشان دهنده وقوع گسلش تراستی بر روی صفحات عمود بر امتداد عمومی البرز می‌باشد (شکل های 2-۴،۲-5، 2a-7)

حرکت کلی میان کاسپین جنوبی و ایران مرکزی در منطقه البرز به وقوع می‌پیوندد که احتمالاً شامل کوتاه شدگی چپ گردی است که به صورت مورب نسبت به امتداد کمربند کوهزایی البرز اعمال می‌گردد. بردارهای لغزش نیز نشان دهنده دو نوع حرکت کوتاه شدگی و جابجایی چپ گرد است که مولفه های حرکت کوتاه شدگی چپ گرد را تشکیل می‌دهند(شکل2-8) .همچنین مدارک فراوانی در مورد بالا آمدگی در البرز وجود دارد که مهمترین آنها پادگانه های آبرفتی و ساحلی در البرز می‌باشند.

براین اساس احتمال زیادی وجود دارد که پوسته ایران بر روی حوضه کاسپین جنوبی رانده شده باشد (Beberian ,1983) .ولی مدارکی که موید فرو رانش لیتوسفر کاسپین جنوبی درون مانتوی زیر البرز دردست نیست(همچنانکه در مورد سیل آپشرون – بالخان نیز مدرکی دال بر فرو رانش به درون مانتو وجود ندارد) . بربریان کوتاه شدگی در البرز را در طول پلیوسن و پلیستوسن حدود25٪ (تقریباً 50 کیلومتر) تخمین می‌زند.

تالش

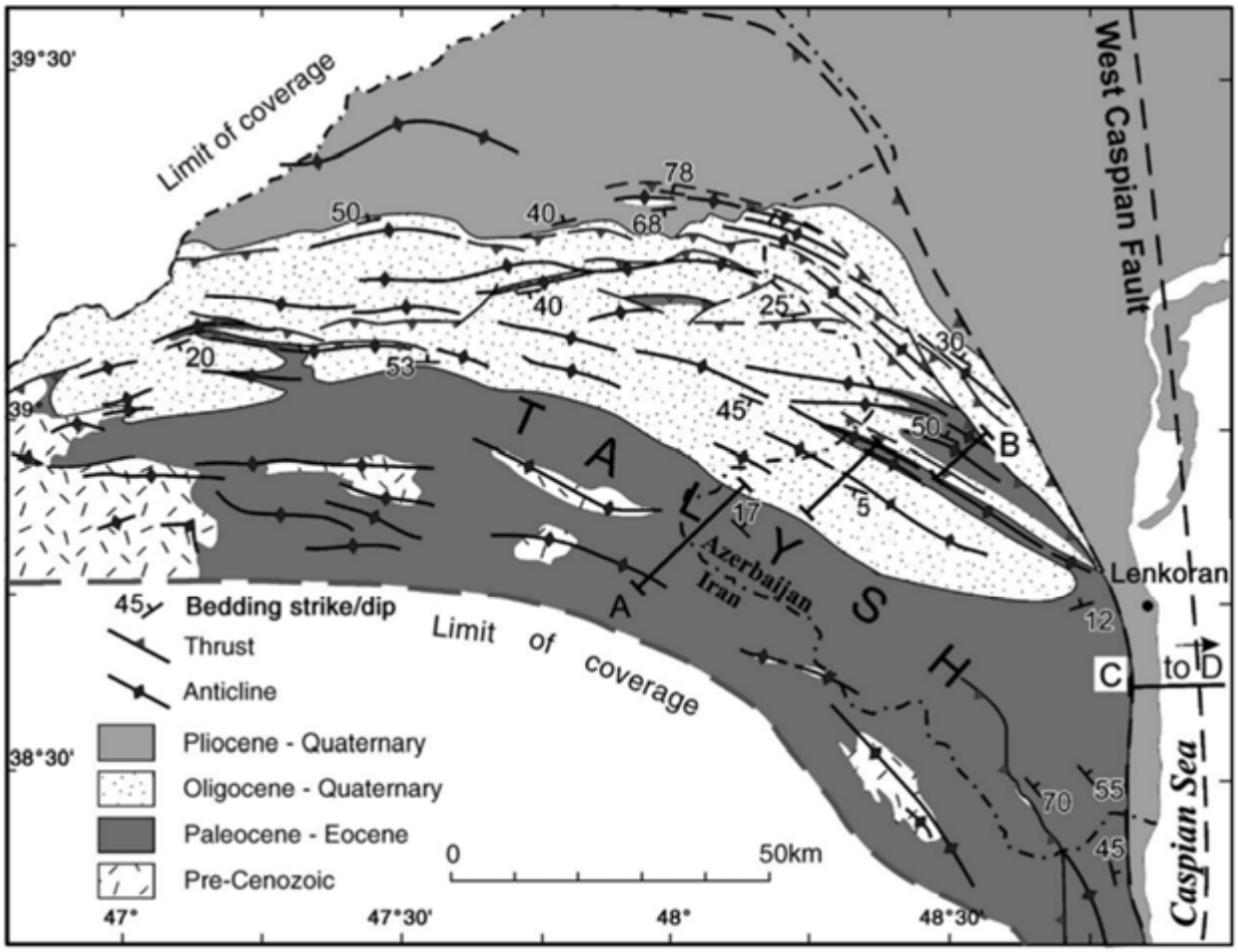
تالش یک سری ارتفاعات با روند کلی شمال جنوبی است که در امتداد ساحل باختری کاسپین در ایران و آذربایجان قرار گرفته است . از دیدگاه جغرافیایی تالش ادامه البرز باختری است ولی پهنای آن کمتر از 50 کیلومتر می‌باشد . لیتولوژی ارتفاعات تالش بسیار شبیه البرز است و شامل سکانس های آذرآواری آندزیتی متعلق به پالئوژن می‌باشد . ساختار های غالب در این کمربند ، چین خوردگی ها و تراست هایی است که روند شمال جنوبی آنها به تدریج در انتهای شمالی ارتفاعات (جایی که به دشت های مسطح نزدیک میگردد) به خاوری – باختری تغییر می‌یابد .

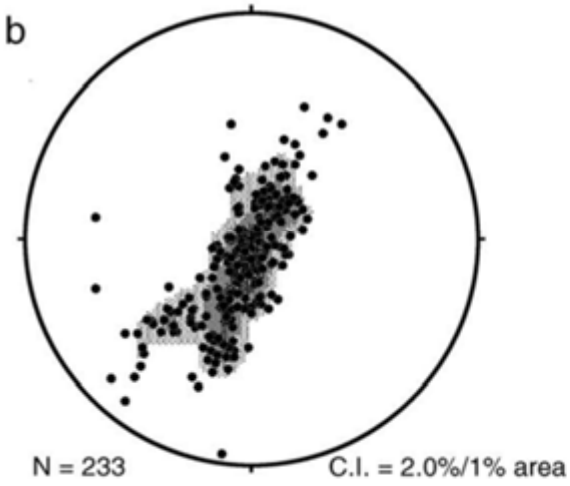
سازوکار های زمین لرزه های تالش کاملاً متفاوت از آن چیزی است که در البرز وجود دارد. این ساز و کارها نشان دهنده راندگی در گسل های تراستی در عمق26-15 کیلومتر (عمیق تر از راندگی های البرز) و با بردار های لغزشی است که مستقیماً به طرف دریای کاسپین جهت یافته می‌باشد(شکل2-2،4-2،5-2،8) موقعیت این زمین لرزه ها همگی در نزدیکی خط ساحلی ودر باختر محور چین های شمالی جنوبی قرار دارد(شکل2-3) . عمق کانونی این زمین لرزه های نشان دهنده نزدیکی گسل های فعال با قاعده سکانس های رسوبی در باختر کاسپین می‌باشد(شکل2-2) .که احتمالاً نشان دهنده راندگی پی سنگ کریستالین کاسپین در زیر کوهای تالش است(شکل2-9) . به احتمال زیاد این راندگی های کم زاویه به نزدیکی سطح ادامه پیدا نمی کند بلکه به علت جدا شدگی رسوبات سطحی از پی سنگ توسط رسوبات گلی تحت فشار ، به سطح جدایش منتهی می‌گردند. بنابراین چین های شمالی جنوبی در باختر کاسپین و همچنین تراست های عمیق تر این منطقه بازتاب کوتاه شدگی در نتیجه همگرایی میان لیتوسفر ایران و کاسپین در این منطقه میباشد . به هر حال کوتاه شدگی تالش از میوسن بالایی تا به حال در حدود 30٪(تقریباً25 کیلومتر) تخمین زده می‌شود(Allen,2003) . البته این نتیجه گیری با این فرض صحیح است که گسل های تراستی فرعی که در سطح زمین رخنمون دارند و همچنین چین خوردگی های سطحی با سیستم تراستی اصلی در زیر رشته ارتفاعات مرتبط باشند .

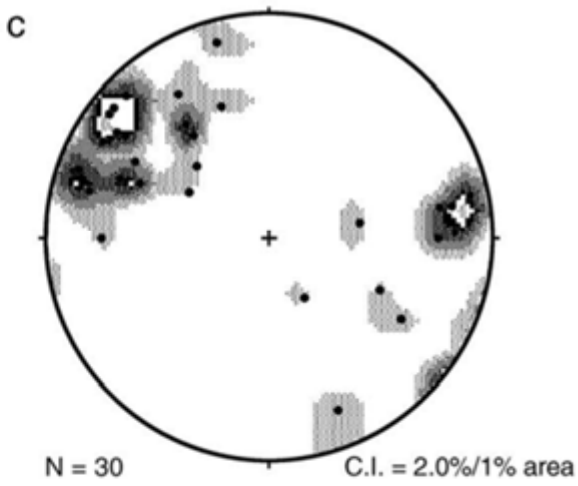
قفقاز بزرگ خاوری و حوضه کورا

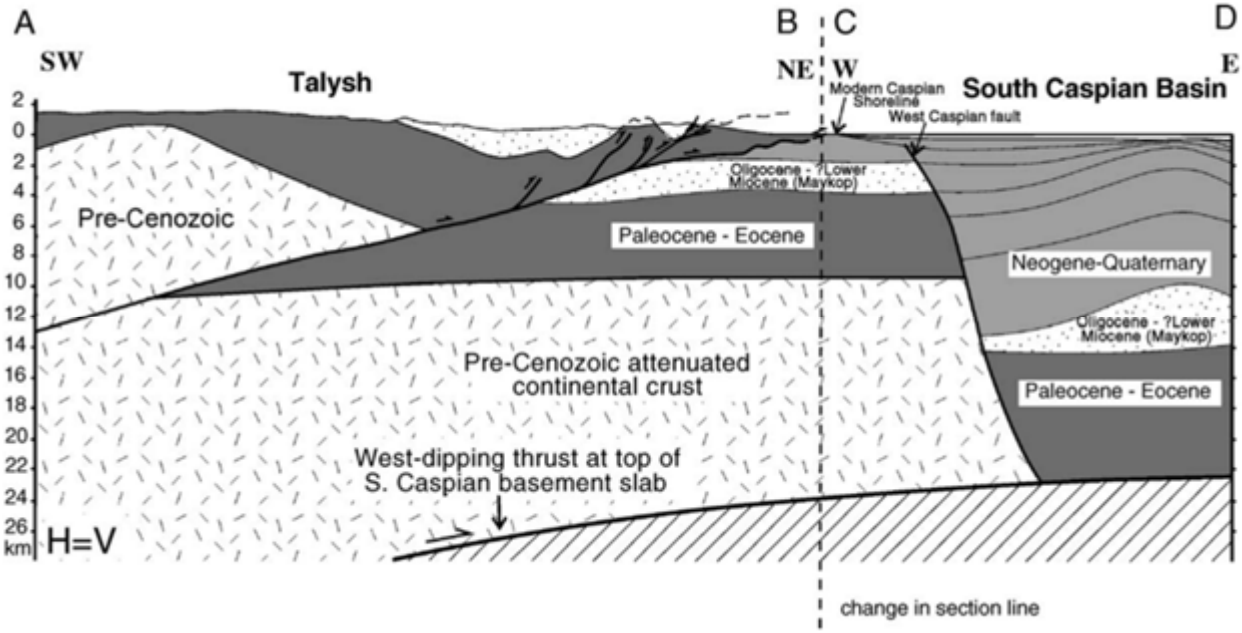
قفقاز بزرگ متشکل از یک سری ارتفاعات با پهنای بین 200 تا100 کیلومتر است به سمت خاور دچار کاهش و در ساحل کاسپین به طور کامل محو میگردد. در هسته این کمربند کوهزایی سنگ های دگرگون شده توسط عملکرد فازهای کوهزایی پالئوزوئیک ویا تریاس در لبه جنوبی پلاتفرم روسیه رخنمون پیدا کرده اند . کشش ابتدای ژوراسیک موجب نهشته شدن ضخامت قابل توجهی از توالی های آواری ودر پی آن نهشته های کربناته دریایی کرتاسه و ابتدای سنوزوئیک گردید. بالا آمدگی این کمربند در سنوزوئیک بالایی و همزمان با برخورد صفحه عربی با اوراسیا احتمالاً در میوسن بالایی آغاز گردیده است .

اغلب ساز و کارهای کانونی در خاور قفقاز بزرگ نشان دهنده راندگی کم زاویه بر روی صفحاتی است که به تدریج به سمت ارتفاعات در هردو سو شیبدار می‌شوند (شکل2-5و2-4) . بردارهای لغزش در قفقاز بزرگ خاوری به رغم همگرایی شمالی – جنوبی صفحه عربی – اوراسیا عموماً به سمت شمال خاور است(شکل2-8) .


39°30'
Limit of coverage
West Caspian Fault
78
50
40
68
40
25
30
20
53
45
50
B
39°
T A L Y S H
17
5
Azerbaijan
Iran
Lenkoran
45
Bedding strike/dip
Thrust
Anticline
Limit of coverage
12
C
to D
38°30'
Pliocene - Quaternary
Oligocene - Quaternary
Paleocene - Eocene
Pre-Cenozoic
0
50km
70
55
45
Caspian Sea
47°
47°30'
48°
48°30'


b
N = 233
C.I. = 2.0%/1% area


c
N = 30
C.I. = 2.0%/1% area



شکل2-9: نقشه و مقطع عرضی زمین شناسی شمال خاور تالش که با استفاده از داده های سطحی و زمین لرزه ای ترسیم گردیده است.اغلب زمین لرزه های بزرگ در تراست شناسایی شده در پی سنگ در عمق 10تا 20کیلومتری زیر مرز ایران با آذربایجان روی داده است. در صورتی که چین خوردگی سطحی در رسوبات جوانتر و در قسمت شمال خاوری کانون زمین لرزه ها در نزدیکی ساحل کاسپین و در مناطقی که تراست ها در عمق کمتری قرار گرفته،ایجاد شده اند.

دلیل این ناهماهنگی این است که همگرایی کلی به مولفه های جداگانه جابجایی امتداد لغز وکوتاه شدگی تفکیک شده است . بدین ترتیب که جابجایی امتدادی راست لغز با جهت NW-SE در خاور ترکیه و شمال باختر ایران غالب است در صورتی که در قفقاز بزرگ خاوری مولفه کوتاه شدگی مستقیماً در جهتNE-SW روی میدهد . این پدیده توسط اندازه گیری های GPS نیز به اثبات رسیده است .

مطالعات گرانی سنجی نشان دهنده این است که قفقاز بزرگ خاوری به روی لبه جنوبی پلاتفرم روسیه رانده شده است ولی هیچ نشانه ای در خصوص فرورانش به درون جبه وجود ندارد . همچنین در طرف جنوبی قفقاز خاوری بر روی رسوبات فرو افتادگی کورا رانده شده است(شکل2-3) که گسل های تراستی با شیب به سمت شمال مهمترین نشانه آن می‌باشد(Berberian,1997)

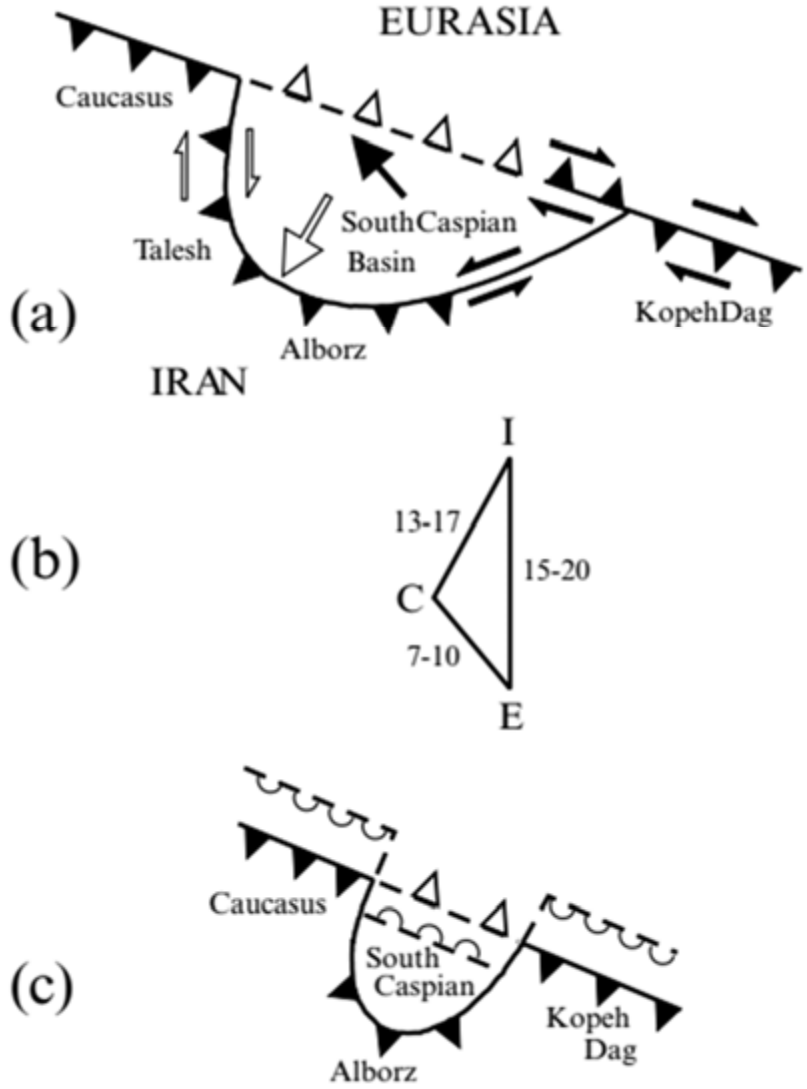
حرکت حوضه کاسپین جنوبی نسبت به مناطق اطراف

فقدان زمین لرزه های کم عمق در حوضه کاسپین جنوبی نشان دهنده این حقیقت است که این حوضه یک بلوک سخت شده(rigid block) درون منطقه برخورد صفحات عربی – ایران – اوراسیا می‌باشد . وجود چین های متعدد در پوشش رسوبی حوضه احتمالاً نشان دهنده گسلش گسترده پی سنگ زیرین نیست، بلکه نشان دهنده چین خوردگی سطحی کاملاً مجزا از کوتاه شدگی پی سنگ می‌باشد . بدین ترتیب که

وجود رسوبات گلی تحت فشار موجب جدایش بین پی سنگ و رسوبات پوششی گردیده است .بنابرین چین های شمالی – جنوبی در حوضه کاسپین (در آب های ساحلی آذربایجان) احتمالاً به علت کوتاه شدگی پی سنگ می‌باشد که تقریباً در 100 کیلومتری باختر این منطقه در زیر منطقه تالش روی داده است(شکل2-c9). همچنین چین های سطحی با روند E-SE,W-NW نزدیک سیل آپشرون – بالخان احتمالاً به علت راندگی پی سنگ کاسپین جنوبی به زیر لیتوسفرکاسپین شمالی ایجاد گردیده است . فقدان زمین لرزه های کم عمق در سیل آپشرون – بالخان نشان دهنده این است که این کوتاه شدگی بدون لرزه و مانند آن چیزی است که در ترنچHellenic روی داده است (jakson& Mckenzie,1988) . در منطقه بدون لرزه واقع در جنوب خاور حوضه کاسپین نیز چین خوردگی هایی مشاهده می‌گردد که فاقد هر گونه ارتباطی با گسلش پی سنگ می‌باشد و در عوض این احتمال وجود ندارد که چین ها به علت لغزش ماسه سنگ های سری قرمز بر روی سازندگی گلی تحت فشار و بر اثر نیروهای ثقلی ناشی از شیب توپوگرافی (از خاور به باختر) تشکیل شده باشند . همچنین دیاپیریسم گل نیز می تواند مسبب چین خوردگی در مرکز حوضه کاسپین باشد.

بنابرین اگر حوضه کاسپین جنوبی یک بلوک سخت و بدون تغییر شکل در نظر گرفته شود دگر شکلی های روی داده در کمربند های اطراف آن باید نتیجه حرکت آن نسبت به ایران و اوراسیا باشد. مثلاً حرکت راست لغز در کپه داغ و حرکت چپ لغز در البرز نشان دهنده حرکت به سمت باختر قسمت جنوب خاور حوضه کاسپین نسبت به ایران و اوراسیا است که این حرکت موجب زیر راندگی کاسپین جنوبی به زیر تالش می‌گردد(2-10-a) .

اگر چه حرکت راستالغز چپ در تمامی طول کمان البرز از طول جغرافیایی 49 خاوری تا طول جغرافیایی56 خاوری دیده میشود ولی نمی توان از شکل این کمان برای تثبیت یک قطب چرخش برای حوضه کاسپین جنوبی استفاده کرد زیرا حرکت کلی یک حرکت امتداد لغز خاص نیست . ساز و کارهای کانونی زمین لرزه های و همچنین خصوصیات زمین شناسی نشان دهنده این واقعیت می‌باشد که کوتاه شدگی قابل ملاحظه ای حرکت امتدادلغز را در البرز همراهی می‌نماید. به علت اینکه مقادیر مولفه های فوق مشخص نیست فقط برخی تخمین های احتمالی و ناپخته امکان پذیر است . همگرایی کلی صفحه عربستان و اوراسیا ازترکیب حرکت آفریقا – اوراسیا وآفریقا عربی محاسبه شده است .



شکل2-10: چگونگی حرکت احتمالی پی سنگ حوضه کاسپین جنوبی.a)وضعیت فعلی نشان دهنده زیر راندگی به سمت جنوب و جنوب باختری در کپه داغ،البرز،تالش و شرق قفقاز بزرگ و زیرراندگی به سمت شمال در کاسپین مرکزی است.پیکان سفید نشان دهنده جهت حرکت پی سنگ کاسپین جنوبی نسبت به ایران و پیکان سیاه نشان دهنده جهت حرکت پی سنگ کاسپین جنوبی نسبت به اوراسیا است. b) مثلث سرعت جهت بازسازی حرکت های نسبی میان ایران(I)اوراسیا(E) و حوضه کاسپین جنوبی (C)برحسب میلی متر بر سال. C) تصویر نشان دهنده ناپایداری هندسی خطی در کمربند لرزه خیز سیل آپشرون –بالخان ،کپه داغ،قفقاز بزرگ،به علت زیر راندگی به سمت شمال در سیل آپشرون _بالخان (مثلث های سفید) و زیر راندگی به سمت جنوب در کپه داغ و قفقاز (مثلث های سیاه) که عاقبت موجب جابجایی مرز های همگرا(نیم دایره)میگردد.

این همگرایی در جهت شمال – جنوب در طول جغرافیایی در یایی کاسپین در حدود 33-30 میلیمتر بر سال محاسبه شده است . از این مقدار 10-15 میلیمتر بر سال با تغییر شکل کمربند زاگرس محقق

می‌گردد زیرا 5 میلیون سال قبل تا به حال در کمربند چین خورده ساده زاگرس حدود 50 کیلومتر کوتاه شدگی به اثبات رسیده است(Falcon,1969,1974). بنابرین با توجه به اینکه 20-15 میلیمتر بر سال برای کوتاه شدگی در البرز وسیل آپشرون – بالخان باقی می‌ماند . می‌توان یک مثلث سرعت را بازسازی نمود(شکل2-10-b). برای رسیدن به این هدف باید دید که حرکت چپلغز در البرز باختری تا کجا ادامه پیدا کرده است . با بررسی های انجام گرفته بر روی عکس های هوایی و ماهواره ای و همچنین مشاهدات صحرایی و داده ای زمین لرزه ای گسل رودبار – طارم احتمالاً باختری ترین تظاهرات حرکت چپگرد البرز است زیرا همانگونه که قبلاً نیز گفته شد در مناطق باختری تر حرکت چپلغز قابل مشاهده نیست . بنابراین حرکت کاسپین جنوبی نسبت به ایران تقریباً با روند 210 صورت می‌پذیرد . به عبارت دیگر زاویه I در شکل 2-10- bتقریباً 30درجه باشد می‌باشد. اگر زاویه بزرگتر از 30درجه باشد،باید انتظار داشت که جابجایی چپلغز بیشتر به سمت باختر ادامه داشته وتا مناطق تالش نیز گسترش یابد اگر این زاویه کوچکتر از 30 درجه باشدحرکت چپلغز نمی تواند به سمت باختر وتا مکانی که هم اکنون گسترش یافته است ، ادامه داشته باشد. احتمالاً به همین علت است که در البرز خاوری جابجایی امتدادی گسل ها بزرگتر و واضح تر از البرز باختری وگسلش تراستی نیز در البرز باختری غالب تر از البرز خاوری است .

علاوه بر حرکت امتدادی حرکت کاسپین جنوبی نسبت به اوراسیا باید واجد یک مولفه کوتاه شدگی نیزباشد. با توجه به روند گسل کپه داغ(300) به نظر میرسد که حرکت کاسپین جنوبی باید واجد روندی بیش از 300 باشد تا بتواند حرکت امتدادی راست لغز این گسل را تامین نماید. در اینجا بطور کاملاً غیر مطمئن آزیموت320 برای روند حرکت کاسپین جنوبی به سمت اوراسیا پیشنهاد میگردد.

به عبارت دیگر زاویه E مطمئناً کمتر از60 درجه و احتمالاً40 درجه میباشد . بدین ترتیب می‌توان نتیجه گرفت که حرکت کاسپین به سمت اوراسیا در حدود10-7 میلیمتر بر سال و در جهت تقریبی 320 و حرکت کاسپین جنوبی به سمت ایران در حدود 17-13 میلیمتر بر سال و در جهت 210 صورت میگیرد.

باتوجه به مطالب فوق میتوان گفت که زمین لرزه هایی که در عمق 80تا100 کیلومتری زیر سیل بالخان-آپشرون به وقوع پیوسته احتمالاً نشان دهنده فرورانش جزیی پی سنگ کاسپین جنوبی به درون جبه است . ولی دو واقعیت مهم نشان دهنده جوان بودن و کوچک بودن مقدار کوتاه شدگی میان کاسپین جنوبی و اوراسیا می‌باشد:

نشانه ای از ولکانیسم عهد حاضر در شمال آپشرون – بالخان وجود ندارد.

با وجود اینکه جهت زیر راندگی در سیل آپشرون – بالخان به سمت شمال و بر خلاف زیر راندگی در قفقاز بزرگ و کپه داغ (که موجب رانده شدن این مناطق برروی سپر توران میگردد)است ،کمربند های قفقاز

بزرگ سیل آپشرون – بالخان وکپه داغ تقریباً همگی برروی یک خط قرار گرفته اند وهستند . مسلماًاین وضعیت در صورت ادامه یافتن در مدت زمان کمی به آرایش غیر خطی یا non-collinearتبدیل خواهد شد(شکل c-10-2) .سن اغلب ساختار های تغییر شکل یافته در رسوبات حوضه کاسپین جنوبی جوانتر از 3.4 میلیون سال است زیرا رسوبات قدیمی تر واجد ضخامت یکسان هستند ولی در رسوبات جوانتر تغییرات شدیدی درضخامت دیده می‌شود به طوری که در خط الراس تاقدیس ها ضخامت رسوبات جوانتر از3.4 میلیون سال به شدت کاهش پیدا کرده است(Delrin,1999) . این امکان وجود دارد که در این زمان کوتاه شدگی از البرز به سیل آپشرون – بالخان انتقال یافته باشد. با توجه به اینکه ارتفاعات البرز قبل از آغاز پلیوسن شکل گرفته(که نشانه آن تشکیل رسوبات آواری دانه درشت نئوژن در هر دو حاشیه شمالی و جنوبی البرز است) واز آنجا که کوتاه شدگی در کمربند چین خورده ساده زاگرس نیز در همین زمان آغاز گردیده است چنین به نظر میرسد که بر افزایش نهایی در منطقه برخوردی بلوک های تکنونیکی ایران وآغاز واقعی کوتاه شدگی قارهای در این زمان صورت گرفته است .با توجه به شکل b-10-2 و توپوگرافی بسیار مرتفع تر در البرز نسبت به کپه داغ در باختر طول جغرافیایی 56 خاوری ، انتظار می‌رود که نرخ کوتاه شدگی کلی در سنوزوئیک در البرز بیشتر از سیل آپشرون – بالخان باشد. بنابراین کوتاه شدگی در کمربند قفقاز،تالش ، البرز و کپه داغ متمرکز می‌باشد که لازمه آن وقوع یک برش راستگرد میان کاسپین جنوبی و تالش در شمال باختر ایران است . مدارک زمین لرزه ای هیچ نشانه ای از این پدیده در این منطقه در اختیار نمی‌گذارد ولی در اعماق کمتر انحنای چین خوردگی شدید تالش از خاوری- باختری در شمال تالش به شمالی – جنوبی در طول ساحل باختری کاسپین ، می‌تواند نشانه دهنده منطقه برشی باشد که موجب چرخیدن محور چین خوردگی شمالی – جنوبی در جهت عقربه های ساعت گردیده است . این در حالی است که مولفه های کوتاه شدگی در جهت خاوری – باختری(حاصل از حرکت به سمت باختر لیتوسفر کاسپین جنوبی) موجب ایجاد تراست های خاوری – باختری در شمال تالش نشان میدهد که در باختر کاسپین کوتاه شدگی ایران – اوراسیا ، جنوب حوضه کورا را نیز تحت تاثیر قرارداده است. این پدیده خود علتی است برای کوتاه شدگی نسبتاً کوچک در خاور قفقاز بزرگ که با کاهش تدریجی ارتفاع این کمربند با نزدیک شدن به سیل آپشرون – بالخان همراه باشد .

چین خوردگی های موجود در جنوب حوضه کورا و همچنین چین های ایجاد شده در آبهای ساحلی باختر کاسپین ظاهراً ارتباط میان قفقاز بزرگ و تالش را برقرار میکند، بطوری که محور آنها از خاوری – باختری در حوضه کورای خاوری به شمالی – جنوبی در آبهای ساحلی باختر کاسپین تغییر جهت پیدا می‌نماید(شکل3-2).این جین ها در مناطق واجد لرزه خیزی پایین قرار گرفته‌اند زیرا توسط نهشته های ضخیم گلی از پی سنگ زیرین خود جدا شده‌اند.

بطور خلاصه به نظر میرسد که حوضه کاسپین جنوبی هم نسبت به اوراسیا و هم نسبت به ایران واجد یک مولفه حرکتی به سمت باختر می‌باشد و همین حرکت به سمت باختر است که موجب زیر راندگی پوسته در تالش می‌گردد. احتمالاً(با پذیرفتن خطای بالا) حرکت کلی حوضه کاسپین جنوبی نسبت به ایران درجهتS-Sw و با سرعت تقریبی 15-10 میلیمتر برسال و نسبت به اوراسیا در جهت NW وبا سرعت تقریبی 10-8 میلیمتر بر سال صورت میگیرد.

تفکیک مولفه های جابجایی در اطراف حوضه کاسپین جنوبی

قسمت عمده ای ار عدم اطمینان در تخمین های انجام شده در مورد حرکت حوضه کاسپین جنوبی از چگونگی جدایش حرکت کلی(که بصورت همگرایی مایل روی میدهد) به دو مولفه عمود بر هم جابجایی امتدادی و کوتاه شدگی حاصل میگردد. پدیده همگرایی مایل در بسیاری از مناطق ایران مانند البرز شمال باختر زاگرس(Jakson&Mckenzie,1984) باختر بلوک لوت(Berberian,2001) و کپه داغ و همچنین منطقه قفقاز – خاور ترکیه شناسایی شده است.

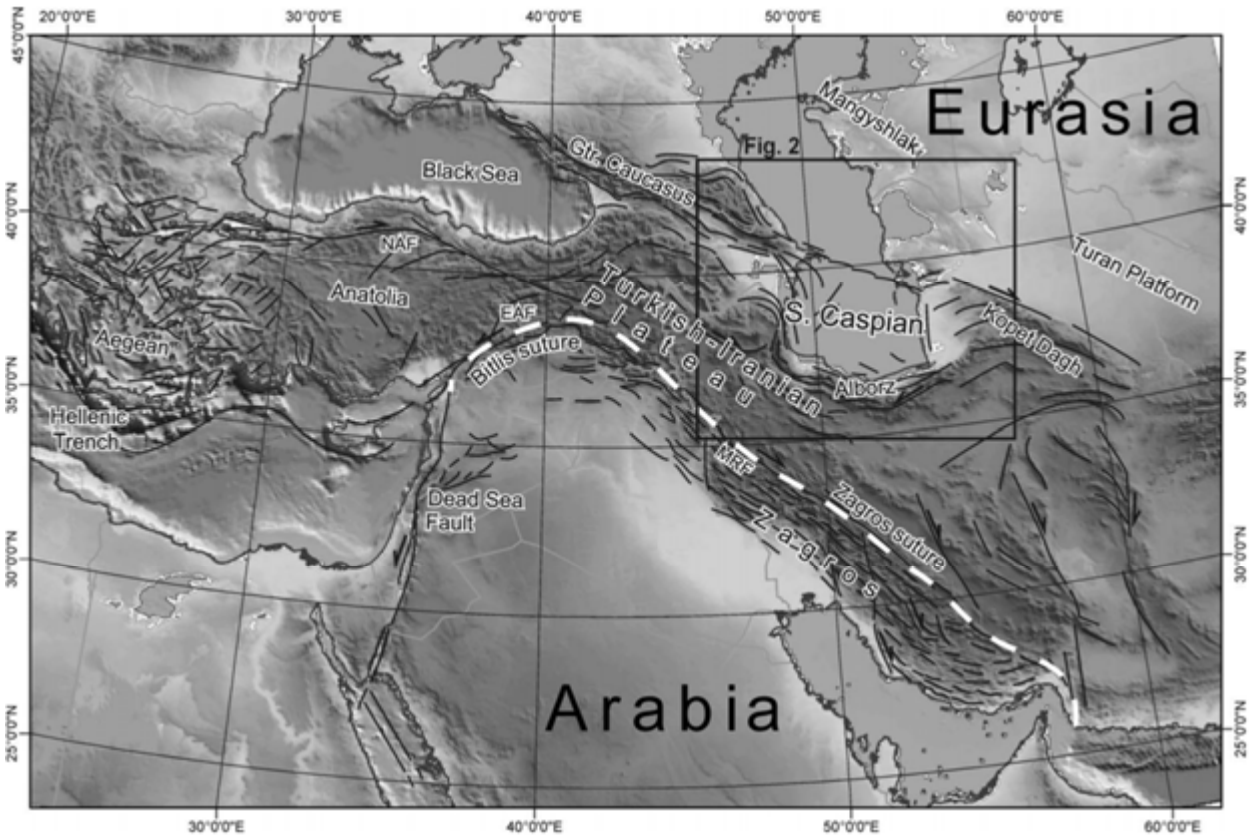
سرنوشت حوضه کاسپین جنوبی و نقش ان در برخورد صفحه عربی و اوراسیا

حوضه کاسپین جنوبی یک بلوک سخت درون یک منطقه تغییر شکل پهناور از خلیج فارس تا قفقاز – کپه داغ است که مانند دیگر بلوک های سخت از جمله دشت لوت در خاور ایران و فلات آناتولی مرکزی بدون تغییر شکل باقی مانده است. این در حالی است که دور تا دور حاشیه این بلوک را کمربندهای فعالی در برگرفته که استرین در آنهامتمرکز گردیده است. تاکنون دلیل قاطعی در مورد اینکه چرا این بلوک ها سخت و مقاوم تر از اطراف خود هستند ارائه نشده است . در مورد کاسپین جنوبی عقیده بر این است که ترکیب اقیانوسی پوسته دلیل مقاوم تر بودن آن است . به هر حال ارتفاع بسیار پایین پوسته کاسپین جنوبی می‌تواند دال بر نازک و چگال بودن و به عبارت دیگر اقیانوسی بودن آن باشد. این خصوصیت باعث میگردد که پوسته به راحتی توسط گسل های تراستی به زیر رانده شود و نهایتاً به طور کامل از میان برود.

اگر چه پوسته اقیانوس می‌تواند به راحتی به درون جبه فرورانش کند اما این فرایند ساده نیست و براحتی آغاز نمیگردد و نیروهایی مقاوم مانند نیروی مقاومت در برابر خمش نیروی اصطحکاک بین دو صفحه و نیروی شناوری قسمت پوسته ای لیتوسفرفرورانده شده می‌تواند مانع از انجام ویا ادامه فرورانش گردد. در حوضه جنوبی کاسپین نشانه های از فرورانش در زیر سیل آپشرون – بالخان وجود دارد ولی مشخص نیست که در حال حاضر نیز فرورانش ادامه دارد یا نه. ولی تراست های فعال موجد در تالش نشان میدهد که فرورانش در این منطقه کماکان ادامه دارد. بنابراین براحتی می‌توان حدس زد که پی سنگ کاسپین جنوبی

رو به نابودی است . به هر حال حرکت یک صفحه درون جبه فقط هنگامی مداوم خواهد بود که پیشانی صفحه فرورونده به عمق 100 کیلومتری رسیده باشد.

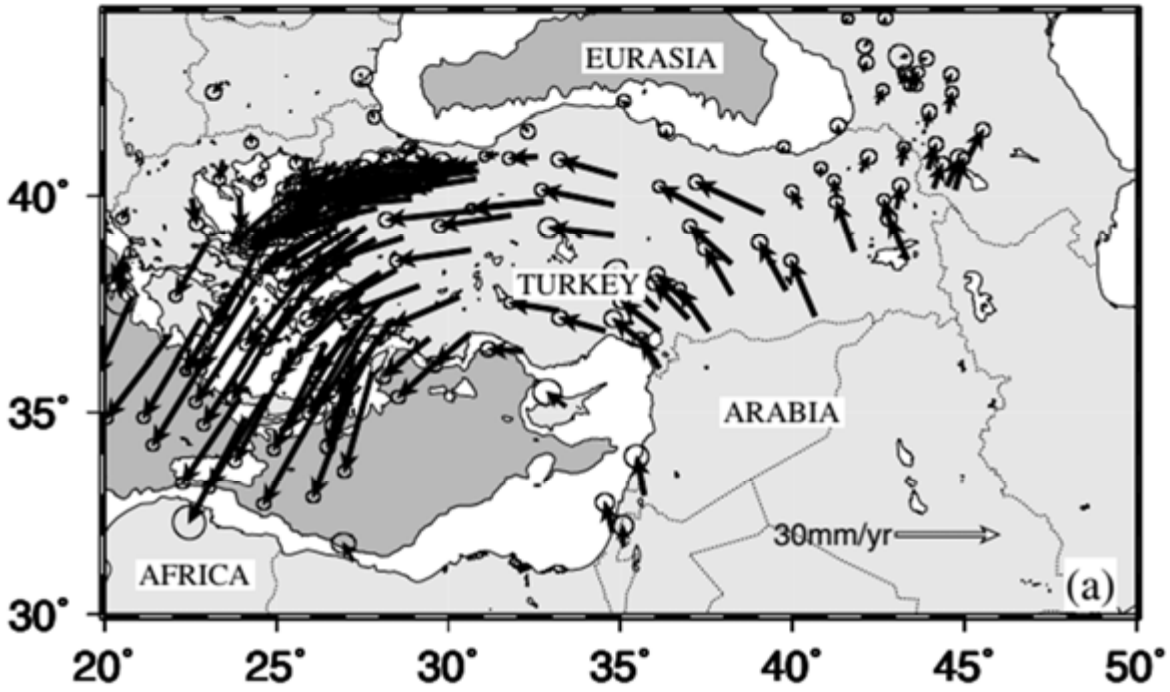
(Toth,1998- Mckenzie,1977) ولی نه در تالش نه در سیل آپشرون – بالخان مدرکی در دست نیست که فرورانش به این عمق رسیده باشد. تجزیه و احاطه شدن لیتوسفر اقیانوسی توسط لیتوسفر قاره ای در مناطق برخوردی بارها اتفاق افتاده است و نمونه مشخص آن خاور مدیترانه است .در این منطقه به علت شکل دماغه مانند صفحه عربی (شکل2-11) کوتاه شدگی میان صفحه عربی – آفریقا و اوراسیا با حرکت روبه باختر ترکیه (شکل2-12) و دور شدن آن از منطقه برخورد تامین میگردد(مانند حرکت رو به باختر کاسپین جنوبی و دور شدن آن از البرز باختری و کپه داغ باختری). این حرکت رو به باختر در حقیقت با رانده شدن لیتوسفر قاره ای اژه بر روی لیتوسفر دریای مدیترانه در ترنچHELLENIC محقق میگردد.



شکل 2-11:شکل دماغه مانند صفحه عربی که در کوتاه شدگی میان صفحه عربی_ آفریقا و اوراسیا موجب حرکت و دور شدن صفحات از منطقه برخورد می گردد.

بنابراین لیتوسفر اژه جنوبی با سرعت تقریبی 40میلیمتر بر سال به سمت آفریقا در حال حرکت است و بالاخره وقتی دو لیتوسفر قاره ای به هم برخورد کردن، مدیترانه خاوری بصورت یک بلوک(اقیانوسی؟) کم ارتفاع کاملاً توسط لیتوسفر قاره ای محاصره میگردد.به نظر میرسد حوضه های دریای سیاه و کاسپین

جنوبی نیز چنین سرگذشتی داشته باشند . با ادامه کوتاه شدگی بلوک کم ارتفاع اقیانوسی توسط گسل های تراستی به زیر رانده میشود و بالاخره کاملاً مصرف میگردد.احتمالاً پی سنگ اقیانوسی بر اثر برخورد با لیتوسفر قاره ای تراشیده شده و بصورت منشورهای بر افزایشی به پوسته قاره ای ملحق میگردد.



شکل 2-12: جهت حرکت ترکیه که به وسیله اندازه گیری های GPSتعیین شده است.این حرکت با رانده شدن لیتوسفر قاره ای اژه جنوبی با سرعت 40میلیمتر بر سال به سمت آفریقا و بر روی لیتوسفر دریای مدیترانه در درازگودال هلنیک محقق می گردد.

نتیجه نهایی ممکن است یک ورقه فرورانش کرده با زمین لرزه های عمیق در یک منطقه کوهستانی کاملاً قاره ای باشد که رسوبات دریایی باقیمانده در سطح تنها نشانه باقیمانده از یک اقیانوس قدیمی در آن منطقه است. منطقه هندوکش نمونه آشکاری از این مرحله می‌باشد و احتمالاً نشان دهنده آینده حوضه کاسپین جنوبی میباشد. با توجه به اینکه فرورانش لیتوسفر کاسپین جنوبی در چند جهت مختلف صورت میگیرد، نتیجه نهایی یک ورقه فرورانده شده پیچ تاب خورده است که مانند آن در هندوکش نیز دیده می‌شود.

فصل سوم

عربستان

زمین شناسی عربستان :

شبه جزیره عربستان با حدود3 میلیون کیلومترمربع وسعت گسترده ترین شبه جزیره جهان است که با دریای سرخ، خلیج عدن ،دریای عمان، دریای مدیترانه وخلیج فارس در برگرفته شده است .

شبه جزیره عربستان از دو منطقه کا ملا متفاوت و مجزا زمین شناسی تشکیل شده است . نیمه باختری شبه جزیره منطقه وسیعی از زمین های باستانی یا سپر متشکل از سنگ عمدتا آذرین و دگرگونی قدیمی مربوط به پرکامبرین است. نیمه خاوری شبه جزیره بیشتر از سنگ آهک ساخته شده در لایه های رسوبی با پیشروی ها و پسروی های دریاهای قدیمی است .با جایگذاری لایه های رسوبی و سپس به آرامی با فشار زمین ساختی از خاور کوه های زاگرس در ایران و عراق چین خورده و تشکیل شده اند.

شبه جزیره عربستان یک توده سنگی قدیمی متشکل از سنگ های متبلور پایدار است که ساختار زمین شناسی آن همزمان با کوهزایی آلپین Alpineشکل گرفته است که این حرکات سبب کج شدگی توده های دست نخورده به سمت لبه های خاوری، باختری و جنوبی می باشد. در اینجا دره ای توسط گسل تشکیل شده که ریفت بزرگ Great Riftنامیده می شود و دریای سرخ در آن شکل گرفته است. در ناحیه خاور عربستان سعودی، مناطقی با لایه بندی نازک و مسطح به نام سبخاها (لایه های نمکی مسطح) با وسعت زیاد قرار دارند.کشور عربستان سعودی ناحیه ای بیش از 2میلیون کیلومتر مربع را اشغال می کند و کانسارهای زمین شناسی آن به بیش از چند میلیون سال پیش بر می گردد. زمین شناسی این کشور به 2ناحیه تقسیم بندی می شود:

1- سپر عربی که در باختر دریای سرخ قرار دارد و یک سوم کشور عربستان را شامل می شود و مرکز اصلی و مهم فلزات قیمتی مانند طلا، نقره و فلزات اصلی مانند مس و روی به علاوه کانی های صنعتی می باشد.

2- ناحیه ای در خاور این کشور که از سنگ های رسوبی قدیمی متشکل از کانی های صنعتی با ارزش اقتصادی زیاد تشکیل شده است که عمدتاً از کانسارهای کم عمق تشکیل شده که این ناحیه

را در بر گرفته اند. این سنگ های رسوبی به سمت خلیج فارس شیب دارند جایی که آنها تشکیل یک مرکز ذخیره شن، نفت و گاز را می دهند.

در اوایل ترشیاری کمربند آتش فشانی عدن Adanبه سن (میوسن - عهد حاضر) از سیستم ریفتی خاور آفریقا در باختر سپر عربی تا ترکیه گسترش پیدا می کند که به صورت کم و بیش موازی با دریای سرخ قرار گرفته است.پیچش (چین خوردگی) در بالا آمدگی ،فرونشست Rasen Naqb ، بالا آمدگیJafr ،فرونشستBayir ،Wadi Sirhanگنبد Rutbaوحوضه Mesopotanian)در شمال سپر عربی تأثیر دارد،جایی که ساختارهای توسعه یافته اولیه مربوط به خلیج عدن از بین رفته است و می تواند مرتبط با زمانو جهت ریفتی شدن در دریای سرخ باشد. در نهایت، چین خوردگی کمربند رشته کوه زاگرس Zagrosدر زمان میوسن اتفاق می افتد.سپر عربی به وسیله ساختارهای ریفتی که هنوز فعال هستند با جهت و زمان متفاوت محدودمی شوند و مثالی ازتأثیر گسترش کف دریا در سپر و کمربند ناپایدار اطرافش فراهم می آورند.سبخا Sabkhaترکیبی از نهشته های ماسه با سیلت و رس است که میان لایه هایی از تبخیری ها قرار گرفته است. در حال حاضر 2نوع سبخا در عربستان سعودی دیده می شود:
1-سبخای داخل خشکی که شمال کشور عربستان سعودی یافت می شود.
2-سبخای ساحلی که در امتداد دریای سرخ و خلیج فارس قرار دارد

زمین ساخت عربستان:

عربستان سعودی از نظر زمین ساختی در بخش جنوبی صفحه عربی به عنوان یکی از جوانترین صفحات زمین ساختی سازنده پوسته زمین امروزی می باشد.

.این ناحیه از یک پی سنگ متبلور پرکامبرین با ضخامت پوسته قاره ای 45-40کیلومتر و در حدود 870-550میلیون سال تشکیل شده است که در روی آن یک سکانس از سنگ های رسوبی جوانتر فانروزوئیک قرار گرفته است که محدوده سنی آنها از کامبرین (540میلیون سال پیش) تا پلئیستوسن و ضخامت آنها از 0تا 10کیلومتر می باشد که شامل:

بازالت های سیلابی سطحی سنوزوئیک و حوضه های درون قاره ای هولوسن - پالئوسن و اکنون حوضه های اقیانوس ی در امتداد دریای سرخ و خلیج عدن می باشد. پیش از باز شدگی و بالا آمدگی حاشیه ریفتی دریای سرخ و خلیج عدن، سنگ ها ی فانروزوئیک، سنگ های پی سنگ پر کامبرین را می پوشانند اما

پس از مدت زمانی آنها در معرض فرسایش و بازشدگی قرار گرفته و رخنمون های کوچکی در باختر و جاهای دیگر به جای می گذارند.

سنگ های پرکامبرین شامل سنگ های آتش فشانی، رسوبی و نفوذی های کالکوآلکالن می باشدکه از اختلاط جزایر ماگمایی به شدت تغییر شکل یافته و انواع دیگری از سنگ های آتش فشانی و رسوبی با تغییر شکل کمتر تشکیل شده است که درهم پوشانی مجموعه های ته نشین شده در حوضه های فرونشست و ریفتی ، توده های گنیس منعکس کننده بالاآمدگی محلی و مقادیر بزرگی از گرانیتوئید های پس ماگمایی یا دیر ماگمایی کمک می کنند که منتهی به توسعه ماگمای آناتکسی با حجم زیاد بعد از کوهزایی می گردد. سنگ های پرکامبرین در حدود 780-650میلیون سال پیشتر در طول حوادث کوهزایی که شامل تغییر شکل، دگرگونی، بالا آمدگی و ارتفاع گرفتن بر اثر کوهزایی Nabitahپوشیده شده و یاآمیخته گشته اند و یا بخشی به وسیله همپوشانی مجموعه ها و نفوذی ها توسط سنگ های پلوتونیک در طول یک دوره 100میلیون ساله کوهزایی، فرو پاشی، گسترش، بیرون زدگی و گسلش امتداد لغز پوشیده شده است. سنگ های فانروزوئیک با دگرشیبی (ناپیوستگی) بر روی سنگ های پرکامبرین واقع شده است و عمدتاتغییرشکل کمی پیدا کرده است و تحت تاثیر چین ها و گسل ها در پلاتفرم عربی (خاور و شمال سپر عربی) و در حوضه های دریای سرخ و خلیج عدن قرار گرفته است. این سنگ ها در پلاتفرم عربی در روی یک فلات قاره پایدار دریایی تا رودخانه ای تجمع یافته اند. بالا آمدگی و فروپاشی جزایر و حوضه ها،جابجایی بلوک های گسله ،جابجایی خطوط ساحلی منتهی به جابجایی رخساره ها و میان لایه های ماسه سنگ، سیلت استون،کربنات ها و تبخیری ها (حوضه های نمکی) می شود که مشخصه رسوبات فانروزوئیک این منطقه می باشد..سنگ های رسوبی، تبخیری و ولکانیکی سنوزوئیک که حوضه دریای سرخ را پر می کنند ، دریک ریفت درون قارهای اولیه ته نشین شده که به طور مداوم به حوضه دریایی کم عمق امروزیگسترش می یابد..جدایی صفحه افریقا و عربی که ا ز حدود 25میلیون سال پیش شروع شده است شامل ریفتی شدن و گسترش کف دریا در طول محور دریای سرخ و خلیج عدن و به سمت شمال اشتقاق صفحه عربی و در نهایت تصادم با صفحه اروپا می باشد. در طول این دوره ، برای تشکیل پوسته اقیانوس جدید و رسوبگذاری در حوضه دریای سرخ و خلیج عدن، حاشیه های جنوب و باختر صفحه عربی بالا آمده و توسط بازالت سیلابی سطحی پوشیده شده که منتهی به ایجاد پرتگاه دریای سرخ و جریانات گذاره ای می گردد و حاشیه شمال و شمال خاور به سنگ های ترکیه و ایران متصل می شود. بنابراین وسعت پوسته کاهش یافته و تشکیل کمربند چین خورده- گسل ه زاگرس را می دهد.

زمین شناسی عمان :

کشور عمان که در حاشیه جنوب خاوری صفحه عربی جای دارد از جنوب به پهنه اشتقاقی خلیج عدن از خاور به گسل تراگذر مسیره masirah زون خرد شده owen و از شمال به حاشیه هم گرایی مجموعه مکران زاگرس محدود است .

کوه های عمان :واژه ای ویژه برای رخنمون های حاشیه شمال این کشور و کرانه جنوبی خلیج عمان است که حدود 700 کیلوتر درازا و 130-50 کیلومتر پهنا دارد و میتواند در خور تقسیم به دو قلمرو (بیرونی)و (درونی) باشد. قلمرو بیرونی شامل نوار رورانده جنوب و باختر (راندگی سماعیل) و ناحیه واقع در جنوب و خاور پین های حاشیه ای و نوار راندگی است. قلمرو داخلی شامل (نوار رورانده کوه های عمان)است که از ساحل batinah در خلیج عمان آغاز و تا به لبه جلوی راندگی اسماعیل ادامه دارد. بخشی بزرگ از قلمرو داخلی با افیولیت های اسماعیل پوشیده شده است که به لحاظ داشتن ستبرای زیاد دوماهیت عناصر تشکیل دهنده خود چین نخورده مانده است.

ذخایر هیدروکربنی عمان: عمان با حدود 300 هزار کیلومتر مربع وسعت کمی بیشتر از دو میلیون نفر سکنه در کناره جنوب خاوری شبه جزیره عربستان قرار دارد .

حوضه های رسوبی این کشور که از نظر ذخایرهیدروکربنی مورد توجه اند نزدیک به 170 هزار کیلومتر مربع وسعت دارند.

حوضه عمان در زمان اینفراکامبرین شکل گرفته و ترادف های پالئوزوئیک بخش جنوبی آن به لحاظ انحلال نمک های اینفراکامبرین و یا نفوذ گنبد های نمکی شرایط رسوبی و ساختاری پیچیده دارد.

چینه شناسی حوضه عمان، در خور تقسیم به تعدادی واحد ناپیوسته است که مرز آنها بادگرشیبی های عمده مشخص می شود .بارزترین این واحد ها شامل آواری- کربنات ها و تبخیری های پروتروزوییک پسین و ترادف های آواری کامبرو – اردوپسین است که گسستگی رسوبی طولانی با آواری های قاره ای اواخر پالئوزوییک دارد.

زمین شناسی امارت شمالی:

با وجودی که پلاتفرم عربی از نگاه ساختاری پهنه ای پایدار است ولی در قسمت های از این پلاتفرم حرکت های زمین زایی پی سنگ و پیچیدگی های ناشی از آن موجب پیدایی بخش های با ویژگی های انحصاری گردیده که (امارات شمالی) از این جمله است.

زمین شناسی عمومی:بر پایه یکی از چاه های رسیده به سازند خوفدر (دوبی) و نیز بر پایه داده های مدبوط به ترادف های بعد از ژوراسیک به ویژگی های چینه شناسی این ناحیه در زیر اشاره میشود

مزوزوییک: ترادف های کرتاسه پایین نمونه بارز از فروهشته های سکویی گسترده است که به لحاظ اثر گذاری پسروی های چندگانه می توانند نشانگر چند چرخه رسوبی کم انرژی و پرانرژی باشند.چاه های حفر شده در باختر نواحی دور از ساحل دوبی به رخساره ای حوضه ای رسیده اند در حالی که بیشتر چاه حفر شده در امارات شمالی به وجود فروهشته های محیط های لاگونی بسیار آرام اشاره دارند.

کرتاسه میانی:در آعاز کرتاسه میانی با پیش روی دریای ژرف فروهشته هایی شیلی نهر عمر به جای گذاشته است.تغییر ستبرای نهر عمر از 50 تا 100 متر در امارات شمالی و جنوب خاور دوبی به 200 متر در ابوظبی مرکزی می تواند شاهدی بر تعییر توپوگرافی کف حوضه باشد .برروری شیل ها نهر عمر باقی مانده های از گروه WASIA وجود دارد که ردیفی از فروهشته های دریایی تقریبا پسرونده است که در پاره ای موارد دو رخساره تفاوت دارد

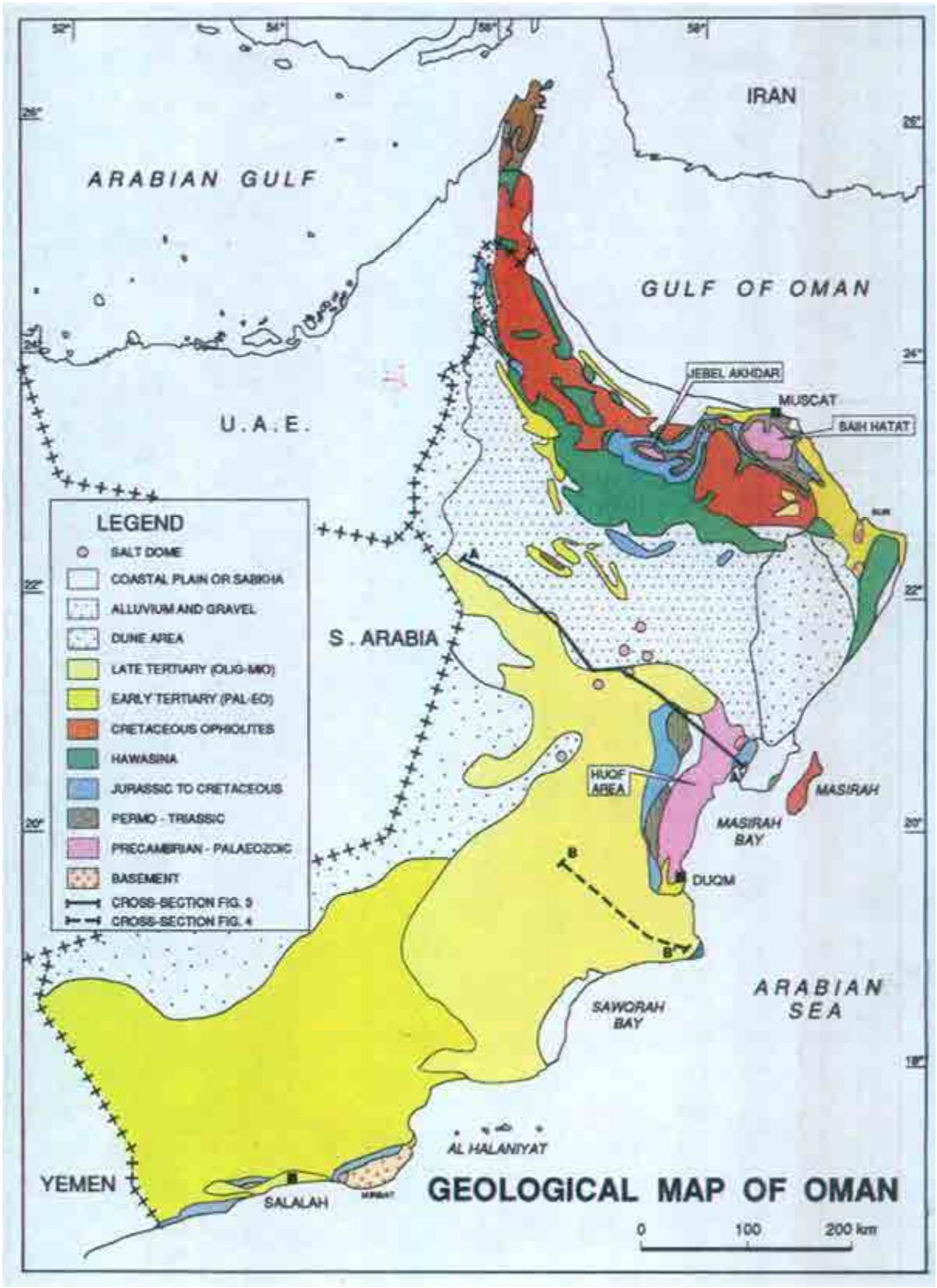
کرتاسه بالایی:خمش رو به پایین نواحی عمارات شمالی موجب انباشت ترادفی بستر از شیل های اب های ژرف موسوم به ARUMEگردیده است بخش پایینی ARUME شیل های بسیار نازک لافان است .که در زیر سنگ اهک های ایلام متعلق به نواحی پر انرژی قرار دارد

سنوزوییک :

ترشیری پایین :در امارات شمالی در پی پیایی حوضه های ژرف کرتاسه بالا فروهشته های آهکی تبخیری UMMER-RUS و RAEHUMA و demamتوسط شیل های حوضه ای پابده جایگزین شده اند با این وجود در نواحی ساحلی سنگ آهک های سکویی وجود دارد که در حاشیه حوضه بر جای گذاشته شده است .

ترشیری بالایی: در قست حوضه پابده ترادفی از نمک های دریایی به سن الیگوسن –میوسن انباشته شده که از آن با نام (نک توده ای) یاد میشود .بسته شدن متناوب تنگه هرمز که پاسخی به باز شدگی دریای سرخ در زمان میوسن وچرخش صفحه عربی در راسته ی شمال باختری بوده است .

نقشه زمین شناسی عربستان



نقشه زمین شناسی عمان

فصل چهارم

هیمالیا

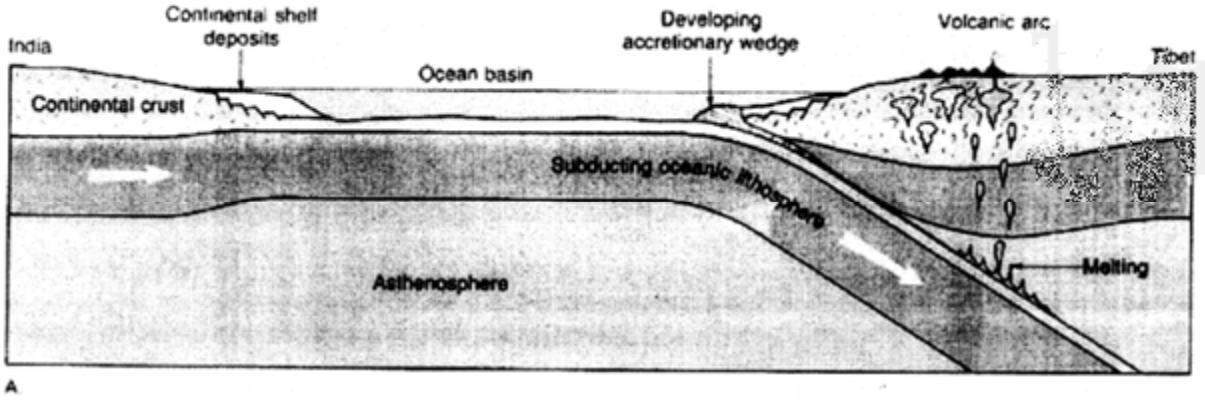
زمین شناسی هیمالیا

کوههای هیمالیا دارای 250 تا 350 کیلومتر پهنا بوده و طول بیش از 3000 کیلومتر، از افغانستان تا برمه ادامه دارد. در زمین شناسی هیمالیا شواهدی از لیتوسفر اقیانوسی، یک حاشیه قاره ای غیر فعال و یک کمان ماگمایی به همراه با تولیت های نوع آندی وجود دارد. هیمالیا تحت بالا آمدگی سریعی با نرخ 0/5 تا 4 میلیمتر در سال است، که در نتیجه آن فرسایش سریعی بهمراه رسوبگذاری در هیمالیای زیرین (بصورت یک توالی از تبخیری های ضخیم میوسن) صورت می پذیرد. رسوبات ذکر شده شامل کنگلومرای مولاسی سیوالیک است که به سمت جنوب تا حوضه گنگ یعنی جائیکه ناگهان به راندگی پیشانی اصلی محدود می شود ادامه می یابد (شکل 4-1).

شکل 4-1:نمایی از گسترش رشته کوه هیمالیا

نگاهی بر سرگذشت هیمالیا

تاریخ سرگذشت هیمالیا از حدود 80 میلیون سال پیش با جدا شدن هند از گندوانا و برخورد با آسیا آغاز گردید. اولین برخورد از 55 – 50 میلیون سال پیش آغاز و تا کنون نیز ادامه دارد. پیش از برخورد تبت یک سیستم کمانی حاشیه قاره ای دارای آندزیت های فراوان و توف های آتشفشانی فلسیک بود. هند شمالی در آن زمان یک حاشیه قاره ای غیر فعال با رخساره دریایی سکویی (shelf) در جنوب تبت بود (شکل 4-2). با آغاز برخورد، چین ها و راندگی ها به سمت جنوب بر روی صفحه هند حرکت نمودند (Searle et al, 1987). این پدیده باعث ضخیم شدگی پوسته، دگرگونی فشار بالا و ذوب بخشی مناطق حاشیه جهت ایجاد میگماتیت و لوکوگرانیت ها گردید.



شکل 4-2

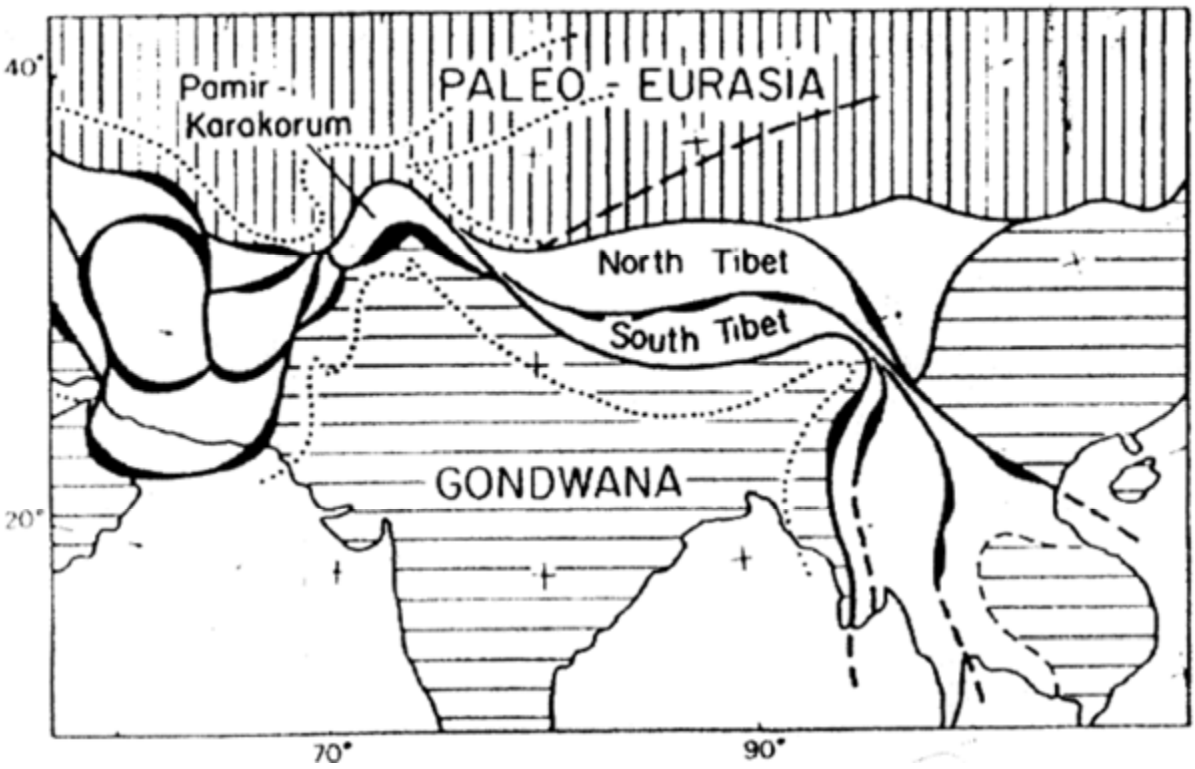
از 40 میلیون سال پیش دگر شکلی به سمت جنوب در هیمالیای مرتفع و زیرین پیشرفت نمود. افتادگی هیمالیای کم ارتفاع (کوچک) و هیمالیای زیرین در طی میوسن باعث کنار هم قرارگیری رسوبات سکوی پالئوزئیک زیرین، شمال راندگی اصلی، در مقابل سنگ های دگرگونی و لوکوگرانیت های جنوب راندگی گردید. در ادامه تداوم همگرایی دو صفحه قاره ای، افزایش شیب ساختارها در زمین درز ایندوس و سرانجام راندگی به عقب روی صفحه تبت همانند راندگی های رو به جنوب توسعه یافت. حوضه پیشانی سیوالیک نیز به صورت ورقه های راندگی توسعه یافته از شمال با حرکت به سوی جنوب در هیمالیای زیرین ادامه دارد. میزان کوتاه شدگی پوسته ای ثبت شده در کوهزایی هیمالیا تقریبا 2500 کیلومتر با نرخ میانگین 5 سانتی متر در سال است (Searle et al, 1987).

ضخامت پوسته تبت 70 کیلومتر است و این تنها برای 1000 کیلومتر کوتاه شدگی در نظر گرفته شده است. باقی مانده بوسیله گسل های امتدادلغز در شمال منطقه برخوردی اعمال شده است (Windly 1995). داده های زمین شناسی ترشیاری در آسیای جنوب شرقی به 1000 الی 1500 کیلومتر جابجایی تجمعی راستالغز نیاز دارد که ناشی از خارج شدن آن در جهت شرق و جنوب شرق می باشد. اکثر جابجائی ترشیاری در طول منطقه گسلی چپگرد رودخانه سرخ (Red River) به همراه باز شدگی دریای چین جنوبی به وقوع پیوسته است (شکل 4-3).

شکل 4-3:جابجایی در طول منطقه گسلی چپگرد رودخانه سرخ

اکثر مدل های برخورد هند - تبت در بردارنده فرورانش پوسته قاره ای است. داده های لرزه ای هیمالیا نشانگر شیب کم (حدود 3 درجه) به سمت شمال منطقه جدایش زیر حوضه پیشانی صفحه هند می باشد. این سطوح جدایش معمولا به صورت راس صفحه فرورونده هند تفسیر می شوند و ممکن است بیانگر راندگی اصلی پیشانی MFT باشد. همگرایی عمدتا از میوسن آغازی در طول راندگی اصلی مرکزی MCT به وقوع پیوسته است. چرخش در خلاف جهت عقربه های ساعت هند در زیر تبت سبب توسعه ی آن شده است. در سال 1986 ماتوره در مقاله ی خود (subduction intra continental) جدایش پوسته – گوشته و گوه پوسته ای

انباشته در هیمالیا را ترکیبی از پهنه های متفاوت می داند که از شمال به جنوب می توان بخش های زیر را در برداشته باشد (شکل 4-4).



شکل 4-4:ترکیبی از پهنه های متفاوت هیمالیا از شمال به جنوب

1-آسیای قدیمی شمالی:

این بخش به قاره موجود در پایان پالئوزوئیک مربوط می شود. یک کمربند بزرگ هرسی نین بخش جنوبی این قاره را تشکیل داده است.

2-آسیای جدید جنوبی:

این بخش از ترکیب بلوک های قاره ای کوچک متنوع در مقابل آسیای قدیمی در طی مزوزوئیک حاصل گردیده است این بلوک ها دارای ویژگی های گندوانایی بوده و اکنون از آسیای قدیمی مجزا و از یکدیگر به وسیله زیر درزهای افیولیتی مجزا شده است.

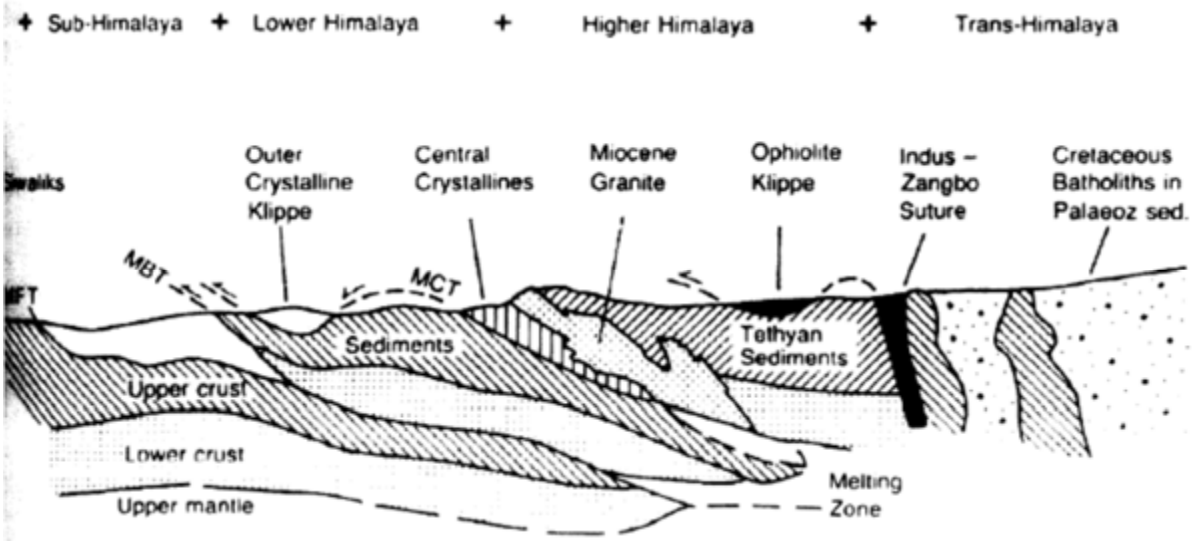
3-قاره هند:

مرز شمالی این قاره به شدت توسط زیر راندگی قاره ای پس از برخورد تغییر یافته است و چین خوردگی هیمالیا را بوجود آورده است.

بخش های مختلف هیمالیا

هیمالیای کم ارتفاع (کوچک یا پائین) (Lower Himalaya, Lesser Himalaya):

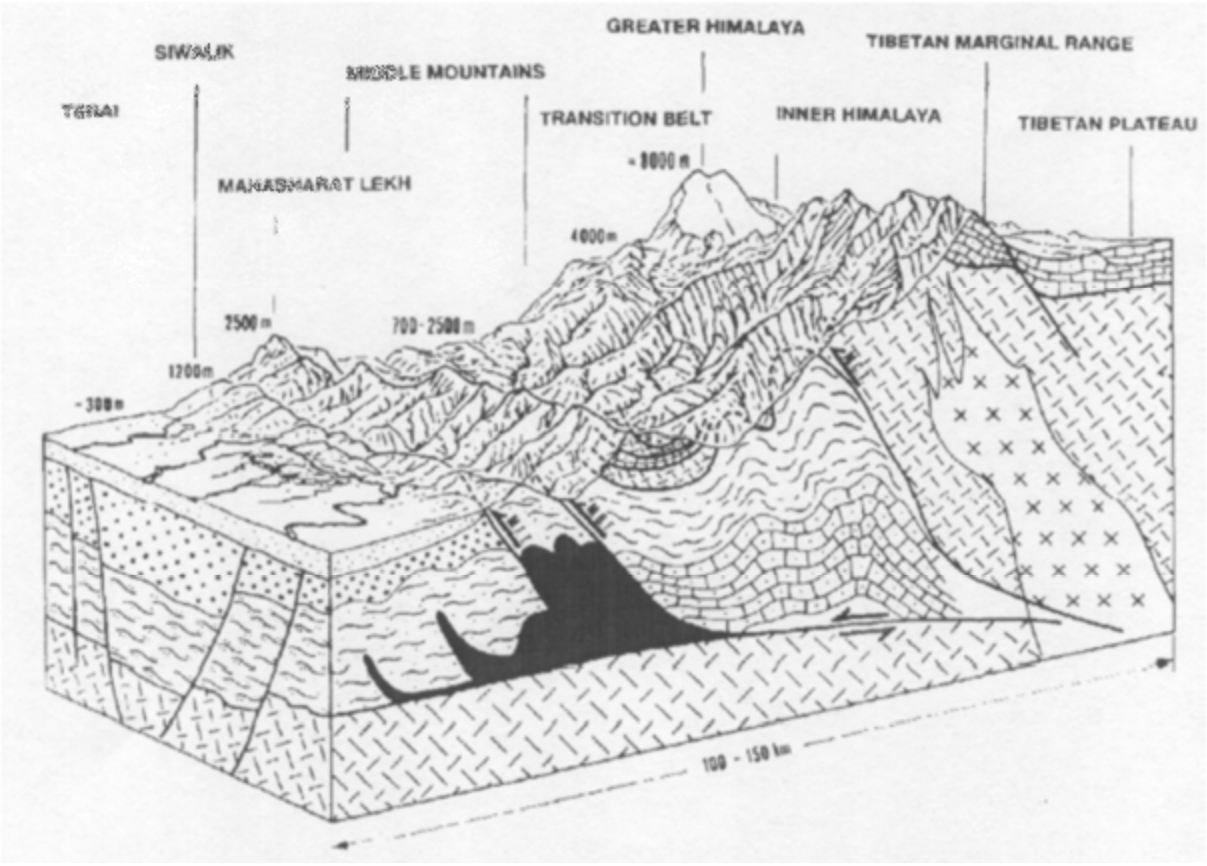
دارای ارتفاع 1500 تا 3000 متر بوسیله راندگی مرزی اصلی (MBT) بر روی (هیمالیای زیرین) خرد هیمالیا رانده می شود. این راندگی اکنون فعال است و تحلیل ساز و کار ژرفی زمین لرزه ها نشانگر شیب کم به سمت شمال، صفحات گسلی است. هیمالیای کم ارتفاع شامل رسوبات کم دگرگون شده پرکامبرین - مزوزوئیک است که ورقه های گنیس هیمالیای مرتفع بر روی آن رانده شده اند (شکل 4-5).



شکل 4-5: تقسیم بندی بخش های مختلف هیمالیا

هیمالیای مرتفع یا بزرگ (Greater or higher Himalaya):

ارتفاع این بخش به بیش از 800 متر می رسد و از گنایس های پرکامبرین تشکیل شده و توسط رسوبات پالئوزوئیک و مزوزوئیک تتیسی که در حاشیه شمالی هند واقع بوده، پوشیده شده است. این بخش در طول راندگی اصلی (MCT) به میزان بیش از 100 کیلومتر روی هیمالیای کم ارتفاع رانده شده است. در این واحد گرانیت هایی به سن میوسن که ناشی از ذوب پوسته زیرین می باشند تزریق شده اند (شکل 4-6).



شکل 4-6:نمایش ارتفاء بخش های مختلف هیمالیا

منطقه ی زمین درز Indus :

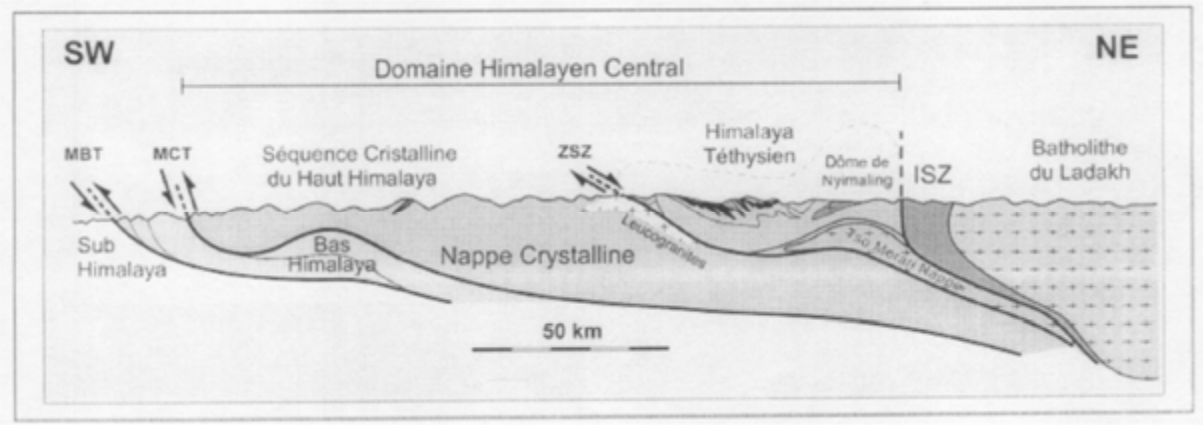
زون جدا کننده مهم به نام Indus-Zangbo Suture صفحه پرکامبرین هند را از ترانس هیمالیا که از رسوبات مزوزوئیک و سنوزوئیک تشکیل شده جدا می کند. این زمین درز راندگی پر شیب است و شامل افیولیت های تتیس، شیست های آبی و گرانولیت ها می باشد. افیولیت های این پهنه به صورت پیوسته در طول آن دیده نمی شود و در جاهایی رسوبات ویژه محیط پیش کمان (Fore Arc) جای آنها را می گیرد. در واقع می توان نتیجه گرفت تمام رسوبات و سنگ های رشته کوه هیمالیا که در جنوب زمین درز قرار دارند بخشی از ورقه هند بوده اند و از صفحه آسیا مشتق نشده است. این زمین درز با نام راندگی گوشته اصلی (MMT) در محل کمان کوهستان و زمین درز وزیرستان (Waziristan) در پاکستان تا گسل چمن یا کوتیه چمن ادامه می یابد.

در شمال زمین درز Indus زمین درز Anduo یا Northern suture در حد فاصل تبت شمالی و جنوبی قرار گرفته است.زمین درز شرقی – باختری (Kokoxili Suture) صفحه تبت شمالی با بلوک کانگ تانگ را از آسیا جدا می سازد (شکل 4-7).

شکل4-7: زمین درز شرقی – باختری (Kokoxili Suture) که صفحه تبت شمالی را از آسیا جدا می سازد.

ترانس هیمالیا (Trans Himalaya):

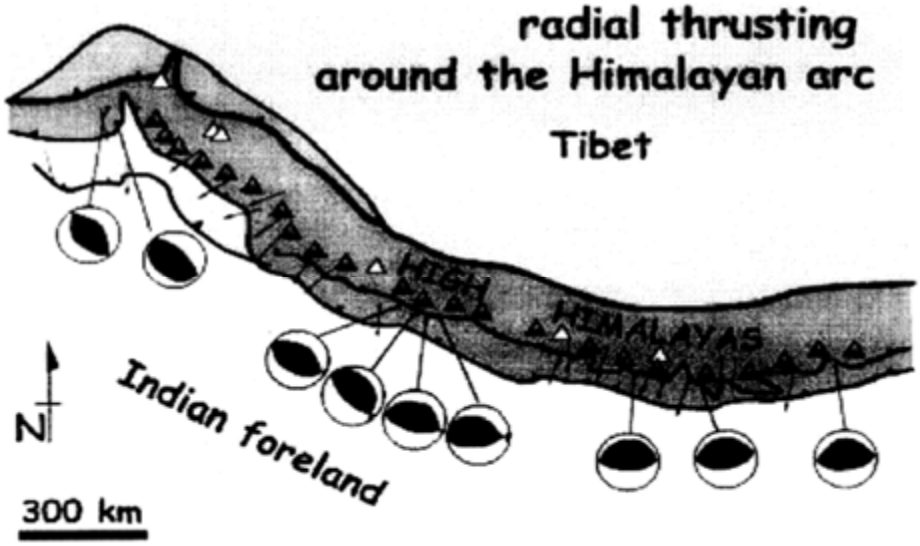
در شمال منطقه زمین درز Indus در شرق هیمالیای مرکزی واقع شده است، جایی که در صفحه تبت جنوبی پوشش رسوبی پالئوزوئیک و مزوزوئیک باتولیت های گرانیتی (Kanydes Granitis) کرتاسه – ائوسن که در Trans Himalaya نفوذ کرده است (شکل 4-8). این توده در طول حاشیه صفحه نوع آند و در پاسخ به زیر راندگی رو به شمال اقیانوس تتیس به وجود آمده است. در هیمالیای باختری یک جزیره کمانی بین هند و آسیا گیر افتاده که زمان آن ژوراسیک پایانی تا کرتاسه پایانی می باشد(Dietrrich 1983).کوآرد و همکاران کمان کوهستان را اساسا یک ساختار بالا جسته (Pop-Up) پوسته ای با ساختارهای قائم به سمت جنوب و متمایل به سمت شمال در بالای درز Indus می دانند، این ساختار بالا جسته طی دو مرحله شکل گرفته است (Coward et al,1986). بسته شدگی زمین درز Anduo به دنبال بسته شدگی زمین درز در شمال آن است.



شکل4-8:موقعیت زمین درز Indus و باتولیت تزریق شده در ترانس هیمالیا

زمین لرزه های هیمالیا:

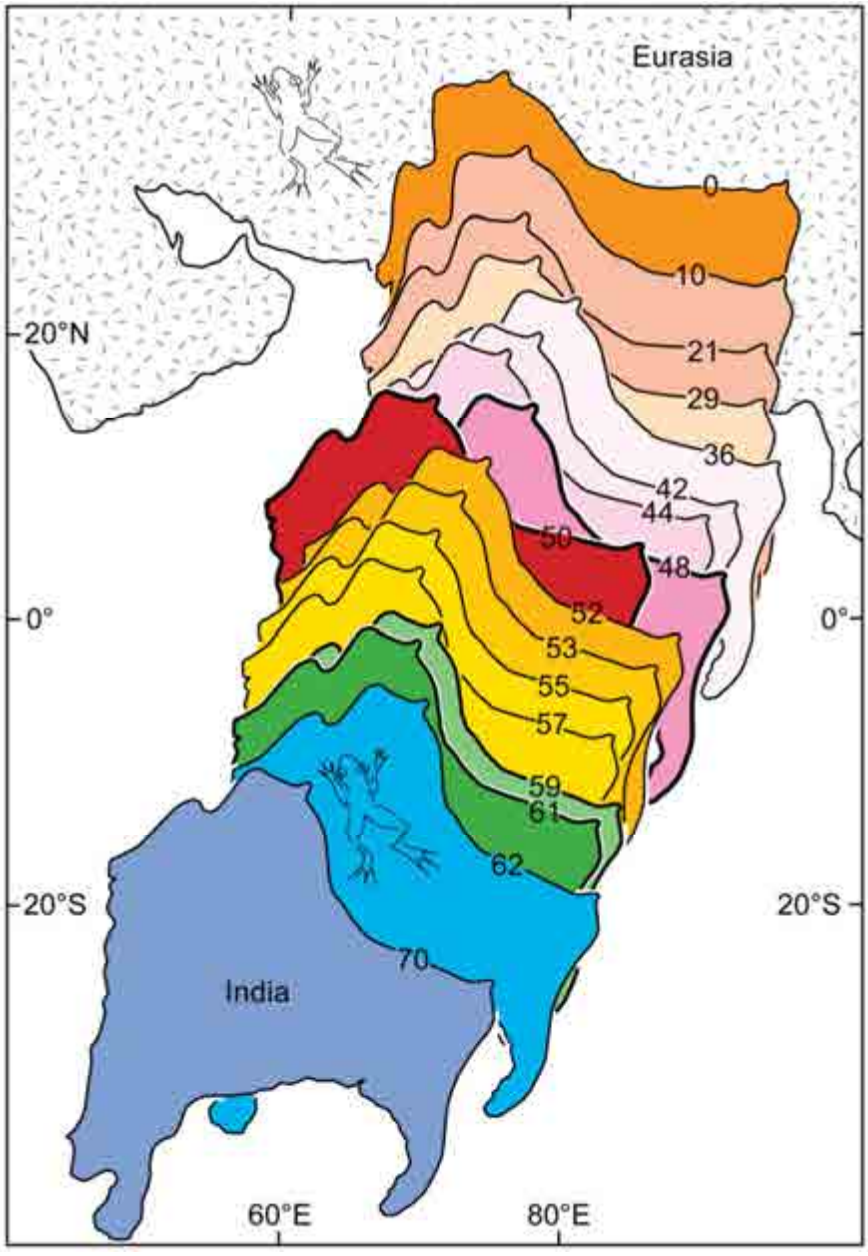
تحلیل ساز و کار ژرفی زمین لرزه ها در هیمالیا نشانگر سبک کنونی گسلش در آن می باشد. (شکل 4-9). در زیر هیمالیا کم ارتفاع راندگی های با شیب ملایم به سمت شمال رخ می دهد. راندگی ها سبب گسلش عادی شمالی – جنوبی در هیمالیای مرتفع و ترانس هیمالیا می گردند و احتمالا حاصل افزایش بارگذاری لیتوسفر هستند که سبب فزونی یافتن تنش قائم از حداقل تنش فشاری می شود که با الگوی کلی تحلیل های صفحات گسلی با خمش صفحه هند در مقابل هیمالیا و فرورفتن به زیر آن سازگار است (Kearey& Vine 1996).



شکل 4-9 :نمایش تعدادی از داده های سازو کار ژرفی زمین لرزه ها در هیمالیا

تکامل هیمالیا:

همانگونه که عنوان گردید هیمالیا از برخورد هند با اوراسیا تشکیل گردیده است و فرورانش تتیس در حد فاصل این دو بوده است. ناهنجاری مغناطیس در اقیانوس هند و اندازه گیری پالئو مغناطیس در قاره هند نشانگر حرکت به سمت شمال هند است. بازسازی مسیر با توجه به این اطلاعات در شکل 4-10 دیده می شود.

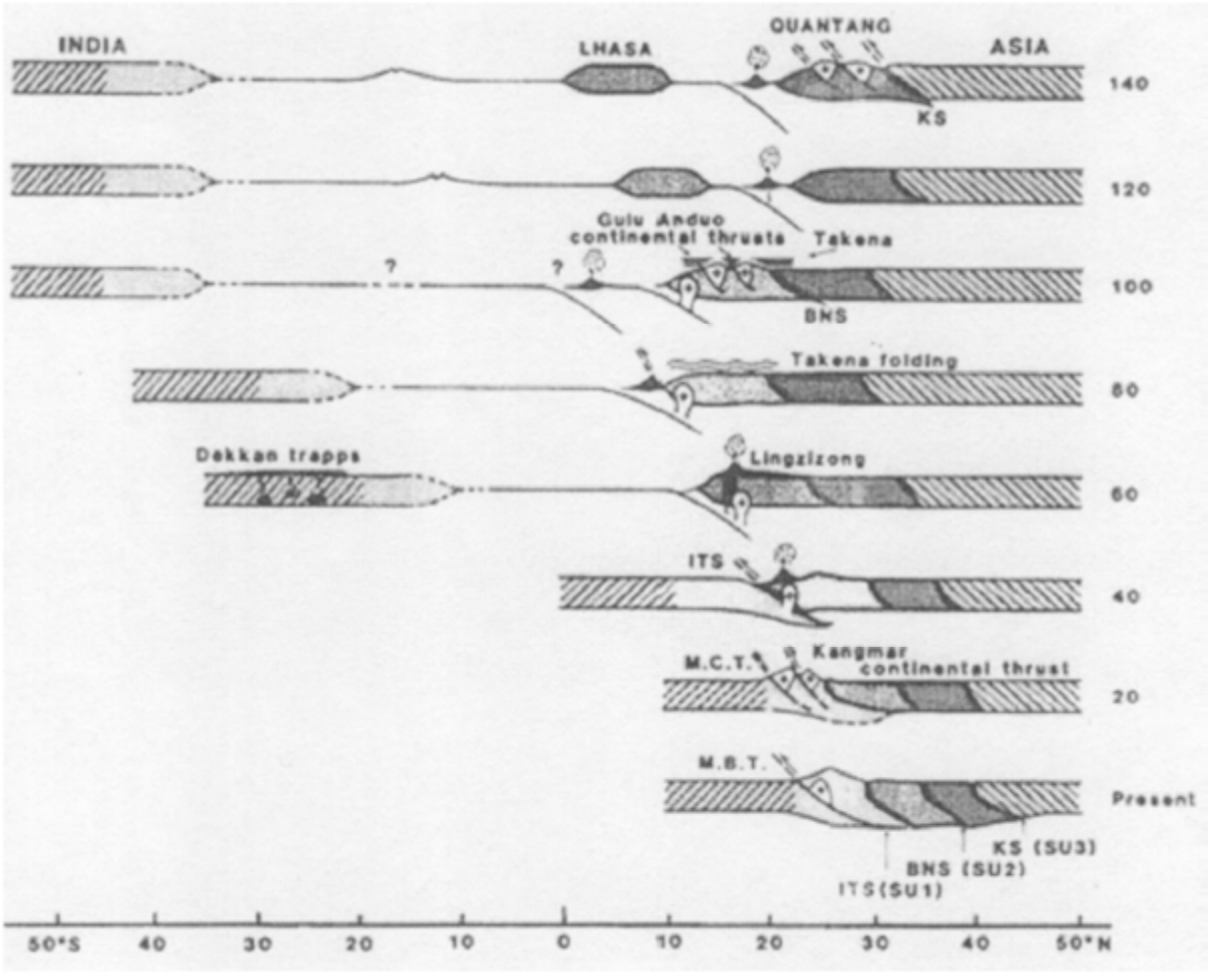


شکل 4-10: بازسازی اطلاعات مسیر حرکت و جابجایی هند

برخورد قاره ای در 50 میلیون سال پیش آغاز شد و باعث پایان رسوبگذاری دریایی و آغاز رسوبگذاری خشکی در منطقه زمین درز شد. در 45 میلیون سال پیش تمام سنگ کره اقیانوسی ناپدید شد و در حدود 36

میلیون سال پیش سرعت مهاجرت هند به سمت شمال از 100 میلیمتر به 50 میلیمتر کاهش یافت که این مرحله احتمالا پس از برخورد قاره ای رامشخص می کند. الگرو و همکاران (1984) این مطالعات بیانگر دو برخورد کوچک فبل از برخورد اصلی می باشد(شکل 4-11).

بر این اساس مراحل زیر را برای هیمالیا می توان در نظر گرفت:



شکل 4-11:برخورد دوقاره کوچک پیش از برخورد اصلی

1-صفحه تبت شمالی در حدود 140 میلیون سال پیش با اوراسیا برخورد کرد و پس از آن منطقه فرورانش در جائی در جنوب تبت شمالی آغاز شد و اقیانوسی که بین تبت شمالی و جنوبی وجود داشت به زیر صفحه تبت شمالی که اینک به اوراسیا پیوسته بود فرو رفت.

2-با فرورانش این اقیانوس صفحه تبت جنوبی به صفحه تبت شمالی برخورد کرد و خشکی واحدی را بوجود آورد.

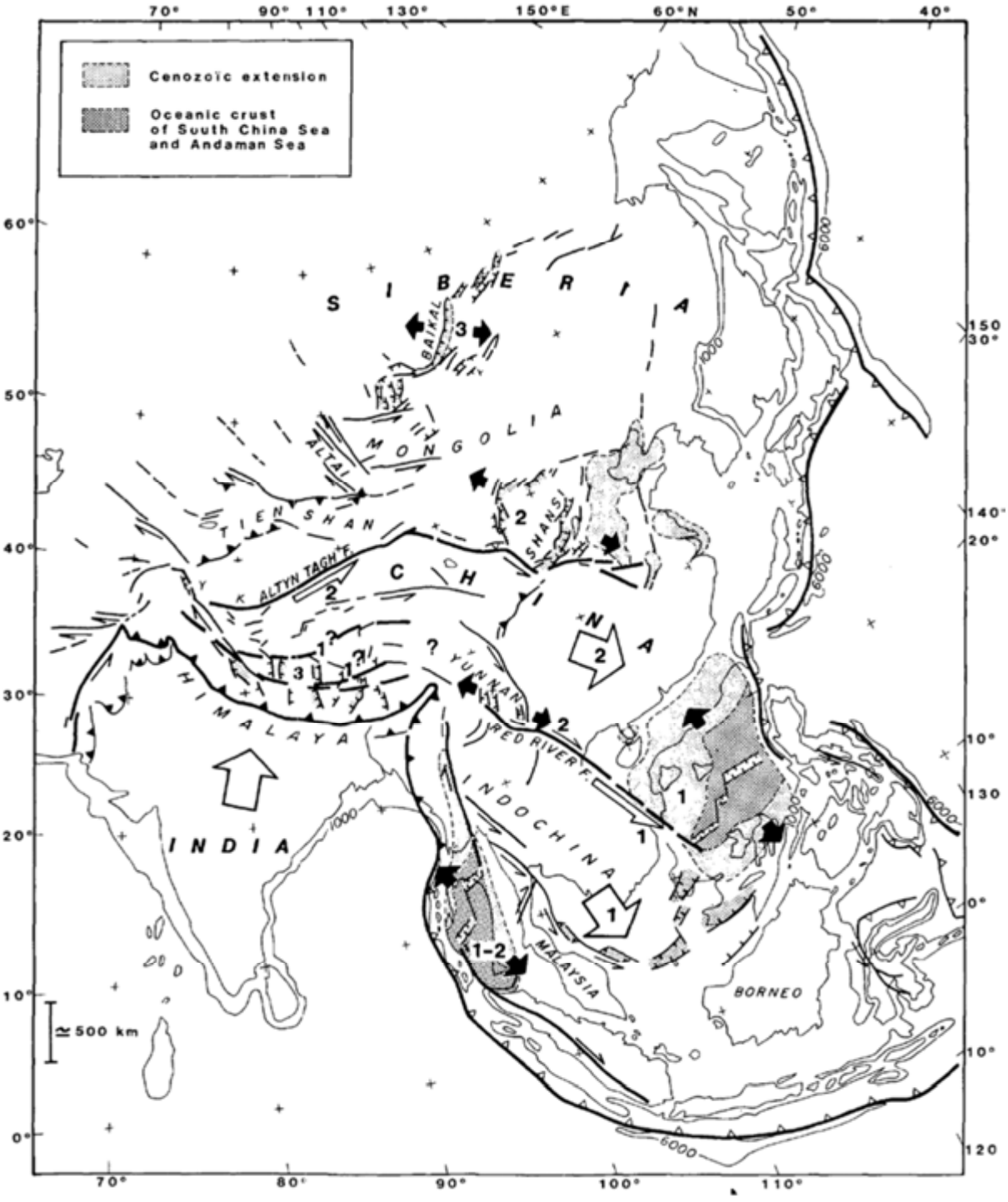
3-فرورانش دوباره در زیر تبت جنوبی به وقوع پیوست و با مصرف شدن اقیانوسی که میان تبت جنوبی و هند بود صفحه قاره ای هند در 50 میلیون سال پیش به تبت جنوبی برخورد کرد و زمین درز ایندوس – تسانگبو شکل گرفت.

4-تداوم همگرایی با آهنگی کندتر باعث ایجاد یک مجموعه راندگی مرکزی اصلی و راندگی مرزی اصلی همراه با 2000 کیلومتر کوتاه شدگی پوسته شد.

بر اساس پیش بینی زمین ساخت صفحه ای پس از یک دوره کوتاه شدگی پوسته ای حرکت نسبی بین دو قاره پایان می یابد، زیرا شناوری دو قاره از فرورانش آنها جلوگیری می کند. حرکت صفحه هند به سمت شمال باید با ایجاد یک ژرفنا در جنوب هند و مصرف شدن سنگ کره اقیانوسی در آنجا انجام شود اما در هیمالیا این وضعیت دیده نمی شود. هیمالیا هنوز هم از نظر لرزه ای فعال و بالاآمدگی زمین ساختی آن شدید و سریع است. برآورد می شود که هند هنوز هم با آهنگ 45 میلیمتر در سال در حال حرکت به سمت شمال است و واضح است که تداوم همگرایی نیاز به تغییر شکل قابل ملاحظه سنگ کره قاره ای دارد. فلات قاره ای گسترده و پوسته ضخیم شده تبت را احتمالا در اثر وجود یک اقیانوس بزرگ بین هند و اوراسیا می دانند که فرورانش باعث حرکت نسبی گسترده ای شده است. با توجه به مطالب گفته شده حداقل هیمالیا شامل دو خرده قاره (تبت شمالی و تبت جنوبی) است که پیش از برخورد اصلی به صفحه اوراسیا جوش خوردند.

زمین ساخت تورفتگی:Indentation tectonic

با توجه به مطالب عنوان شده،که هند با سرعت 45 میلیمتر در سال به سمت شمال حرکت می کند و تاکنون حداقل 2000 کیلومتر در آسیا نفوذ کرده است، واضح است که چنین همگرایی مستمر به دگر شکلی قابل توجهی در لیتوسفر قاره ای نیازمند است و لذا صفحات درگیر نمی توانند به صورت کاملا صلب عمل نموده باشند. در شکل 4-12 تصویر ماهواره ای الگوی گسلش در ناحیه هیمالیا نشان داده شده است.



شکل 4-12:تصویر ماهواره ای که الگوی گسلش در هیمالیا را نشان می دهد

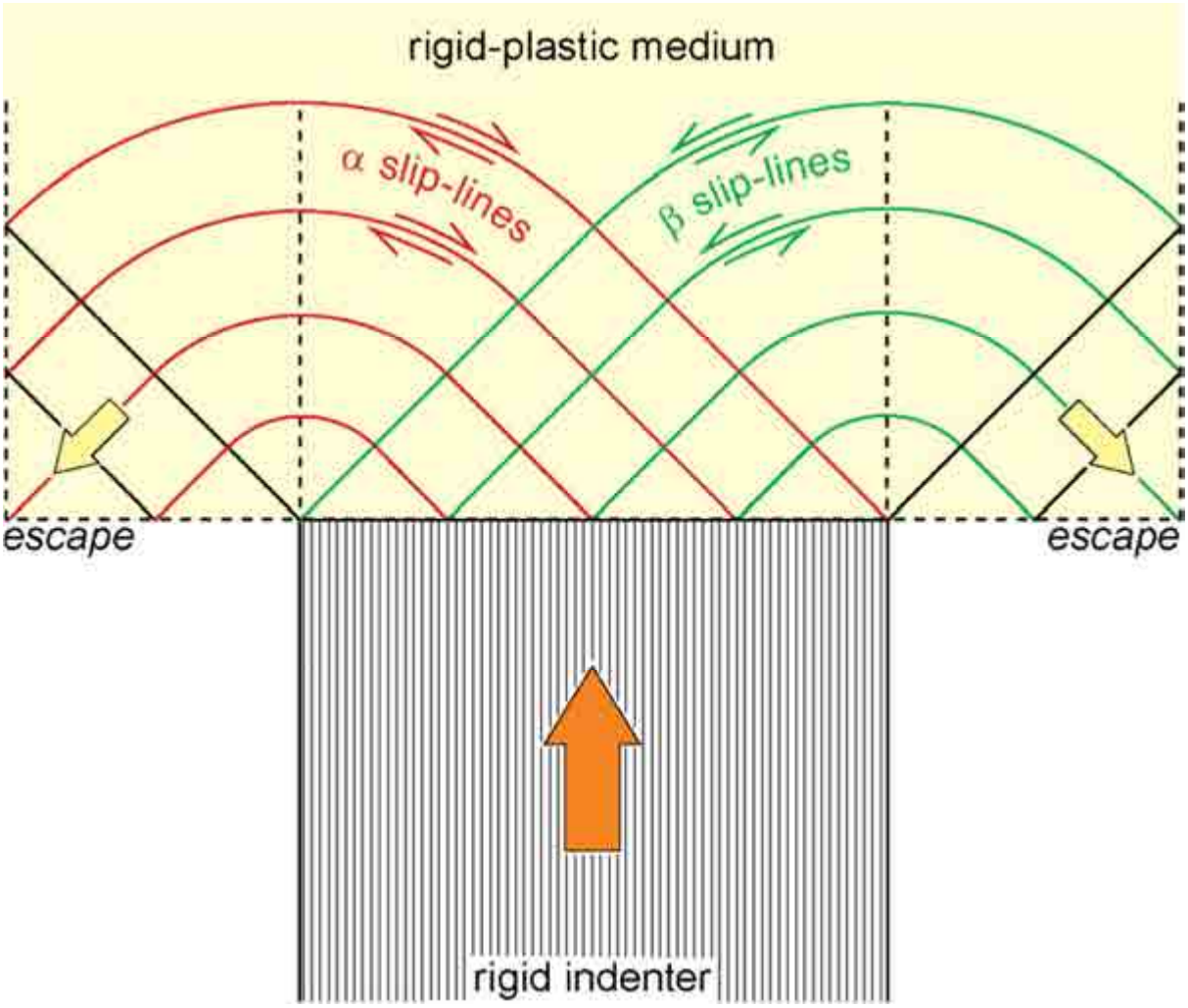
گسلش راستالغز در ناحیه ای به پهنای 1500 کیلومتر در شمال هیمالیا مشاهده می گردد و به سمت شرق تا هند و چین ادامه می یابد. در بخش شمالی منطقه از رشته کوه ناحیه کشش پوسته ای و گسلش عادی بایکال سیبری تا دریای چین ادامه یافته است. یک مقایسه بین الگوی گسلش و خطوط ضعف یا گسیختگی توسعه یافته در

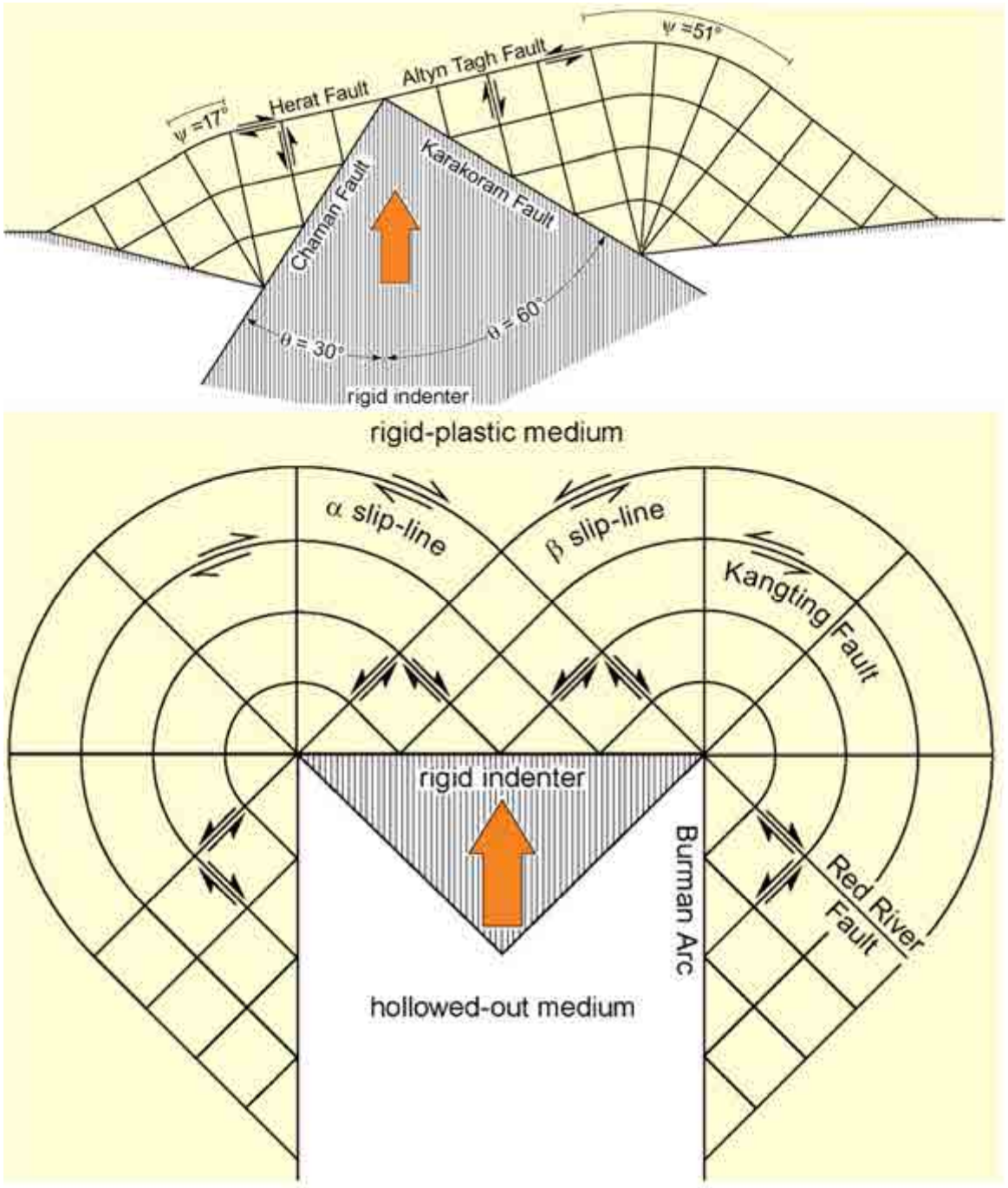
یک واسطه پلاستیکی تحت نفوذ یک مهره صلب به تصویر کشیده شده است (شکل 4-13). نظریه تو رفتگی مواد پلاستیکی بوسیله مهندسان مکانیک بیان شده و برای شکل های ساده واسطه پلاستیکی و مهره بطور ریاضی پیش بینی شکل خطوط ضعف (گسیختگی) یا خط لغزش امکان پذیر می باشد.

وقتی این شکل تحلیل برای فرایندهای زمین شناسی بزرگ مقیاس به کار گرفته می شود این پدیده به نام زمین ساخت تورفتگی، زمین ساخت خروجی (Extrusion) یا فراری (Escape) نامیده می شود، در این مدل هند بعنوان تیغه سخت (Indenter) و آسیا را معادل ماده پلاستیکی در نظر می گیرند در ابتدا پاسخ الاستیک اولیه وجود دارد که قابل صرف نظر کردن است.

در این مدل خط لغزش های راست بر با α و چپ بر با β معین می شوند شکل تیغه مهاجم (Indenter) و فشارهای نسبی وارده بر توده میانی پلاستیک، الگوی خط لغزش را کنترل می کند. در شکل 4-13 شکل های مختلف تیغه مهاجم نشان داده شده است. الگوی ایجاد شده در حالت نیمه محدود پلاستیک نشان داده شده ،اگر تیغه مهاجم پهن و مسطح باشد یک الگوی متقارن از خطوط لغزش را تا فاصله ای تقریبا برابر با پهنای مهره در واسطه پلاستیک ایجاد می گردد. اگر تیغه مهاجم گوه ای شکل باشد آرایش پیچیده تری از خطوط لغزش را ایجاد می نمایند در شکل (b 4-13). ساختار هیمالیای باختری و پاکستان یعنی محلی که مرز صفحه هند دارای هندسه گوه ای شکل است توجیه می گردد.

گسل های هرات و التیان تاق (Altyantagh) تقریبا به موازات خطوط α و β هستند و بوسیله چنین شکلی از تیغه مهاجم گوه ای ایجاد شده اند. عدم تقارن تیغه مهاجم به طوری که لبه شمالی شرقی آن یه طور اریب از لبه شمال باختری به داخل واسطه پلاستیک نفوذ کرده است. دلیل دگر شکلی وسیع رخ داده در شمال شرقی هیمالیا می باشد. یک تیغه مهاجم مثلثی شکل (13-4c) ممکن است یک مدل مناسب تر برای توجیه این پدیده ارائه دهد در این مورد تیغه مهاجم تا یک فاصله قابل توجه در واسطه پلاستیک نفوذ کرده است.

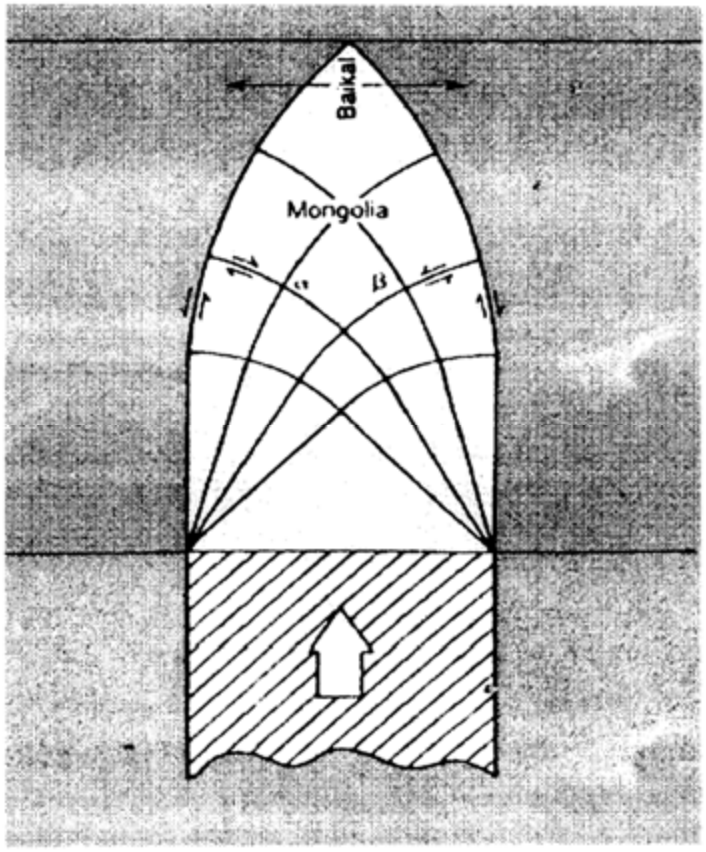

rigid-plastic medium
α slip-lines
β slip-lines
escape
escape
rigid indenter



شکل 4-13:یک مقایسه بین الگوی گسلش و خطوط ضعف یا گسیختگی توسعه یافته در یک واسطه پلاستیکی تحت نفوذ یک مهره صلب

گسل کانگ تینگ که بصورت یک سیمای منحنی وار روی تصاویر ماهواره ای مشخص است از یک خط تبعیت می کند در حالی که گسل خطی Red River از یک خط تبعیت کرده است. همچنین نحوه زیر راندگی به وقوع پیوسته همزمان در جهت شرق در کمان برمه (Burman) را می توان با این مدل توضیح داد فرورانشی که حاصل فشردگی مواد به سمت شرق در اثر حرکت رو به شمال هند است.

یک گروه مدل های دیگر در این حالت با محدود کردن پهنای ماده پلاستیک فراهم می آید (شکل 4-14). در این حالت ناحیه دگر شکلی بوسیله یک جفت خطوط لغزش که از گوشه های تیغه مهاجم آغاز شده و در سمت دیگر ماده پلاستیک یکدیگر را قطع می کنند محدود شده است. ماده پلاستیک در محل تقاطع آنها دارای وضعیت کششی تنش خواهد شد و به نظر می رسد که نازک شدگی پوسته ای و گسلش عادی مشاهده شده در نواحی بایکال (Baikal) و شانسی (Shansi) نتیجه این فرایند باشد(Keary& Vine 1995).



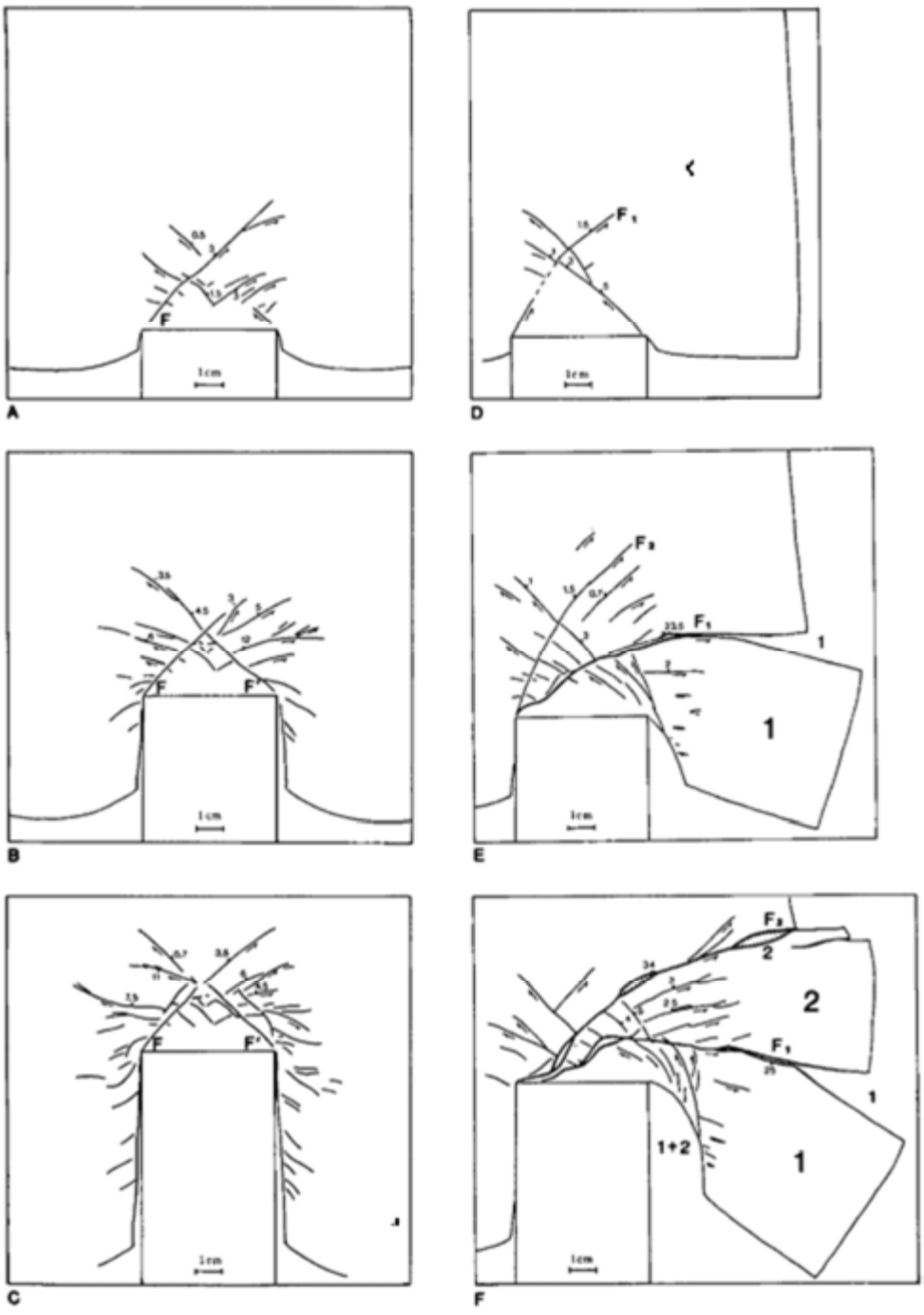
شکل 4-14:الگوی گسلش و خطوط ضعف یا گسیختگی توسعه یافته در یک واسطه پلاستیکی تحت نفوذ یک مهره صلب در حالت محدود شده

مدل های Indentation ذکر شده توضیحات موفقی را برای جهت گیری و سمت حرکات گسل های اصلی و سبک زمین ساختی کلی کوهزاد هیمالیا فراهم آورده اند در هر صورت تحلیل ریاضی مدل های خط لغزش پیچیده است و به فرضیات ساده شده نیازمند می باشد، در ضمن به هندسه های نسبتا ساده تیغه مهاجم و واسطه پلاستیک محدود است در برخی موارد نیز موارد تو رفتگی ناحیه دگر شکلی با گذشت زمان وسعت می یابد به طوری که شرایط مرزی مسئله وابسته به زمان است به همین دلیل استفاده از مدل های پیچیده نابه جا باعث ایجاد میدان های خط لغزش لحظه ای شده که نمی تواند برای نمایش تحول گسلش به کار گرفته شود. در صورتی که مدل های ریاضی بوسیله معادل های مکانیکی جایگزین گردند این مسائل می تواند بطور مشخص مرتفع گردند.

Tapponier و همکاران وسیله ای مکانیکی طراحی کرد که در آن یک بلوک پلاستیکی ورقه ای با بعاد 300×300 میلیمتر به طور جانبی توسط یک تیغه مهاجم صلب با پهنای 50 میلیمتر در یک نرخ ثابت تغییر شکل میابد (شکل 4-15).

توالی تحول تو رفتگی یک بلوک پلاستیکی که از دو طرف به لبه موازی با حرکت تیغه مهاجم محدود است (شکل 15 a-c) و یا از یک طرف به یکی از لبه ها محدود می باشد (شکل 4-15 d-f)درصورت محدود بودن از طرفین یک الگوی متقارن از خطوط لغزش را در مقابل یک مثلث مرده متصل شده به تیغه مهاجم ایجاد می کند که نتیجه آن ایجاد گسل های متعدد کوتاه چپگرد و راستگرد در نزدیکی راس مثلث است.

در صورت محدود بودن از یک طرف سبب دگر شکلی غیر متقارن شده و گسل ها به سمت لبه آزاد دارای جابه جایی غالب نظیر F1 که بلوک جابجا شده به کنار حدود 25 درجه در جهت حرکت عقربه های ساعت می چرخد و بوسیله خروج دومین بلوک در طول گسل چپگرد و بعدی (f2) که سبب تراف های (Trough) جدایشی – کششی (pull-apart) متعددی در طول گسل های چپگرد ایجاد می شوند زیرا دارای هندسه نامنظمی می باشند. با پیشرفت این حرکات یک گپ (Gap) بین تیغه مهاجم و پلاستیکی بیرون زده رشد می کند. Tapponnier و همکاران (1982) پیشنهاد کردند که برخی سیماهای زمین ساختی ناحیه هیمالیا می تواند بوسیله این آزمایش توضیح داده شوند به عنوان مثال :



شکل 4-15: آزمایشات تیغه مهاجمدر واسطه پلاستیک،F1وf2معرف گسل های اصلی می باشند

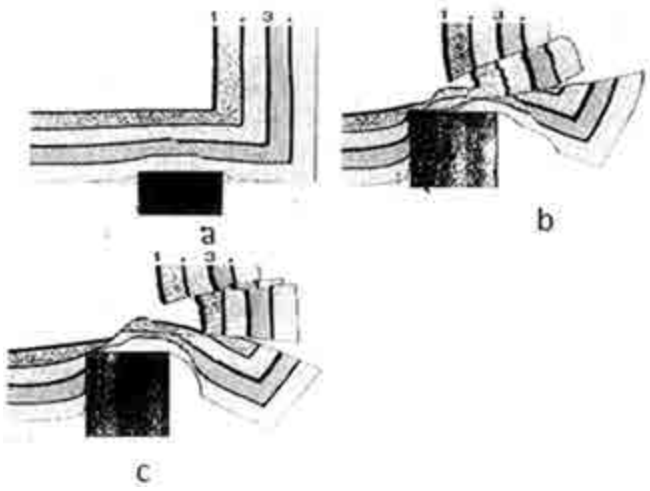
1-افست های (Offset) چپگرد در چین مرکزی خیلی بزرگتر از افست های راستگرد هستند.

2-ساختارهای جدایشی – کششی در طول گسل های چپگرد ممکن است قابل مقایسه با رژیم های کششی در شانسی – مغولستان و بایکال باشد.

3-گسل التیان تاق ممکن است با جابجا شدگی اصلی F2 قابل مقایسه باشد و خمش آن در باختر ممکن است نتیجه تاثیر صفحه هند مهاجم باشد.

4-گسل Red Rever ممکن است با F1 قابل مقایسه باشد و توالی فعالیت بین التیان تاق و Red River می تواند بسیاری از پیچیدگی های موجود در تحول آسیای جنوب شرقی را توضیح دهد.

Tapponnier و همکاران (1982)در مقاله خود به عنوان " مکانیک های برخوردی بین هند و آسیا " نشان دادند که در نظر گرفتن چند کمربند خطی موازی با ویژگی های زمین ساختی ثابت در تمام طولشان برای تجسم و درک دگرشکلی حاصل از گسلش نامتقارن مناسب تر از بررسی گسلش در پلاستیک یکنواخت است زیرا بسیاری از پیچیدگی های واقعی را می توان با آن توضیح داد. این کمربندها می توانند پهنه های با سن های متفاوت باشند که به سمت خارج جوانتر شده و در اثر نفوذی ها آتشفشانی ها رسوبگذاری کوهزایی و یا در اثر ترکیب این فرایندها در طول حواشی فعال یا غیر فعال روی یک لبه کراتونی قدیمی تری به هم سوار شوند (over print) در شکل 4-16 این مسئله نشان داده شده است و مدل های نهایی (b,c) نشانگر پیچیدگی های هندسی حاصل از گسلش راستالغز نتیجه برخورد هستند.



شکل 16:کمربند های متفاوت برهم سوار

گسل های راستالغز با جابجایی زیاد ممکن است آلوده به فلیش افیولیت و ملانژ باشند و لذا تشخیص آنها از زمین درزها مشکل می باشد، به این ترتیب مشکلی بین زمین درزها ی واقعی و زمین مرزهای راستالغز دروغین (pseudo strike-slip sutures)ایجاد می شود(شکل 4b.c-16).

زمین درزهای مشخص با سن های متفاوت ممکن است با هم یکی شوند و به صورت یک زمین درز منفرد پیوسته در نمای نقشه به نظر برسند (نظیر ۴،۲ شکل 4-16). حتی ممکن است این کمربندها یا بلوک های قاره ای به طور محلی در اثر ترکیب عملکرد گسل های راستالغز مزدوج بزرگ ناپدید شوند (کمربند ۳،۲ و ۴،۳ در شکل 4-16). به بیان دیگر فرایند ابربودیناژ در مقیاس لیتوسفری در نمای نقشه قابل مشاهده می گردد.

برخورد قاره ای:

در سال Coward 1994 در مقاله ای با عنوان برخورد قاره ای فرایندهای زمین ساختی مرتبط با برخورد قاره ای را بر اساس زمان آنها نسبت به بسته شدن اقیانوس به سه گروه تقسیم کرد:

الف)زمین ساخت های پیش از برخورد

شامل فرورانش مواد اقیانوسی و فرارانش محلی افیولیت ها است.

ب)زمین ساخت های برخوردی

شامل ضخیم شدگی پوسته و بخش گوشته ای لیتوسفر در اثر برخورد قاره ای است.

ج) زمین ساخت های پس از برخورد

شامل اثرات تو رفتگی قاره ای مستمر و دگرشکلی مرتبط با ناپایداری ثقلی حاصل از لیتوسفر ضخیم شده است.

در بسیاری از کمربندهای کوهستان بالغ راندگی ها و چین خوردگی های مرتبط با دگر شکلی تقریبی استرین صفحه ای به وسیله گسل های راستالغز و مناطق برشی دارای زاویه کم با کمربندهای رانده قطع شده اند. الگوی گسلش راستالغز قبلا مورد بررسی قرار گرفته بود ولی Dewey و همکاران در سال 1988معتقدند که خروج یا فرار جانبی (Lateral expulsion) تنها در فرایند برخورد به وقوع پیوسته است، بر اساس مطالعات Dewey et al (1988) و Coward et al (1988) بخش شمالی تبت در طی مراحل آغازین زمین ساخت های برخوردی هیمالیا (گروه ب) در پالئوژن ضخیم شده است. بنابراین میزان خروج جانبی کمتر از مقدار مطرح شده است (Tapponnier et al 1986).

دگرگونی و ماگماتیسم در طی برخورد هیمالیایی:

برخورد هند و اوراسیا از ائوسن به دنبال فرورانش اقیانوسی تتیس آغاز شده است(Le Fort, 1986) . دگرگونی و ماگماتیسم پس از برخورد در تبت و هیمالیا را به شرح زیر معرفی کرد دگرگونی در هیمالیا لااقل در چهار منطقه از جنوب به شمال به ترتیب ذیل تشخیص داده شده است

1-دگرگونی فشار بالای به وقوع پیوسته از قبل و طی فرورانش

2-یک کمربند دگرگونی درجه پائین توسعه یافته در طی اولین جایگزینی سفره ها

3-دگرگونی بارویین پیش از نفوذ گرانیت ها در هیمالیای مرتفع

4-دگرگونی قهقرایی (inverted) حاصل از برش در طول راندگی مرکزی اصلی (MCT)

ماگماتیسم در تبت در اکثر نواحی به دنبال برخورد گسترش یافته و احتمالا اکنون ماگما در اعماق کم قرار گرفته است. رابط بین ضخیم شدگی پوسته، بالا آمدگی و ایجاد ماگما هنوز به درستی مشخص نیست.

به هر حال مطالعه تبت و هیمالیا نشان می دهد که تفاوت های بارزی بین این دو ناحیه وجود دارد:

1-در تبت دگرگونی مهم وجود ندارد در صورتیکه سه تا چهار کمربند دگرگونی در هیمالیا وجود دارد که تقریبا همه پهنه ها را در برگرفته است.

2-آتشفشان در تبت و پلوتونیسم در هیمالیا گسترش دارد.

3-در هیمالیا 30 پلوتون کوچک وجود دارد که پراکندگی سطحی آنها کمتر از 3 ٪ می باشد در حالیکه پدیده ای آتشفشانی تبت بسیار گسترده است.

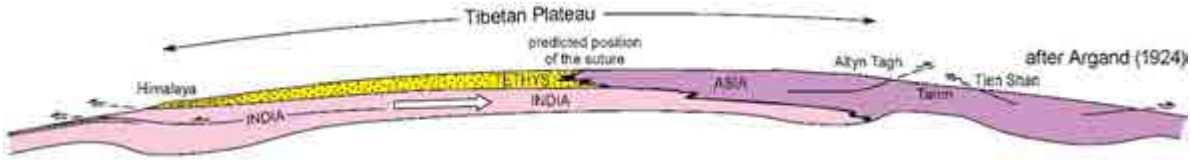
پس از وقوع کوهزایی و عملکرد فرسایش که نتیجه آن کاهش ضخامت پوسته ای بوده تفاوت بین دو پهنه تبت و هیمالیا همچنان حفظ و حتی بیشتر نیز می شود به خصوص ماگماتیسم که روی فلات قدیمی تر (تبت) گسترش می یابد. وقوع ماگماتیسم در سمت قدیمی تر زمین درز می تواند در جهت کمک به برخورد تفسیر قاره ای قدیمی استفاده گردد. به اعتقاد Trelor و همکاران (1992) دگرگونی و ضخیم شدگی پوسته ای اولیه در بخش باختری هیمالیا مقدم بر بخش های شرقی آن بوده و به بیش از 40 میلیون سال پیش باز می گردد به اعتقاد ایشان برخورد اولیه بخش شمال باختری باعث ایجاد همگرایی مایل شده و بدین ترتیب پوسته ضخیم

شده به بخش شمال باختری به واسطه فرارانش (Obduction) جزیره کمانی کوهستان دچار ضخیم شدگی گردیده است و بطور مکانیکی سبب ممانعت از گسترش جانبی راندگی های اصلی هیمالیا شده است به بیان دیگر این راندگی ها در پایانه باختری خود pin شده اند. چرخش در جهت خلاف حرکت عقربه های ساعت صفحه هند باعث افزایش جابجا شدگی راندگی های اصلی هیمالیا به سمت شرق گردیده و لذا منطقه همگرایی در شمال باختری هیمالیا گسترش یافته است. به این ترتیب منطقه گسلی چمن بصورت ساختار خروجی قاره ای معاصر (Recent Continental escapes) تفسیر شده است.

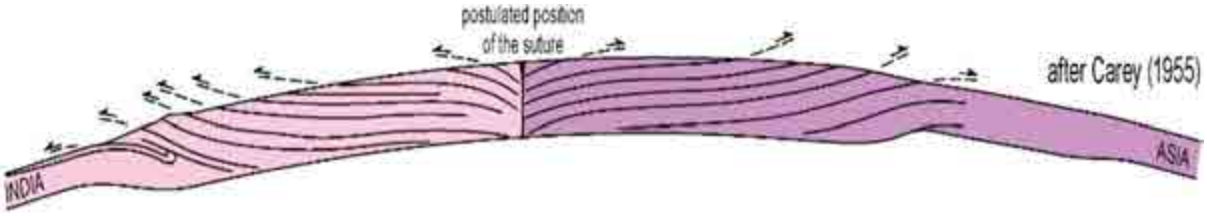
مدل های برخورد قاره ای هیمالیا تبت

درباره تحول رشته کوه های برخوردی چند مدل مطرح شده است و با انباشت دانش فزاینده مربوط به این سیماها ، قیدهای زمین شناختی و زمین فیزیکی بیشتری را می توان برای تمایز بین آنها بکار برد.

مطالعات مختلف منجر به ارائه مدل های متعددی برای این منطقه گردیده است. شکل 4-17 نشانگر مدلی است که اولین بار توسط Argand (1924) ارائه شده و پیشنهاد میکند که زمین درز بین هند و آسیا در زیر پوشش رسوبی تتیس قرار دارد. در این مدل دگر شکلی که به صورت پلاستیک و راندگی پوسته بالایی می باشد نتیجه به زیر راندگی هند زیر آسیا است. در (شکل 4-18)دو قاره دچار برخورد به یک اندازه تحت تاثیر چین خوردگی و راندگی قرار گرفته اند به طوری که کمربند کوهزایی در طرفین درز به صورت متقارن می باشد. این مدل مردود شناخته شده است زیرا موفقیت زمین درز اصلی هیمالیا در بخش مرکزی کوهستان نمی باشد.

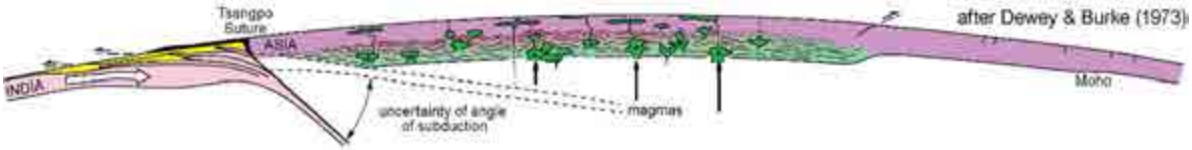


شکل 4-17: مدل پیشنهادی آرگاند



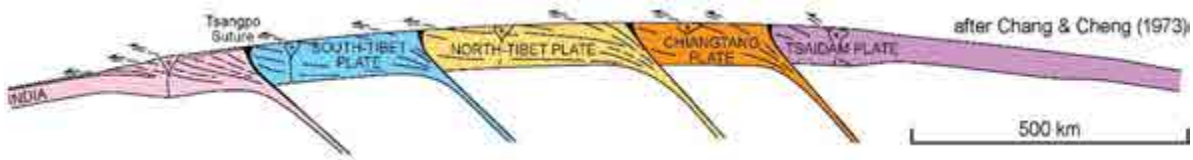
شکل 4-18:اولین مدل برخورد هند و آسیا

در مدل تجدید فعالیت پی سنگ(Dewey&Burke(1973 ضخیم شدگی پوسته آسیا به دنبال برخورد حاصل از راندگی در پوسته بالایی و خزش شکل پذیر در پوسته زیرین دانسته شده است. افزایش جریان حرارتی پوسته ضخیم شده(ناشی از فرورانش) سبب ذوب بخشی و صعود یک ماده مذاب غنی از پتاسیم و عناصر لیتوفیل شده است. زیر پوسته فوقانی غنی شده پوسته به زیرین تهی شده با ترکیب آنورتوزیتی قرار می‌گیرد ومرز بین آنهاواعماق متوسط پوسته به صورت یک منطقه میگماتیتی می‌باشد این مرز ممکن است به خوبی نشانگر ناپیوستگی لرزه ای کنراد باشد وجالب این است که ناپیوستگی کنراد تنها در پوسته قاره ای دچار برخورد به خوبی مشاهده گردیده است. لذااین مدل توضیحی برای فقدان این ناپیوستگی در سایر نواحی می‌باشد.این مدل برای توضیح تحول هیمالیا کافی نیست زیرا بیشترین ضخیم شدگی قاره ای در صفحه هند به وقوع پیوسته است نه در زیر تبت. همچنین اگر افزایش جریان حرارتی زیرثبت نتیجه حضور لیتوسفراقیانوسی فرورونده باشد حتی یک منطقه فرورانش خیلی کم شیب(10 درجه) نیز قادر به تاثیردر نیمه شمالی ثبت نمی‌باشد(شکل 4-19).



شکل 4-19: مدل تجدید فعالیت پی سنگ(Dewey&Burke(1973

مدل(Chang-Cheng(1973 سعی در توضیح حضور کمر بندهای افیولیتی هیمالیا به وسیله برخورد متوالی چند بلوک قاره ای کوچک بعد از بسته شدن پیشرونده چند اقیانوس کوچک در طی فانروزوئیک دارد. این مدل بر مبنای سن سنجی رادیومتری فانروزوئیک و جوان شدگی به سمت جنوب می‌باشد. این سازوکار به خوبی ضخیم شدگی صفحات جنوبی زیر رانده شده را توضیح می‌دهد ولی قادر به توجیه عدم بالا آمدگی هیمالیادر پیش از ترشیاری نمی‌باشد این مدل برای افزوده شدن سرزمین های مظنون به آسیا بسیار مناسب است(شکل 4-20).



شکل 4-20: مدل(Chang-Cheng(1973 بیانگر توضیح حضور کمر بندهای افیولیتی هیمالیا

برمبنای مدل های چند پژوهشگر(Mattaure1988powell&Conaghan1973) پوسته ضخیم شده زیر هیمالیا را بیشتر حاصل زیر راندگی پوسته هند در زیر پوسته آسیا می‌دانند تا دگر شکلی نافذ پوسته. این مدل

بوسیله تحلیل توموگرافی لرزه ای انعکاسی آشکار گردیده است (Roecker1982) ارتفاع زیاد هیمالیا نیز پاسخ ایزوستازیک یک پوسته با چگالی کم ضخیم شده نسبت داده شده است یکی از مسائل این مدل ها لزوم وجود فرایند های جدایش گوشته ای در زیربلوک آسیاست که سبب شده در زیر پوسته آن پوسته هند به جای بخش گوشته ای لیتوسفر جایگزین گردد. این مسئله به وسیله مدل Molnar1984 برطرف گردیده است زیرا وی زیر راندگی محدودی را برای هند متصور شده است. لذاسطح جدایش پوسته، گوشته لازم نمی‌باشد وضخیم شدگی پوسته ای به دلیل راندگی متوالی در طول به وقوع پیوسته است.

شکل 4-21: مدل های چند پژوهشگر (Mattaure1988powell&Conaghan1973)

این مدل همچنین با مطالعات لرزه ایHirn1995 که موید فقدان لیتوسفر هند در شمال منطقه زمیندرزایندوس درعمق بوده وضخیم شدگی پوسته ای را حاصل آن میداند هماهنگی دارد. یک عیب اصلی تمام این گونه مدل ها تخطی از ادعای Makenzie1976است که لیتوسفر قاره ای را فرورانش سبک میداند فرورانش در صورتی به وقوع می‌پیوندد که پوسته قارهای شدیداً نازک وسبک بشود این امر در مناطق نسبتا کوچکی میسر می گردد. در صورتی که پوسته از بخش گوشته ای لیتوسفر جدا شود(در طول مرز انتقال شرایط شکننده – شکل پذیر) فرورانش تسهیل میگردد.Butler1986 پیشنهاد کرده که اگر ضخیم شدگی پوسته ای به وسیله راندگی در طول یک جدایش(detachment) منشا گرفته از موهو انجام پذیرفته باشد.قاعده فرو دیواره ای پوسته درزیرسطح تبدیل فاز گرانولیت پوسته زیرین به اکلوژیت دچار فشردگی می‌شود افزایش چگالی اکلوژیت قاعدها باعث کاهش شناوری پوسته شده و با اینکه زیر راندگی طویلی به وقوع نمی‌پیوندد فرو رانش محدودی میسر می گردد(Chang et al1986) .

نتیجه سازوکار برخورد قاره ای هیمالیا

نیروهای مسئول برخورد قاره ای هنوز به خوبی شناخته نشده اند. ولی واضح است که نیروی کشیدن لبه ورقه (slab-pull) تنها زمانی فعال است که اقیانوس در حال بسته شدن باشد و هنگامی که اقیانوس کاملاً بوسیله فرورانش از بین می‌رود درمورد هیمالیا بخش اقیانوس صفحه هند هنوزدر زیر کمان اندونزی رانده می‌شود. نیروی در بالا گفته شده کمک موثری در تداوم حرکت رو به شمال هند است(Molnar1986)

اگرچه یک مرز صفحه ای جدید در صفحه هند –استرالیا تا جنوب شرق هند توسعه می‌یابد (Wessel et al 1980)

آخرین تحلیل حرکات کنونی صفحات (Demts1990) به آن را به صفحات مجزای هندو استرالیا تقسیم می‌کند. عامل دیگر حرکت رو به شمال هند نیروی فشارش پشته ای است که از حاشیه جنوبی صفحه هند اعمال میگردد . همان طور که عنوان گردید هیمالیا جوانترین رشته کوه زمین میباشد وباید به عنوان الگوی ما برای برخوردهای قاره ای قدیمی به حساب آورده شود. در بررسی مقاطع آلپ – هیمالیا چند اختلاف بین این رشته کوه دیده می‌شود که مهمترین تفاوت فقدان یک فلات قاره ای و پوسته ضخیم معادل تبت در هینترلند آلپ است احتمال دارد این تفاوت ناشی از حضور یک اقیانوس بزرگ بین هند و اوراسیا باشد که فرورانش حرکات نسبتاً بزرگی را بوجود آورده باشد.

نموده است که تفاوت بین آلپ و هیمالیا به هندسه اولیه راندگی ایجاد شده در برخورد بستگی دارد. لذا راندگی کم زاویه در هیمالیا رخ داده و حجم بزرگتری از پوسته به داخل گوشته رانده شده وبه اکلوژیت تغییر یافته که نتیجه آن ایجاد نیروی کشش لبه ورقه ای می‌باشد. این اختلافات موجود در سبک راندگی ممکن است ناشی از منشا نیروهای عمل کننده در صفحات پیش از برخورد باشند. بزرگتر بودن نیمه شمالی لیتوسفر اقیانوسی واقع در شمال هند(از محل پشته آن) باعث شده تا صفحه هند دچار مولفه افقی تنش بزرگتری و نتیجه آن راندگی کم شیب است. اشکالاتEngland& Molnar1990 برآیند زمین ساخت تورفتگی را درهیمالیا به ویژه در ثبت شرقی زیر سوال بردند آنها معتقدند که گسل های راستا لغز چپگرد اصلی پیامد وجود یک منطقه دگر شکلی ما بین هند چین و اوراسیا هستند.

فصل پنجم

افغانستان

زمین شناسی افغانستان

زمین شناسی افغانستان از لحاظ سا ختمانی بسیار پیچیده و در هم تنیده است و اساسا شامل توالیهایی از روند های باریک سرزمین های شمال خاوری- جنوب باختری خرده های قاره ای به سن پالئوزوئیک تا ترشیری می باشد. این قطعات به سمت شمال حرکت نموده و بطور مایل با توده قاره ای آسیا در حال برخورد است. آخرین قطعه ای که به این مجموعه در حال پیوستن است بلوک قاره ای بزرگ هندوستان است. برخورد مایل این قاره، سبب تغییراتی در روند های ساختمانی و یکسری گسل خوردگی(شکستگی ها) و چین خوردگی ها گردیده است. این مجموعه بلوک ها و قطعات توسط زمین درزهایی که در طول آنها افیولیت ها دیده می شوند ، از همدیگر جداشده اند. اینها در ظاهر تنها بقایای پوسته اقیانوسی زیر رانده شده اند که خود نشانگر فضاهای اقیانوسی با پهنای نامشخص می باشند.از لحاظ تشکیلات زمین شناسی، در افغانستان سنگ هایی به سن پرکامبرین تا کوارترنری و در نقاط مختلف جغرافیایی با سن و جنس متفاوت به چشم می خورد. بطور کلی در افغانستان سه منطقه اصلی شامل سنگ های رسوبی ضخیم موجود است:

1- حوضه شمال(شمال افغانستان)

2- جنوب باختر (حوضه رود خانه هلمند)

3- منطقه کتواز(جنوب خاور)

توده های آذرین و دگرگونی، هر چند در سراسر کشور گسترش دارد اما بطور خاص در خاور و جنوب خاور کشور از وسعت بیشتری بر خوردار است : بدخشان، نورستان، لغمان، پروان، پغمان، نواحی اطراف کابل و نوار هایی در مناطق مرکزی و جنوبی کشور.از لحاظ سن، تشکیلات مربوط به پالئوزوئیک بالایی و مزوزوئیک در افغانستان از گسترش بیشتری برخوردار است.از مشخصات بارز زمین شناسی ساختاری افغانستان، وجود یکسری گسل ها و شکستگی های عمده است که مرز نواحی مختلف و ایالت های زمین شناسی متفاوت را تشکیل می دهند.علاوه بر این روند های عمده، وجود عناصر ساختاری پراکنده درسراسرکشورنیزوجود دارد.

زمین ساخت افغانستان:

منطقه وسیعی در افغانستان بین بلوک اورازی در شمال و شبه قاره هند و عربستان در جنوب قرار دارد که شامل چندین حوضه جغرافیای دیرینه و ساختمانی می باشد که بوسیله مجموعه بزرگی از سیستم های گسلی بر جای مانده از خطواره های بزرگ زمین ساختی جداشده اند. این حوضه ها از شمال به جنوب عبارتند از:

1- حوضه ترکستان افغانستان – هندو کش که در شمال توسط حوضه تاجیک از حوضه توران- تیان شان جدا گردیده است.

2- حوضه ترکمن فراه رود در مرکز و باختر افغانستان

3- حوضه رشته کوههای مرکزی در مرکز افغانستان

4- حوضه بلوچ ، که باعث رو راندگی بلوک هندوستان می گردد.

5- گوه کابل، در محلی که واحد های نا برجا(انتقالی) به حوضه بلوچ مر بوط می گردد و در حالیکه واحد های برجا به حوضه رشته کوههای مرکزی مربوط می شود

6- کوههای پغمان و نورستان که دارای شباهتها و قرابتهای غیر مشخصی با حوضه های ترکستان- هندوکش و ترکمن – فراه رود می باشد.

این حوضه ها تحت تاثیر کوهزایی های زیر قرار داشته اند

.پرکامبرین

رخنمون هایی از دگرگونی، دگرشکلی و گرانیتی شدن مربوط به پروتروزوئیک در افغانستان شناخته شده است، مخصوصا مناطقی در نورستان(چمیروف و میرزاد،1972)، بدخشان(سلاوین،1984 و دسیو 1980)، کوه های پغمان(بولن ، 1972) و نواحیِ در گوه کابل (مینزیه،1977)، همگی به رخداد های پرکامبرین نسبت به داده شده اند. توزیع این رخنمون ها بیانگر این مطلب است که اغلب حوضه های جغرافیای دیرینه و حوضه های

ساختمانی افغانستان در زیرمجموعه سنگ های پروتروزوئیک که احتمالا با سپر هندوستان، ایران مرکزی و عربستان مرتبط است، قرار می گیرد(ولفارت 1967 و اشتوکلین1974).

هرسینین

چین های خمیده رو به جنوب، دگر گونی فشار بالا(بطور محلی همراه با گلاکوفان) و قسمتی از گرانو دیوریت های موجود در هندو کش به ماقبل ویزئن مر بوط می شوند(بولن و بوی ، 1977). این نشانه ها همگی مشخص کننده کوهزایی هرسینین می باشد .اما حوضه های جنوبی و مخصوصا حوضه کوه های مرکزی تحت تاثیر این کوهزایی قرار نگرفته است(بلیز 1972 و بلیز و همکاران 1977).

رسوبات پا لئوزوئیک پیشین که در شیب قاره ای پی سنگ ترکستان افغانستان بر جای گذاشته شده است ، توسط این کوهزایی تحت تاثیر قرار گرفته است. سنگ های بازیکی و اولترابازیکی در درون توالی های رسوبی امروزه بصورت آمفیبولیت و سرپنتین دیده می شود. این سنگ ها احتمالا نشانگر بقایای پوسته اقیانوسی از میان رفته ـ اقیانوس هندوکش- می باشند. در جنوب این اقیانوس ، کوه های پغمان و نورستان با سن پروتروزوئیک ،پی سنگ دیگری را تشکیل داده است. طبق نظر بولن ، بستر اقیانوس هندوکش به زیر پی سنگ ترکستان افغان فرو رانده شده است و در اثر برخورد بین پی سنگ ترکستان افغان وپی سنگ پغمان –نورستان ، کمربند هرسینین هندوکش حاصل شده است(بولن و بوی،1976) . رشته کوه های پامیر شمالی0(ولاشف و کراچنکو ،1979) ، قراقروم شمالی(گانسر، 1964) و کن- لون(چانگ و چینگ، 1973) .از امتداد خاوری محتمل این کمر بند بوجود آمده است، در حالیکه کوه های بینالود(مجیدی 1978)در شمال خاوری ایران و بخشی از کمر بند های هرسینین اروپا ، احتمالا امتداد های باختری آن می باشد.در هندو کش باختری، مخصوصا در رشته کوه بندبیان(فونتنات و همکاران، 1979) و در قسمت بالای دره غوربند(بولن وبوی، 1980(، کمربند هرسینین هندوکش، اثرات رخداد های زمین ساختی ویزئن را نشان می دهد. این رخداد ها ممکن است حاصل تشکیل شدن کمر بند هرسینین تیان شان باشد که در خلال ویزئن بالایی تا کربونیفر میانی از بسته شدن فضای اقیانوسی تیان شان و نیز از نتیجه بر خورد بین پی سنگ ترکستان افغان و پی سنگ توران بوجود آمده است (بورتمن ،1975، کراچنکو 1979). در نهایت، فضای اقیانوسی تیان شان احتمالا یک حوضه حاشیه ای از اقیانوس هندوکش تشکیل داده بوده است(بولن و بویکس ،1980).

کیمرین پیشین

نشانه های مشخص رخداد های کیمرین پیشین در سه نقطه از افغانستان دیده می شود:

1- لبه شمالی هندوکش (بولن و همکاران، 1977) که دگرشکلی های تریاس بالایی و ژوراسیک زیرین بر روی رسوبات آتشفشانی- آواری نهشته شده در داخل یک ریفت اثر گذاشته و سپس با یک بالا آمدگی دنبال گردیده است. این منطقه که "زون دو آب" نامیده می شود ، بطور پیوسته در طول افغانستان ، از بدخشان تا مرز ایران ادامه دارد. این زون بطرف باختر در منطقه آق دربند در حوالی مشهد ظاهر می گردد و شاید بطرف خاور نیز تا پامیر و تبت کشیده شده است .

2- سن هندوکش از 200 تا 220 میلیون سال تخمین زده شده است(دسیو و همکاران ، 1964 بلیز و دیگران ، 1970) ستیغ های گرانو دیوریتی تشکیلات پالئوزوئیک پامیر ، بدخشان و هندوکش باختری را قطع می کند . این ستیغ های گرانو دیوریتی احتمالا در اثر فرورانش رو به شمال(متیو و همکاران ، 1979) یک پوسته اقیانوسی تریاسی مربوط به اقیانوس ترکمن- فراه رود حاصل شده اند .که در قسمت جنوبی حوضه ترکمن- فراه رود توسط بلیز و همکاران (1978) شناسایی شده اند. از این رو ریفت(زمین درز) تریاسی شمال هندوکش بعنوان یک حوضه حاشیه ای اقیانوس تریاسی ترکمن –فراه رود در نظر گرفته می شود.

3- رشته کوه های مرکزی که در تریاس بالایی ظهور نموده اند، بدون دگر شکلی شناخته شده و در یک وقفه چینه شناسی توسط بلیز و همکاران (1977) ، مشاهده شده است.

کیمرین پسین

موارد مشخص کیمرین جدید توسط بلیز و همکاران (1978) از کوههای مرکزی و توسط بولن(1980) از کوههای ترکمن فراه رود گزارش شده است:

1- چین های ژوراسیک بالایی یا کرتاسه زیرین در حوضه ترکمن فراه رود. این چین ها رسوبات تریاس تا ژوراسیک و سری های افیولیتی نهشته شده در طول حواشی شمالی و جنوبی اقیانوس ترکمن فراه رود را تحت تاثیر قرار داده است که حوضه ترکستان افغان – هندوکش و حوضه رشته کوه های مرکزی را از هم جدا نموده است . این چین ها اساسا بطرف شمال خمیدگی دارد.

2- دگر گونی فشار متوسط شامل گلاکوفان. این دگرگونی در بخش جنوبی حوضه ترکمن فراه رود وجود دارد و چینهای کیمرین جدید در آن دیده می شود که بطرف جنوب زیاد می شود.

3- گرانیتی شدن با سن تقریبی یکصد میلیون سال(مونتنات و همکاران،1979) که در حوضه کوههای مرکزی(در حاشیه شمالی آن) گسترش یافته است

این نمودها یا مظاهر کوهزایی های مختلف، ممکن است بعنوان نتیجه فرورانش اقیانوس ترکمن رود به زیر حوضه کوه های مرکزی و برخورد حاصله مورد بررسی و توجه قرار گیرد. نشانه هایی از رخداد های کیمرین جدید نه تنها در حوضه ترکمن –فراه رود دیده می شود ، بلکه بسیار دور تر از آن ، خصوصا در حوضه های ترکستان افغان – هندوکش و کوه های مرکزی نیز بدست آمده است. این نشانه ها و نمود ها کمربند کیمرین جدید را مشخص می کند که اغلب افغانستان را در بر می گیرد. این کمر بند همچنین بداخل پامیر مرکزی(دسیو، 1977 و ولاشف، 1977) گسترش می یابد بطوریکه در تبت این کوهزایی ها باعث تقسیم آن به تبت شمالی و جنوبی گردیده است.

کوهزایی آلپ

کل افغانستان بعنوان بخشی از کمربند آلپ محسوب میگردد : رسوبات چین خورده ترکستان افغان مربوط به مزوزوئیک – پالئوسن توسط رسوبات دگرشیب الیگومیوسن پوشیده میشود (ویپرت 1964 ، چمیروف و میرزاد،1972)، رخنمون های کرتاسه حوضه ترکمن – فراه رود و قسمت هایی از از کوه های مرکزی که توسط سیستم شکستگی همراه با راندگی ناگهانی، شکسته شده اند (بلیز و1972 ، 1980)، تا رسوبات مزوزوئیک گوه کابل که بداخل کرتاسه بالایی توسعه می یابد، همگی تحت تاثیر یک دگرگونی همزمان با زمین ساخت که از خاور به باختر افزایش می یابد قرار داشت(ماتیو و همکاران، 1978). این رسوبات بوسیله واحد های نابرجای متفاوت رورانده شده که در بردارنده افیولیت های تریاس – کرتاسه می باشد و همچنین اولترابازیک های با سن نا مشخص الحاق شده به سفره روراندگی کابل را شامل می شود(منیزیه 1977). بطور مشابهی رسوبات پالئوزویک – مزوزویک – سنوزویک پلاتفرم هندوستان بوسیله ملانژ های افیولیتی رورانده شده اند و همچنین توسط رسوبات تریاس – ژوراسیک پهنه روراندگی "خوست" رانده شده اند. قسمت جلویی این پهنه روراندگی توسط پیشروی رسوبات پالئوسن بالایی – ائوسن رشته کوه سلیمان مسدود شده است.(کازاینو 1979). علاوه بر این ، پالئوسن بالایی – میوسن حوضه"کتواز" نیز که بوسیله این پهنه روراندگی نگهداشته شده است ، نشان می دهد که گسل های مورب همزمان با رسوبگذاری و کوتاه شدگی در خلال

زمان کوتاهی در میوسن بوجود آمده است(مولنار و تاپونیه 1975 و کازاینو 1979) ، در نهایت، اغلب پدیده های مورفولوژیکی آلپی سراسر منطقه به سن میو – پلیوسن می باشد. این حرکات آلپ احتمالا از بسته شدن یک فضای اقیانوسی نتیجه شده است.(ماتیو 1978) که امروزه بوسیله افیولیت، ملانژهای افیولیتی و رسوبات پلاژیک پهنه راندگی کابل و خوست مشخص می گردد و نیز ممکن است از برخورد حاصل بین هندوستان و با اوراسیا بوجود آمده باشد. این بسته شدگی مشخصا در موارد زیر نقش داشته است:

1- گسترش و تکامل حوضه های رسوبی ـ آتشفشانی کال آلکالن با سن ژوراسیک – کرتاسه در قند هار اورزگان و "کجو" که بعنوان حوضه های حاشیه ای تشکیل شده اند(بورده و همکاران 1979)
2- تشکیل محور گرانودیوریتی در ارغنداب واقع در شمال قندهار باسن حدود یکصد میلیون سال(ویتکینت،1973)، وسپس تشکیل محور گرانودیوریتی "سپین بولدک" در جنوب قندهار به سن پالئوسن(مونتنات و همکاران،1979) یک فرورانش همخوان با این رخداد ها به زیر کوه های مرکزی روی داده است، در محل لبه جنوبی آن که احتمالا از ژوراسیک بالایی تا سنوزوئیک پیشین فعال بوده است. این برخورد حاصل شده، مسئول راندگی پهنه کابل و خوست می باشد که قبل از پایان یافتن پالئوسن روی داده است. برای پهنه خوست این راندگی از باختر به خاور اتفاق افتاده،یعنی از یک فضای اقیانوسی بلوچ واقع شده در بین بلوک کابل و پلات فرم هندوستان بوجود آمده است،.در پهنه کابل این راندگی توسط بعضی از محققین به وارد شدن از باختر قلمداد نموده اند ، با فرض نمودن فضای اقیانوسی کوچک کابل در بین بلوک کابل و کوه های مرکزی ، که یک حوضه گسترش یافته از اقیانوس بلوچ بوده است.سن تشکیل پوسته اقیانوسی که امروزه ناپدید شده است، هنوز نامشخص مانده است وجود این نوع پوسته در زیر رسوبات پلاژیک بلوچ از تریاس میانی محتمل است ،اما تاکنون بوسیله شواهد صحرایی به اثبات نرسیده است. با این وجود ، انطباق بین حوضه بلوچ و حوضه زاگرس (ریکو و همکاران، 1977) و نیز مابین حوضه بلوچ و خط درز ایندوس در "لاداخ" (باسوله 1878) با این تفسیر در توافق است.

ساختمان و ضخامت پوسته زمین درافغانستان

مطالعات ژئـوفیزیکی دقیق و کاملی در مورد تعیین ضخـامت پوستـه و ساخـتار آن در افغانستان صورت نگرفته ویا نتایج آن در دست نیست با این وجود گارشکف به نقل از اسلاوین(1984) بااستفاده ازامواج زلزله مربوط به کانون های عمیق زلزله ضخامت پوسته در ناحیه بدخشان را 51 کیلو متر و در نواحی مجاور مانند پامیر سطح ((موهو)) را تا اعماق 70-75 کیلومترتعیین نموده است. ضخامت لایه های رسوبی درافغانستان

بشدت متغیر می باشد وازچنـــد صـــدمترتا 20 کیلومتردرنوسان می باشد. بعنوان مثال در نواحی از مسیر رودخانه کوکچه (باختر فیــض آباد) ضخامت کلی جوانترین سنگ های رسوبی در حدود 20 کیلومتر می باشد اما در نقاط دیگر مثل نورستان، بدخشان جنوبی سنگ های ماگمایی ودگرگونی درسطح زمین ظاهر می شوند. در پامیر ضخامت گرانیت به 20 تا 30 کیلومتر وضخامت بازالت به 40 کیلومترهم می رسد. ضخامت پوسته درجنوب باختر افغانستان درحدود40 تا 50 کیلومتر می باشد.

ساختمان گوشته در شمال خاور افغانستان بیش از حد پیچیده و مبهم بوده و درآن بیش از ده لایه متفاوت از لحاظ خواص ژئوفیزیکی بر اساس سرعت اموج لرزه ای شناسایی شده است.

درگوشته بالایی شمال خاور افغانستان دراعماق110 تا 240 کیلو متری یک لایه باسرعت کم مشخص شده است ولایه های دیگری دراعماق 240 تا 280 کیلومتری شناسایی شده که فقط انتشار امواج عرضی از آنها گزارش شده است (سلاوین1984).

لرزه خیزی و لرزه زمین ساخت افغانستان:

افغانستان یک بخش پایدار در پلیت آسیا می باشد . در باختر افغانستان ، پلیت عربی به زیر اروآسیا فرورانش می کند . در جنوب افغانستان ، پلیت عربی و هند به هم متصل شده و به زیر پلیت اوراسیا فرورانش می کند . همچنین زون فرورانش مکران را نیز در این منطقه حادث شده است . وجود گسل های تراستی پیچیده به همراه کمربندهای گسل های امتداد لغز باعث فعال بودن منطقه از لحاظ لرزه ای شده است. مرکز سطحی بسیاری از زمین لرزه های افغانستان در نزدیکی مرز ایران ، پاکستان و محدوده شمال باختری در محل فرورانش ورقه هند می باشد .

افغانستان در مسیر کمربند لرزه خیز مدیترانه واقع شده است و از این رو دارای تاریخچه ای طولانی از ثبت زلزله ها می باشد. در یک نگاه کلی به نقشه پراکندگی مراکز سطحی زلزله های یک قرن گذشته (قرن بیستم) در افغانستان، دو نکته مهم به چشم میخورد:

1- به رغم قرار گرفتن در یکی از فعالترین مناطق جهان، زلزله های بسیار شدید در این کشور نادر بوده است.
2- پراکندگی مراکز سطحی در کل کشور تابع نظم خاصی نبوده و تنها در شمال خاور کشور (ولایت-بدخشان) از تجمع و تمرکز خاصی برخوردار است. منطقه شمال خاوری بدخشان فعالترین ناحیه کشور از لحاظ لرزه خیزی می¬باشد. بعد از این منطقه، نواحی پغمان، پنجشیر، تخار، منطقه کابل، بامیان، غزنی و قندهار به

ترتیب دارای بیشترین لرزه خیزی بوده اند. از نظر تاریخی قویترین زلزله های افغانستان (بزرگتر از 7 ریشتر) در بدخشان، کوه های پغمان، بامیان و میمنه گزارش شده است.اغلب مراکز سطحی زمین لرزه های افغانستان برشکستگی های بزرگ انطباق دارد. یکی از مناطق فعال درسال های اخیر از لحاظ زلزله های نسبتاً شدید حوالی گسل فعال اندرآب در شمال افغانستان است که در سال2000 میلادی زمین¬لرزه شدیدی همراه با خسارت و تلفات در آنجا به وقوع پیوست..یک زمین درز بزرگ در خاور این کشور به طول 1200 کیلومتر وجود دارد که با نام گسل هرات شناخته می شود که 30 کیلومتر نهایی آن به داخل تاجیکستان کشیده می شود . در بعضی از منابع این گسل را به نام گسل مرکزی پامیر می نامند که جهتی NE – SW داشته و امتداد لغز راست بر است . حرکت چپ بر در امتداد مرز هند که میزان جابه جایی 29.5 میلیمتر بر سال را در این منطقه ثبت کرده است . این اطلاعات توسط سه ایستگاهGPS که در داخل هند بوده ، دریافت شده است . یک ایستگاه GPS یک کوتاه شدگی مختصر را در مرز بلوک سیستان اندازه گیری نموده است . نهایتا اینکه ، Stein et al (2002)پیشنهاد می کنند که بخشی از استان Sind به سمت جنوب ورقه هند سالیانه چند میلیمتر حرکت می کنند . این فرایند می تواند در آینده باعث حرکت چپ لغز در بلوچستان و جنوب خاور افغانستان شود . زمین لرزه های سطحی با عمق کمتر از 100 کیلومتر با فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر مکران در جنوب و حرکت ورقه در زیر کوه های هندوکش بوده است . هر چند ، گسترش فعالیت های لرزه ای در پوسته قاره ای و عمق 30 کیلومتر در این ناحیه به اثبات رسیده است . فعالیت لرزه ای این ناحیه به طور مشخصی گسترش نیافته است . با کاهش عرض کمربند های دگرشکلی در باختر و مرکز افغانستان ، آشکار شد که رابطه مشخصی بین فعالیت های لرزه ای قرن بیستم افغانستان و رفتار بلوک پایدار وجود دارد . وجود دو کمربند بزرگ شمالی جنوبی امتداد لغز در خاور ایران (بلوک سیستان در خاور و نایند – گوک در باختر) که باعث فعالیت لرزه ای در بلوک لوت شده اند . هر دو این کمربند ها به صورت گسل های امتداد لغز بوده که در بخش های به صورت کوتاه شدگی و تراستی نیز عمل می کنند.

این کمربندها با جهت شمالی – جنوبی دارای حرکت برشی راست بر و گاهی کوتاه شدگی بین مرکز ایران و باختر افغانستان شده است . در انتهای شمالی کمربند خاور سیستان دوباره سیستم خاوری – باختری چپ بر در گسل های خراسان ، مثل دشت بیاض که باعث گسیختگی در سال 1968 و 1979 شد ، حاکم می شود . این چرخش از جهت شمالی – جنوبی به خاوری – باختری را ناشی از حرکات ساعتگرد این گسل ها می دانند . علاوه بر این فعالیت لرزه ای در این مناطق با لرزه خیزی البرز و کپه داغ ترکیب می شود.

گسل هریرود در طول الیگوسن – میوسن مجددا فعال شده و بسیاری از گسل های جنوب هریرود در طول این فعالیت لرزه ای به صورت امتداد لغز عمل کرده اند . امروزه یک زون 20 تا 60 کیلومتری بین گسل هریرود در شمال ، گسل های Qarghanaw ، Bande Bayan، Onayوجود دارد که بسیاری از ساختارهای پیچیده این ناحیه را ناشی از فعالیت های این گسل ها می دانند . سنگ های این ناحیه را منطقه زمین درز میانی افغان می نامند . فابریک گسل های این منطقه امتداد لغز بوده و سنگ های پالئوزوئیک در حدود 600 کیلومتر در امتداد گسل هریرود جابه جا شده اند.

شمال افغانستان در بین مرز گسل های هریرود و بدخشان قرار دارد ، این بخش یک پی دگرگونی و آذرین داشته و که در طول فاز خشکی زایی هرسی نین در کربنیفر – پرمین به پایداری رسیده و توسط رسوبات مزوزوئیک و سنوزوئیک پوشیده شده است . نقشه گسل های افغانستان تمرکز آنها را در بخش های جنوبی و خاوری نشان می دهد.(1998) Pegler&Das حدود 6000 زمین لرزه در زیر کوه های هندوکش را مورد بررسی قرار دادند .ارتباط این زمین لرزه ها با بزرگی آنها نشان داد که فعالیت های لرزه ای یک شیب افزاینده بین اعماق 30 و 700 کیلومتری را نشان می دهد . در بخش جنوب باختری ، زیر کوه های هندوکش ، شیب فعالیت های لرزه ای حدود 50 تا 90 درجه به سمت شمال باختر و عمق آن بین 100 تا 300 کیلومتر است . اما در شمال خاور این ناحیه ، در زیر کوه های پامیر ، این زون شیبی بین 50 تا 60 درجه به سمت جنوب خاوری و اغلب در مناطق کم عمق تر بین 80 تا 200 کیلومتری رخ می دهد Pegler . و Das این ویژگی لرزه خیزی این مناطق را ناشی از فرورانش ورقه هند به زیر ارواسیا در نظر گرفته اند.

ذخایرمعدنی :

افغانستان از لحاظ منابع معدنی کشوری غنی بشمار می رود لیکن اکثر این منابع معدنی بکر و دست دست نخورده باقی مانده است ولی با توجه به 23 سال جنگ بی ثباتی در این کشور وضعیت استخراج مواد معدنی به حالت تعلیق در آمده است. محققین براین باورند که صادرات موادمعدنی افغانستان می تواند یکی از منابع اصلی درآمد ارزی این کشور باشد.

مهمترین ذخایر معدنی شناخته شده این کشور شامل :ذغال سنگ، آهن،مس، اورانیوم، نمک، کرم نیکل، طلا، سولفور، باریت، روی، قلع، فلوئور، میکا، سنگ لاجورد، آلومینیوم، سرب، یاقوت پنبه نسوز، جیوه، بوکسیت، تنگستن لیتیوم منگنز، سنگ مرمر، سنگ گچ، سنگ آهن

فصل ششم

پاکستان

زمین شناسی پاکستان

پاکستان کشور بزرگی است با مساحت 796000 کیلومتر مربع با ساختاری پیچیده که انعکاسی از قرارگیری مرز اوراسیا ، ایندو- پاکستان و صفحات عربی است . برخورد این صفحات در کواترنری باعث ایجاد بلندترین ارتفاعات جهان(هیمالیا-هندوکش) شده است.

سازندهای رسوبی حوضه ها در پاسخ به فعالیت های زمین ساختی باعث تغییراتی در چینه شناسی و تکامل حوضه داشته است . این حوضه ها از نظر هیدروکربنی غنی هستند ولی به طور وسیعی اکتشافات در آنها صورت نگرفته است . فرایند های ترکیبی کانه ای و کانسارها در برخی مناطق مورد بررسی قرار گرفته ولی این بررسی ها از قرن 19 تا حال هنوز شکل سیستماتیک به خود نگرفته است.

چینه شناسی پاکستان :

داده های سن سنجی به روش پرتونگاری حاکی است که بخش بزرگ از سنگ های اتش فشانی و درگرگونی پرکامبرین پاکستان به دیرینگی پرتوزوییک پیشین اند که از یک سوپی سنگی برای ترادف های پالیوزوییک و از سوی دیگر می توان منشایی برای فروهشته های اواری نواحی گوناگون باشد.

پرکامبرین پسین :کامبرین در ایالت kohat-potwar که بخشی از حوضه ایندوس است سنگ های پرکامبرین پسین –کامبرین پیشین –نواحی سالت رنج وپنجاب بیشتراز نوع مارن –سنگ نمک –دولومیت و ژیپس اند که در بخش شیب دار فلات قاره هند بر روی سنگ های دگرگون پروتروزوییک پسین برجای گذاشته شده و در حال حاضر (سازند سالت رنج) نام دارند.بخش پایین سازند سالت رنج از نوع مارن های گچی به رنگ سرخ همراه بالایه های ستبر نمک است.بخش بالایی این واحد شامل گچ ،دولومیت، رس متمایل به رنگ سبز و شیل های تا اندازه نفتی است.

ردیف پایانی این واحد نوعی سنگ آتش فشانی به شدت هوازده به نام تله کهوره یا سنگ کهوریت است که 6متر ستبرا دارد و رنگ ارغوانی تا سبز دارد.

پالیوزوییک: در پاکستان سنگ های پالئوزوییک در ایالت کوهات-پوتوار- نواحی واقع در مجاورت کمربند محوری و در نواحی شمالی همچون هزاره و چیترال برونزد دارند .

در نواحی شمال پاکستان کهن ترین دانسته به ثبت رسیده درخصوص سنگ های رسوبی پالئوزوییک احتمالا از بخش بالای سازندی به نام tana wal و یا هم ارز های آن است که از نوع مجموعه های رسوبی و دگرگونی به دیرینگی پرکامبرین پسین تاکامبرین اند.

مزوزوییک:درپاکستان سنگ مزوزییک ضمن داشتن تعییرات رخساره از گسترگی در خور توجه برخور دارند. در زیر حوضه ایندوس پایینی .سنگ های مزوزوییک ضمن داشتن چندین هزار متر ستبرا و رخساره اهکی – آرژیلی بیشترین گسترش را دارند به گونه ای که برونزد های این سنگ ها را می توان به گونه گسترده در ایالت سلیمان کرتار و در کمرند محوری دید در حوضه ایندوس پایینی سنگ های مزوزوییک بیشتر از نوع سنگ آهک –دولومیت –شیل –گلسنگ اند.

سنوزوییک:سنوزوییک دورانی همراه با پیدایش سر زمین های کوهستانی، واپس گرایی دریا انباشت فروهشت های قاره ای و گسترش حیات به ویژه پستانداران –در نواحی بیرون مانده از محیط های آبی است پس روی دریایی مزوزوییک که با خروج گستره هایی پهناور پاکستان همراه بوده سبب گردیده تا پیوند ترادف های سنوزوئیک با سنگ های زیرین از نوع دگر شیبی فرسایشی است، در حالی که بخش هایی از زیر حوضه ایندوس پایینی کمربند کحور و حوضه بلوچستان مرز مابین کرتاسه و پالئوسن، تدریجی است .

زمین ساخت پاکستان:

زمین ساخت نقشی بنیادی و پر اهمیت در شکل گیری و تاریخچه زمین شناسی حوضه های رسوبی پاکستان داشته است برای نمونه می توان به نقش زمین ساخت برجایگاه زمین شناسی پاکستان اشاره کرد .

بر اساس مطالعات پالئو مغناطیس در شمال پاکستان در حدود 55 میلیون سال پیش یک برخورد صفحه ای وجود داشته است.جدیدترین برخورد صفحات در کشور پاکستان مربوط به دماغه غربی کشمیر و قسمت شمالی پاکستان است.

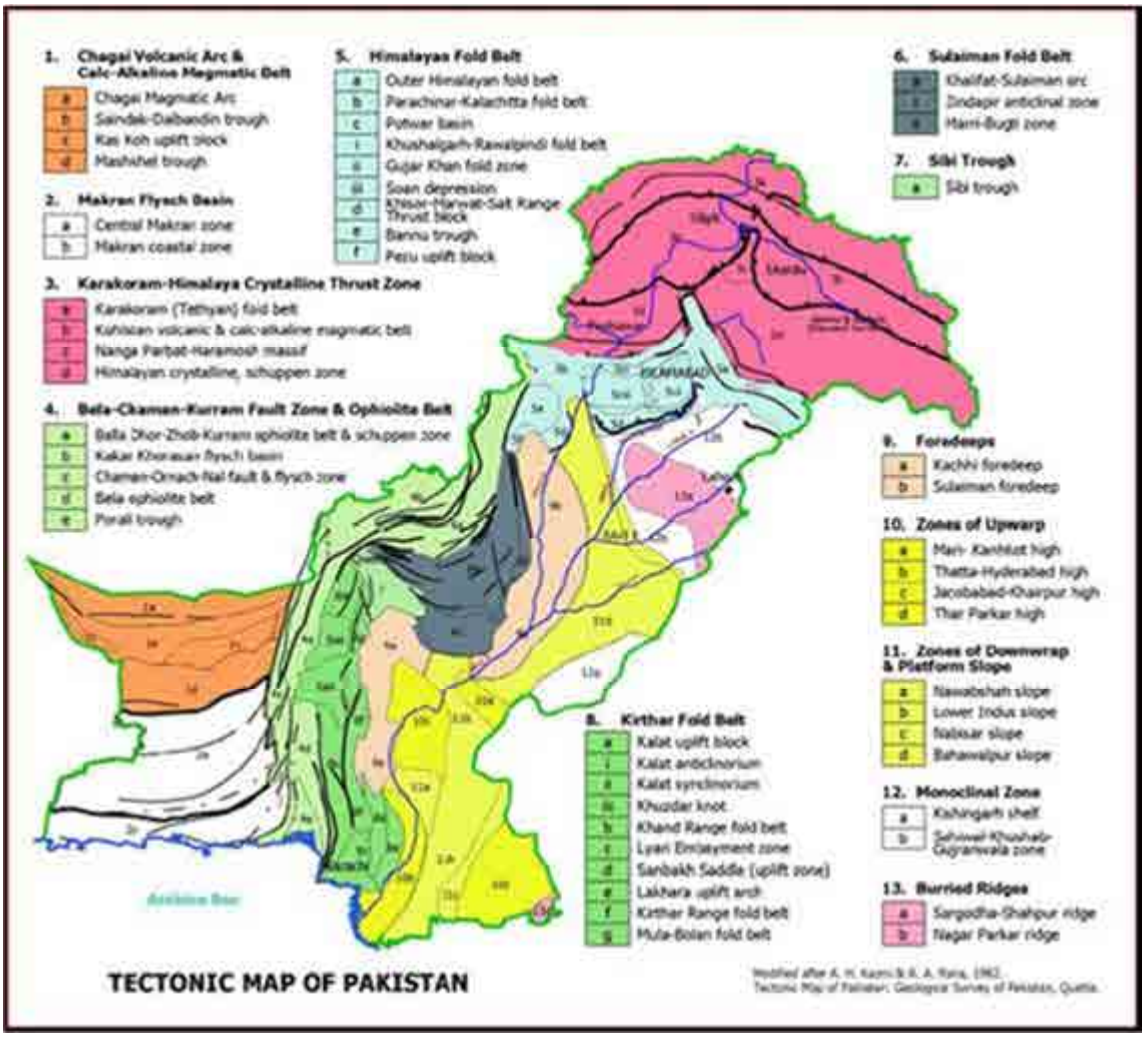
کمپلکس افزاینده مکران یکی از بزرگترین کمپلکس های موجود در نوع خود در سراسر دنیاست که در جنوب کشور پاکستان قرار گرفته است و تاثیر زیادی بر منطقه مربوط به قرارگیری کشور پاکستان گذاشته است.

پوسته اقیانوسی پلیت عربی با سرعت 40 میلیمتر در سال به زیر صفحه اوراسیا در جهت شمال – شمال شرقی حرکت می کند (مینشول و همکاران 1992). در پاکستان به دلیل موقعیت زمین شناسی و زمین ساختی جوان در حال حاضر تعداد زیادی گسل های فعال وجود دارد که باعث زمین لرزه های بزرگی در این کشور شده است

همانطور که در بخش زمین شناسی اشاره شد قرارگیری مرز اوراسیا ، ایندو- پاکستان و صفحات عربی در پاکستان و برخورد این صفحات در کواترنری باعث ایجاد بلندترین ارتفاعات جهان (هیمالیا-هندوکش) شده است.کشور پاکستان از لحاظ زمین ساختی دارای تنوع زیادی در قسمت های مختلف است .این تنوع به دلیل تاثیر ساختارها و حرکات زمین ساختی گوناگون در آن منطقه است . با توجه به تاثیر کوهزایی ها در آن منطقه در قسمت های شمالی پاکستان با ارتفاعات بلندی مواجه هستیم که این ارتفاعات با حرکت به سمت جنوب شکل مناطق هموار با ارتفاع کم را به خود می گیرند.

طبق آنچه در نقشه حوضه های زمین ساختی پاکستان آمده است(شکل 6-1و 6-2) ، این سرزمین از لحاظ ساختار زمین ساختی به 13 قسمت مجزا تفکیک می گردد که این تقسیمات در زیر آمده است :

1- قوس آتشفشانی چنگال و کمربند ماگمایی کالک آلکالن 2- حوضه فلیشی مکران 3- زون تراستی قراقوم-هیمالیا 4- زون گسلی بالا-چمن-قوران و کمربند افیولیتی 5- کمربند چین خورده هیمالیا 6- کمربند چین خورده سلیمان 7- فرورفتگی سیبی 8-کمربند چین خورده قیردار 9- زون پیش ژرفا 10- پوسته با خمش رو به بالا 11- پوسته با خمش رو به پایین 12- پهنه تک شیب 13- پشته مدفون



شکل 6-1:حوضه های زمین ساختی پاکستان

ذخایر معدنی پاکستان :

شامل سه گروه منابع انرژی، کانه های فلزی کانی ها و سنگ های گرانبها هستند که عمده ترین منابع اقتصادی آنها به شرح زیر است .

1)کانی های انرژی زا : گاز، زغال سنگ و کانی های پرتوزا عمده ترین کانی های انرژی زای پاکستان اند .نفت و گاز خاستگاهی از سنگ های رسوبی دارند که در ترادف های پالئوزویک مزوزوئیک ترشیاری پاکستان نسبتا فراوان اند.

حوضه های نفتی – گازی : میدان های نفتی پنجاب کهن ترین میدان سندمی باشند.. میدان های نفتی پتوار که طاقگون و یا گنبد گون اند بر روی دو خط خاوری –باختری قرار دارند که درپهلو های شمالی و جنوبی

ناودیس سوان جای دارند که از جنوب محدود به سالت رنج و از شمال محدود به رشته کوه Kala chitta هستند .

زغال سنگ: پاکستان ذخایر بزرگ از زغال سنگ های کم کیفیت لیگنیت و زغال سنگ قیری به سن ترشیری دارند.

(ایالت زعال دار سالت رنج) در حوضه ایندوس بالایی به عبارتی در ایالت کوهات –پتوار قرار دارد .

در این ایالت دو افق ذغال دار وجود دارد .

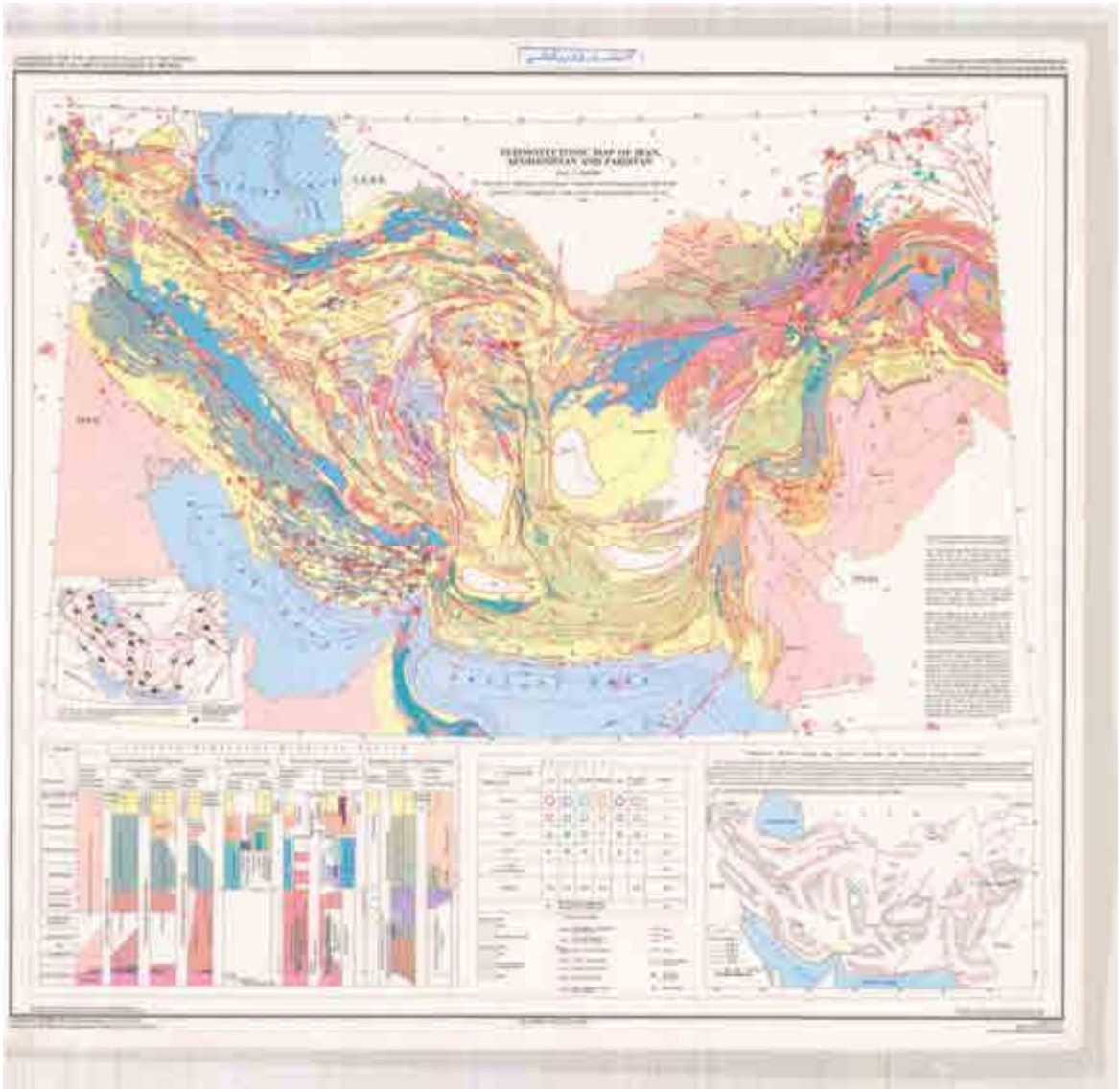
کانی های رادیواکتیو:تاکنون نشانه های زیاد از کانی زایی اورانیوم در حوضه ایندروس حوضه بلوچستان و ناحیه کوهستانی شمال پاکستان گزارش شده است.

2)کانسنگ های فلزی:در پاکستان از نشانه های پرشمار از کانی های فلزی در حدود13 کانسنگ فلزی نظیر کرومیت –اهن –الومیتیوم – مس –انتیموان –سرب –روی –منگنز – طلا و... شناسایی شده است .

سنگ ها و گانی های صنعتی :ایت گروه از ذخایر معدنی در برندارنده ی سنگ ها و کانی های هستند که میتوانند در صنایع گوناگون کاربرد داشته باشد که از این جمله می توان یه گچ – سنگ – اهک – دولومیت – انیدریت –سنگ نمک- پتاس – فسفات-مرمرتداورتن- بنتونیت- ماسه سیلیسی- باریت-فلوریت اشاره کرد که پاکستان ذخایری بسیار غنی از آنها دارد .

3)**سنگ های گرانبها :**بیشتر سنگ های گرانبهای پاکستان در نواحی شمال این کشور قرار دارد .

این سنگ ها انواع مختلفی دارند ولی تاکنون فقط زمرد دره سوات در مقیاس بزرگ و تجاری استخراج شده است .



شکل 6-2:نقشه زمین ساختی ایران-افغانستان و پاکستان

فصل هفتم

ترکمنستان

زمین شناسی ترکمنستان

جمهوری ترکمنستان با 488 هزار کیلومتر مربع وسعت دارد . این کشور از شمال خاوری با قزاقستان و ازبکستان و از جنوب و جنوب خاوری با ایران و افغانستان همجوار است .ترکمنستان آب و هوای خشک دارد .کشاورزی اشتغال عمده است ولی در نواحی شهری صنایع پتروشیمی و صنایع بومی نیز وجود دارد.ترکمنستان از جمله کشورهایی است که بزرگترین مخازن نفت و گاز طبیعی جهان را دارد .قرار گیری در خاور دریای خزر جنوبی و استفاده از منابع طبیعی زنده و نیز میدان های هید رو کربنی این دریا از مزیت های اقتصادی ترکنستان است.

زمین ساخت ترکمنستان :

سرزمین ترکمنستان به روشنی در خور تقسیم به دو ایالت زمین شناسی به نام های پلاتفرم اپی هرسی نین

قره قوم و کوهزاد آلپ است که بایکدیگر تفاوت های بنیادی دارد کوهزاد آلپ شامل اپی ژئو سنکینال کپه داغ –کاسپین جنوبی و کوهزاد های اپی پلاتفرم باختر افغان –تین شان و نواحی کوهزادی آلپ پسین است

قسمت اعظم ترکمنستان را حوضه آمودریا تشکیل می دهد، حوضه آمودریا بخشی از ورقه توران است که حد جنوبی آن محدود به سامانه چین خورده آلپ شامل کپه داغ در جنوب باختر و کوه های بند ترکمنستان در جنوب خاور است .حد شمالی این حوضه در مجاورت فرازمین پی سنگی ناحیه قزل قوم قرار دارد . پی سنگ آمو دریا شامل آواری های دگرگون شده است. حوضه آمودریا یک فروافتادگی ژوراسیک -ترشیاری بزرگ است که بر روی پی سنگ هرسی نین (پالئوزوئیک پسین) و سیستم ریفتی تریاس(احتمالا پرمین پسین- تریاس) قرار گرفته است. این حوضه بزرگترین فروافتادگی سکوی توران اپی- هرسی نین (بخشی از سرزمین برافزوده هرسی نین خاور دریای خزر پوشیده شده با سنگ های رسوبی مزوزوئیک- سنوزوئیک) می باشد. ترکیب پی سنگ در داخل حوضه عمیق کمتر شناخته شده است؛ برون یابی حواشی حوضه نشان می دهد که ممکن است این حوضه از پادگانه های زمین ساختی متنوعی تشکیل شده باشد. پی سنگ هرسی نین شامل دو قطعه قاره ای پرکامبرین بزرگ (ریزقاره در ساختار قبل از تصادم) در شمال و جنوب است. در شمال، توده کاراکام توسط چاه هایی در بخش باختری خود در ارتفاع کاراکام مزوزوئیک نفوذ کرده است که توالی رسوبی ژوراسیک- کرتاسه روی سنگ های ولکانیکی و رسوبی دگرگون شده ای که شامل اسلیت های آمفیبولیت با سن سنجی

پتاسیم- آرگون 585 میلیون سال می باشد، قرار گرفته است. این سنگ ها توسط گرانیت های با سن سیلورین تا کربونیفر قطع می شوند .بلوک ریزقاره رو به خاور تا کمربند چین خورده تیان شان گسترش یافته است.

مرحله کافت زایی و توسعه حوضه آمودریا درطی پرمین پسین و تریاس، پس از کوهزایی هرسی نین روی داده است. پی سنگ با یک سری ریفت شکسته شده و گرابن های ریفتی رسوبات کلاستیکی ضخیمی را انباشته کرده اند (تا چندین کیلومتر). بخاطر دفن عمقی، موقعیت سیستم ریفتی کم شناخته شده است. یکی از مدل های اخیر، براساس داده های لرزه ای است و نشان دهنده حضور سیستم ریفتی با جهت اریب به سمت کمربند چین خورده کپه داغ نئوژن است. وجود گرابن- ریفت عرضی دیگری نیز در نزدیکی در عمیق ترین بخش جنوب خاوری حوضه مسلم است. سومین ریفت اولین بار در تریاس پسین و در طی کوهزایی آلپین در زمان نئوژن- کواترنری دگرشکل شده و بالا آمده و باعث تشکیل پشته بند ترکستان شده است که حوضه آمودریا در جنوب را محدود می کند. پوشش رسوبی حوضه ای آمودریا به صورت ناپیوسته روی سنگ های قدیمی تر متنوع قرار می گیرد. در طی زمان ژوراسیک تا ائوسن، رسوبگذاری در حاشیه انفعالی دریای مجاور، شمال کمان های ولکانیکی مزوزوئیک تتیس رخ داده است

نفت زایی:حوضه آمو دریا از پهنه ها گاز خیز جهان است به گونه ای که کم و بیش کلیه ساختارهای این حوضه به داشتن میدان های گازی بارزند . درحالی که میدان های نفتی این حوضه چندان بزرگ نیست و این گونه ذخایر (نفتی)فقط در حاشیه های شمال خاوری جنوب خاوری حوضه شناسایی شده اند

سنگ های منشاء: داده های ژئو شیمایی حوضه آمودریا حاکی از این است که در این حوضه بخشی بزرگ از هیدروکربن های مایع از نوع میعانی با پختگی بالا وجود دارند که نشانگرهای زیستی بسیار اندک دارند.مخازن نفتی ترکمنستان اندک و بسیاری از آنها به واقع میعانات بازگشتی هستند که ترکیب متفاوت دارند

سنگ های مخزن:کربنات های ژوراسیک بالا و ماسه سنگ های هوتریون دوترادف مخزنی هستند که در بردارنده بیشترین مخازن هیدروکربنی حوضه آمودریا هستند در ساختار های چارژو و بخارا کربنات های ژوراسیک بالا حاوی گاز –گاز میعانی و نفت اند، خاصیت مخزنی کربنات های ژوراسیک بالا وابستگی نزدیک به رخساره ی رسوبی آنها دارد که از میان آنها کربنات های ریفی به دو صورت ریف های سدی و بر امدگی های ریفی بهترین سنگ مخزن است .

تله های هیدروکربنی :د رحوضه امودریا انواع گوناگون از تله های ساختاری -چینه ای- زمین شکل های کهن و یا ترکیبی از انواع گفته شده وجود دارد که از میان آنها تله های ترکیبی ساختاری – زمین شکل های کهن فراوان تر اند

منابع:

1- زمین شناسی ایران و کشورهای همجوار-دکتر سید علی آقانباتی،1392

٢-Tectonics of the Nanga Parbat Syntaxis and the Western Himalaya. A. J. Hartley, R. E. Holdsworth ,A. C. Morton, M. S. Stoker,٢٠٠٠
٣-Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision: Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as..., p.tapponnier.٢٠١٧
٤-Triassic-Jurassic boundary on the southern margin of tethys: implications of facies, tectonic and volcanism, Mohamed, A. Khalifa.٢٠٠٧

٥-Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, Mark Allen,٢٠٠٤

٦-Active tectonics of the South Caspian Basin, James Jackson, Keith Priestley, Mark Allen and Manuel Berberian,٢٠٠٢

٧-Plate tectonic profiles. Central Europe–Greece–Eastern Mediterranean–Africa. Arabia–Caspian Sea, J. Golonka,٢٠٠٤