

FALHAMENTOS TRANSVERSAIS EM BACIAS DISTENSIONAIS

THE ROLE OF TRANSVERSE FAULTS ON EXTENSIONAL BASINS TECTONIC EVOLUTION

Edison José Milani⁽¹⁾

RESUMO — São feitos comentários sobre o papel das falhas transversais na evolução tectônica das bacias distensionais. As falhas transversais são elementos de balanço da distensão diferencial ao longo da direção da bacia. Caracterizam-se principalmente por movimentação oblíqua, servindo de ligação entre falhas normais contíguas dotadas de taxas de movimentação diferentes. Caracteriza-se a mecânica das falhas transversais em termos de sua relação com as falhas normais (longitudinais) da bacia, mostrando que, em termos quantitativos, o deslocamento direcional ao longo das falhas transversais é igual ao rejeito horizontal de mergulho das falhas normais a que se associam. Tal deslocamento direcional é função, também, da geometria — planar ou lítrica — das falhas normais. São tecidas algumas considerações acerca de casos reais de falhas transversais: na Bacia do Recôncavo, como exemplo de falhas transversais diastróficas, e nas bacias de Campos e Cuanza (Angola), representando as falhas transversais associadas à tectônica gravitacional.

ABSTRACT — *This paper discusses the role of transverse faults in the tectonic evolution of extensional basins. Transverse faults act to compensate differential extension along a basin's strike. Serving to link contiguous normal faults displaying different movement rates, their main characteristic is oblique movement. The mechanics of transverse faults is characterized vis à vis their relation to a basin's normal (longitudinal) faults, showing that in quantitative terms, directional displacement along transverse faults is equal to the horizontal dip-slip of associated normal faults. This directional displacement is also a function of the geometry of normal faults (planar or listric). Comments are offered on real cases of transverse faults, those in the Recôncavo Basin serving as examples of diastrophic transverse faults and those in the Campos and Cuanza (Angola) Basins serving as examples of transverse faults associated with gravitational tectonics.*

(Originais recebidos em 22.09.88.)

1 — INTRODUÇÃO

O arcabouço tectônico das bacias sedimentares formadas sob regime distensional mostra um amplo predomínio de falhas normais orientadas segundo o alongamento máximo da bacia (conjunto longitudinal). Estes falhamentos, dotados essencialmente de rejeito de mergulho, definem os depocentros principais da bacia, uma vez que acomodam a maior parte da distensão crustal geradora da calha deposicional.

Interceptando o conjunto longitudinal a ângulos próximos de 90°, as falhas transversais constituem elementos de balanço da distensão diferencial ao longo da direção da bacia. Menos numerosas que as longitudinais, as falhas trans-

versais caracterizam-se principalmente por movimentação oblíqua e servem de ligação entre falhas normais contíguas dotadas de taxas de movimentação diferentes. Alguns aspectos da mecânica das falhas transversais em bacias distensionais são discutidos neste trabalho.

2 — DESLOCAMENTOS AO LONGO DE UM PLANO DE FALHA — TERMINOLOGIA

Em termos gerais, o deslocamento que acontece ao longo de um plano de falha pode ser analisado geometricamente em função de seus componentes relativos à direção e ao mergulho do mesmo. Desta maneira, tem-se que o rejeito total (rt) representa a menor distância pós-falhamento que existe entre dois pontos

1 - DEPEX/NEXPAR/SEINT
R. Padre Camargo, 285, CEP
80060, Curitiba, Paraná, Brasil.

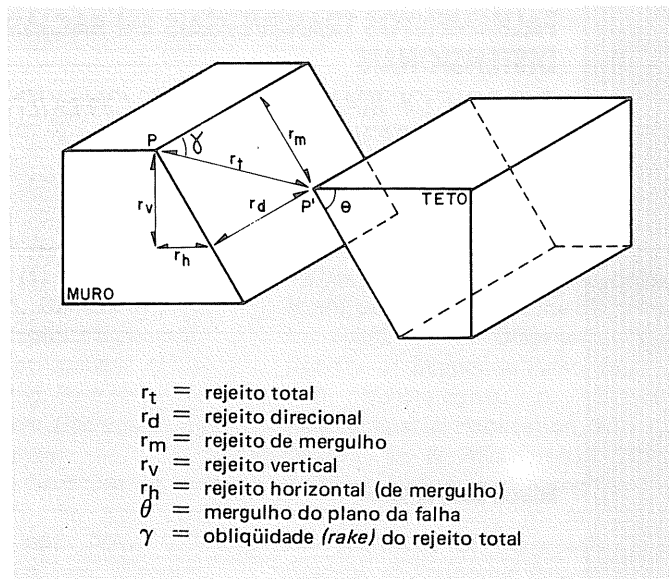


Fig. 1 - Terminologia dos deslocamentos ao longo de uma falha oblíqua com componentes de movimento normal e transcorrente sinistrego. Antes do falhamento, os pontos P e P' eram coincidentes (modificado de HOBBS et alii, 1976).

Fig. 1 - Terminology of fault displacement components along an oblique-slip fault (normal + sinistral strike-slip).

anteriormente coincidentes. No caso de uma falha de rejeito total oblíquo (fig. 1), este pode ser decomposto num rejeito direcional (r_d) e num rejeito de mergulho (r_m). Quando o rejeito total de um falhamento é predominantemente direcional ($\gamma < 45^\circ$), a falha é dita transcorrente (*strike-slip, transcurrent*); se o deslocamento acontecer preferencialmente ao longo da direção do mergulho do plano da falha, esta será normal quando o teto descer em relação ao muro, e reversa no caso oposto. Ainda, o rejeito de mergulho pode ser decomposto em rejeito vertical (r_v) e em rejeito horizontal (de mergulho) (r_h), ambos sendo proporcionais ao ângulo de mergulho (θ) do plano da falha.

Neste artigo, avalia-se o significado do rejeito horizontal (de mergulho) em sistemas distensionais, nos quais feixes de falhas normais se desenvolvem perpendicularmente ao esforço tectônico regional. O somatório deste componente para todas as falhas normais do sistema corresponde à distensão crustal total que deu origem ao *rift*. As falhas transversais, que se dispõem perpendicularmente ao *trend* regional da bacia, têm seu movimento horizontal limitado, em termos quantitativos, ao rejeito horizontal (de mergulho) das falhas normais a que se associam.

3 - FALHAS TRANSCORRENTES, TRANSFORMANTES E TRANSFERENTES - GENERALIDADES

Geometricamente, os termos "transcorrente", "transformante" e "transferente" relacionam-se a falhamentos de natureza semelhante, caracterizados por rejeito direcional ao longo de planos subverticais. Este assunto foi recentemente abordado por ZALÁN (1986b). FREUND (1974) listou possíveis diferenças entre falhas transcorrentes e transformantes, salientando que em áreas sísmicamente ativas as soluções de mecanismo focal de ambas são idênticas, o que evidencia o caráter comum das mesmas em termos de movimento (fig. 2).

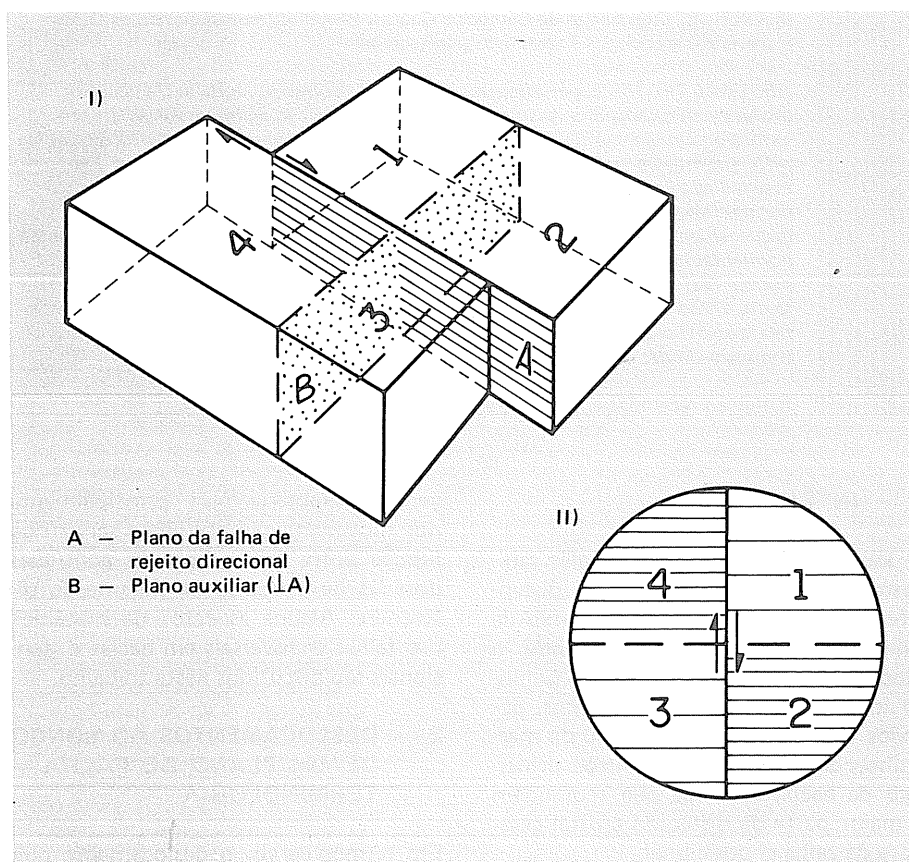


Fig. 2 - Falha de rejeito direcional (I) e seu correspondente estereograma (solução focal de terremotos) (II); os quadrantes 2 e 4 correspondem a áreas sob compressão instantânea, ao passo que nos quadrantes 1 e 3 ocorre dilatação por ocasião da movimentação ao longo do plano A.

Fig. 2 - Strike-slip fault (I) and corresponding stereographic diagram (II); when the fault slips, areas 2 and 4 are affected by compression and areas 1 and 3 by dilation.

Uma vez que o critério de movimento não diferencia os termos transcorrente e transformante, deve-se entender a ambiência geotectônica de cada uma delas, no nível de sua definição original.

Ao termo "transcorrente" (*strike-slip fault*) associa-se um duplo sentido: descritivo, relacionando-se a qualquer falha cujo rejeito seja direcional (HOBBS *et alii*, 1976), ou genético, referindo-se àqueles falhamentos originados sob um campo de tensões em que os componentes sigma 1 e sigma 3 ocupam posições no plano horizontal (ANDERSON, 1951).

As falhas "transformantes" (*transform faults* - WILSON, 1965) foram definidas no domínio da crosta oceânica, onde seriam os elementos de ligação entre as diversas unidades geotectônicas ativas (dorsais meso-oceânicas e zonas de subducção, entre si ou umas às outras). Ressalte-se a impropriedade do termo, pois não está havendo, como é sugerida, uma "transformação" de uma unidade geotectônica em outra ao longo da falha, apenas uma conexão entre elas pela falha transcorrente.

O padrão mundial das falhas transformantes, que recortam o assoalho oceânico, está hoje relativamente bem conhecido. A observação desta imagem (fig. 3) ressalta a perpendicularidade existente entre as falhas transformantes e os segmentos de dorsal meso-oceânica por elas conectados, ortogonalidade esta atribuída ao princípio da "energia mínima", ou seja, por ser esta a configuração que oferece a menor resistência à separação das placas (OLDENBURGH & BRUNE, 1975). Nota-se também a coexistência de falhas com movimentação dextrogiro ao lado de outras com deslocamento sinistrogiro, uma vez que o sentido de movimento é regido pelo sentido do *offset* original entre os segmentos de cordilheira (fig. 4).

Um aspecto interessante na mecânica das falhas transformantes é o fato de que as soluções focais de terremotos, indicativas do sentido de movimento, revelam um deslocamento oposto à sepa-

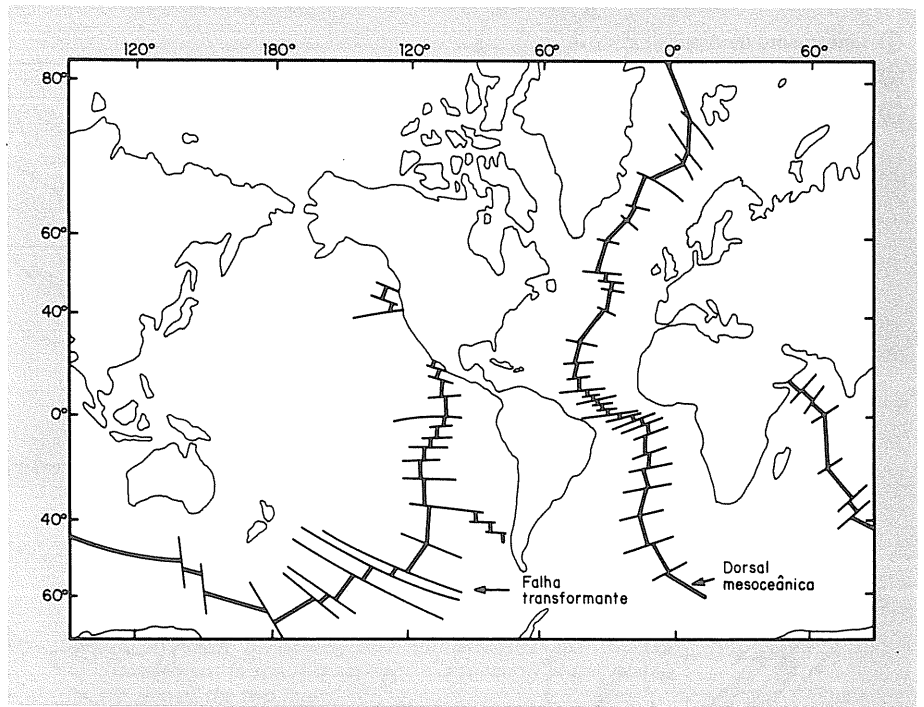


Fig. 3 - Mapa mostrando o padrão global das falhas transformantes oceânicas, ressaltando-se a ortogonalidade entre as transformantes e os segmentos de dorsal por elas conectados (modificado de HEIRTZLER, 1976).

Fig. 3 - Map showing worldwide pattern of oceanic transform faults.

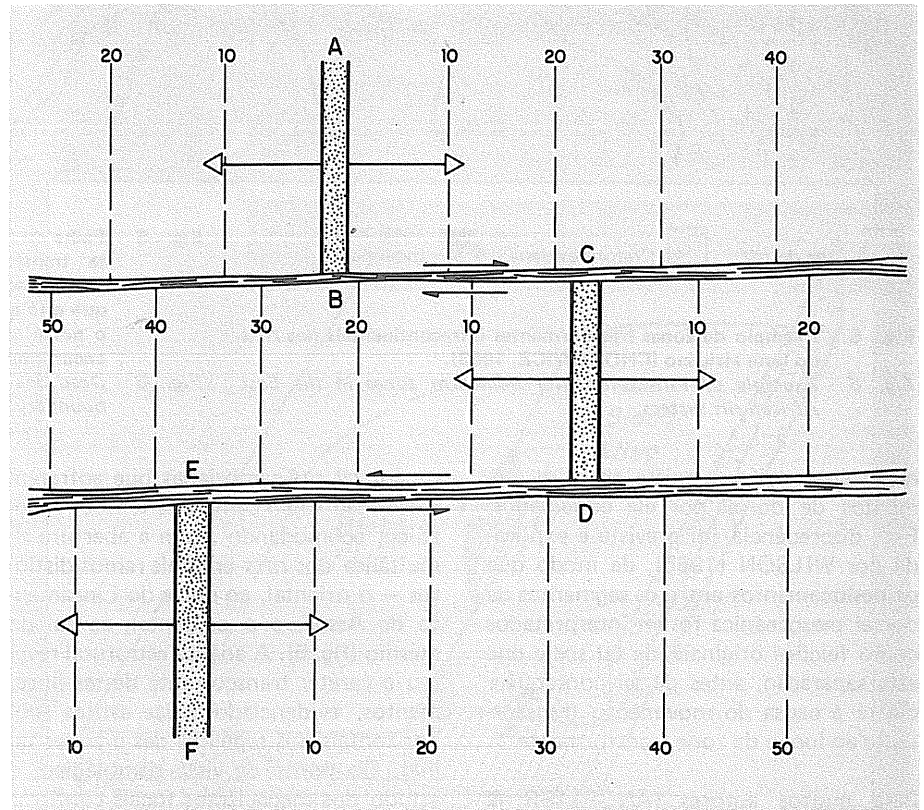


Fig. 4 - Representação esquemática (em planta) de duas falhas transformantes (B-C, dextrogiro, e D-E, sinistrogira) conectando três segmentos ativos de cordilheira meso-oceânica (zonas de acreção, A-B, C-D e E-F). Note-se que as falhas têm sentidos contrários de movimento, em função da posição original dos segmentos de dorsal por elas interligados. Os números representam a idade da crosta oceânica, em milhões de anos.

Fig. 4 - Schematic map view of two transform faults (B-C, dextral and D-E, sinistral) connecting three active segments of oceanic ridges. Note that faults have opposite senses of motion.

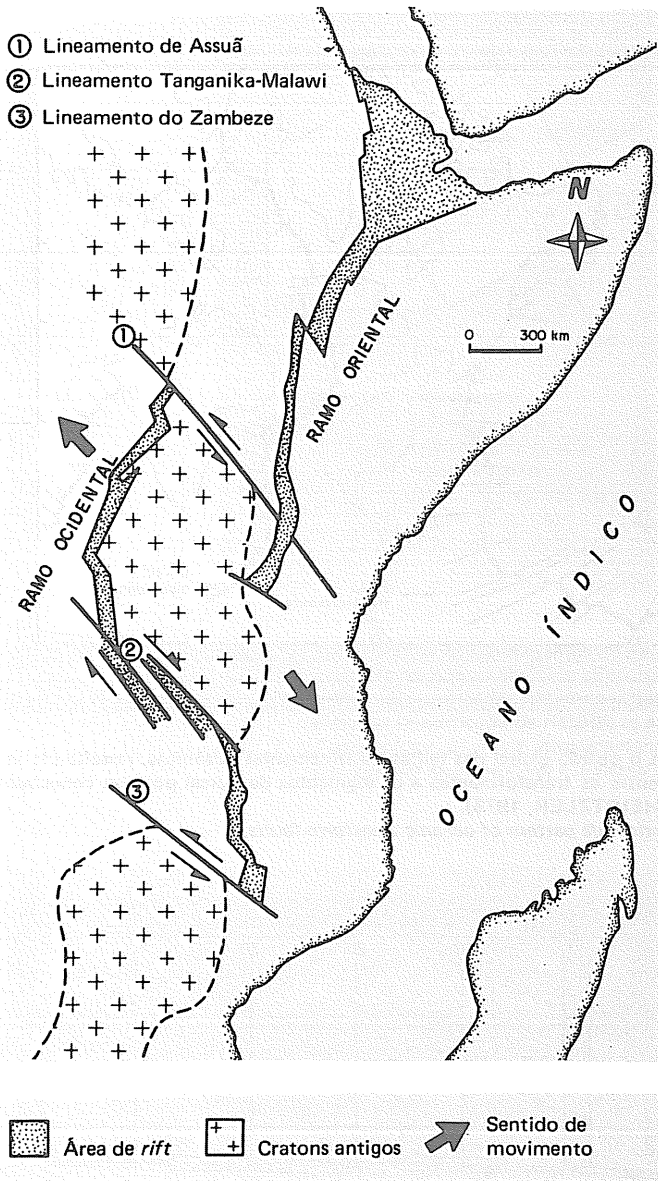


Fig. 5 - Exemplo de zonas transformantes intracontinentais nos rifts do leste africano (CHOROWICZ, 1983).

Fig. 5 - Example of intracontinental transform zones in the East African rift system.

ração aparente que existe entre os segmentos de dorsal por ela conectados. Esta discrepância foi prevista e explicada por WILSON (1965), de modo que os deslocamentos entre os segmentos de dorsal mesoocênica foram interpretados como feições originais, de tal sorte que esta separação, antes de ser consequência, é a causa do movimento transcorrente ao longo da zona transformante.

Para muitos autores (ANGELIER & BERGERAT, 1983; CHOROWICZ, 1983; CHOROWICZ & MUKONKI, 1979; KAZMIN, 1980), o conceito de falhas transformantes aplica-se também no domínio da crosta continental. No leste africano, as falhas transformantes correspondem a grandes zonas de fratu-

ra crustal pré-cambrianas que sofreram reativação sob o campo de tensões cenozóico, acomodando assim a abertura simultânea dos rifts em dois ramos distintos — o oriental, ao norte do Lineamento de Assuã, e o ocidental, ao sul do mesmo (fig. 5). A análise estrutural revelou o caráter transcorrente destes lineamentos, evidenciado pelas estrias subhorizontais nos espelhos das grandes falhas. Do ponto de vista sísmológico, o estudo dos mecanismos focais confirma a movimentação transcorrente ao longo destas zonas. ZALÁN (1986b) usa o termo "prototransformante" para caracterizar estas falhas, que, uma vez separados efetivamente os blocos continentais, constituiriam as zonas de falhas transformantes, conforme sua definição

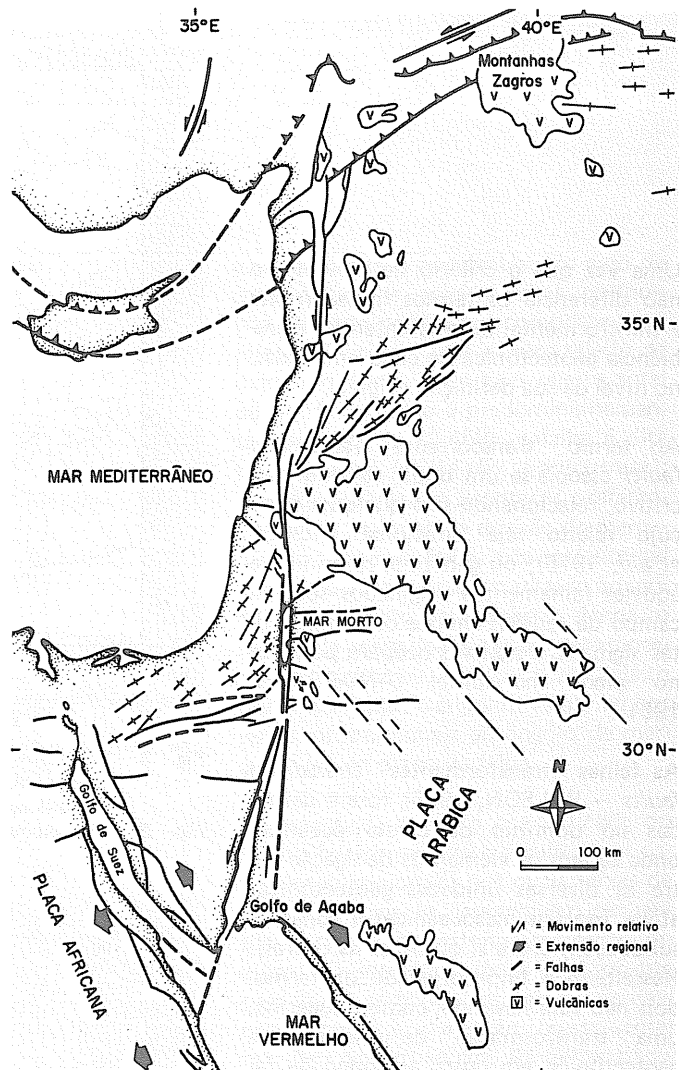


Fig. 6 - Falha do Mar Morto (Oriente Médio), como exemplo de limite transformante (conservativo) entre placas litosféricas (modificado de GARFUNKEL, 1981). A distensão crustal que está acontecendo no Mar Vermelho é "transmitida" para o norte ao longo da Falha do Mar Morto e se expressa em encurtamento crustal nas Montanhas Zagros.

Fig. 6 - Dead Sea fault (Middle East) as an example of a transform boundary between two lithospheric plates.

original.

As falhas transformantes constituem limites entre blocos litosféricos e fazem com que a deformação que ocorre numa das extremidades da placa seja acomodada na outra; constitui exemplo desta situação a falha do Mar Morto (fig. 6), ao longo da qual um ambiente distensional — Mar Vermelho — é conectado a uma zona orogênica — Montes Zagros. O deslocamento total entre as duas placas, que deslizam lado a lado, pode ser quantificado por observações de indicadores de deformação ao longo da transformante e está estimado em 112 km na sua extremidade SW (Golfo de Aqaba) (GARFUNKEL, 1981).

Como se pode depreender das considerações acima, as falhas transformantes são estruturas de primeira ordem na tectônica global, envolvendo movimentações de blocos litosféricos em escalas continental a regional.

No contexto das bacias distensionais, as "falhas transferentes" (*transfer faults* – GIBBS, 1984) constituem elementos de fundamental importância no balanço mecânico da distensão crustal que dá origem à depressão. Estas falhas orientam-se a altos ângulos em relação às bordas da bacia, ou ao conjunto principal de falhas normais, sendo muitas vezes consideradas como feições independentes, tardias, relativamente ao conjunto longitudinal. HARDING & LOWELL (1979) sugeriram que as falhas transversais aparecem como parte integrante do sistema distensional e seriam as responsáveis pela ligação entre falhas normais adjacentes dotadas de taxas de movimentação diferentes ou nucleadas em planos originalmente deslocados (fig. 7), sendo esta concepção de ampla aceitação atualmente.

Em termos gerais, a quantidade de distensão crustal em bacias distensionais não é suficientemente grande para promover deslocamentos transcorrentes expressivos ao longo das falhas transversais, sendo estes deslocamentos horizontais inteiramente vinculados ao rejeito total que ocorre nas falhas normais longitudinais da bacia (fig. 7), como será discutido no próximo item.

4 – MECÂNICA DAS FALHAS TRANSVERSAIS

Como falha transversal entende-se um elemento tectônico que propicia a ligação entre dois falhamentos *dip-slip* contíguos, sejam eles normais ou de empurrão. Pela geometria resultante deste arranjo espacial, elas serão, necessariamente, dotadas de movimento direcional ou oblíquo. Este conceito aplica-se perfeitamente tanto às áreas distensionais, onde os elementos longitudinais principais são as falhas normais, quanto às zonas compressivas (cinturões de dobramentos e cavalgamentos), nas

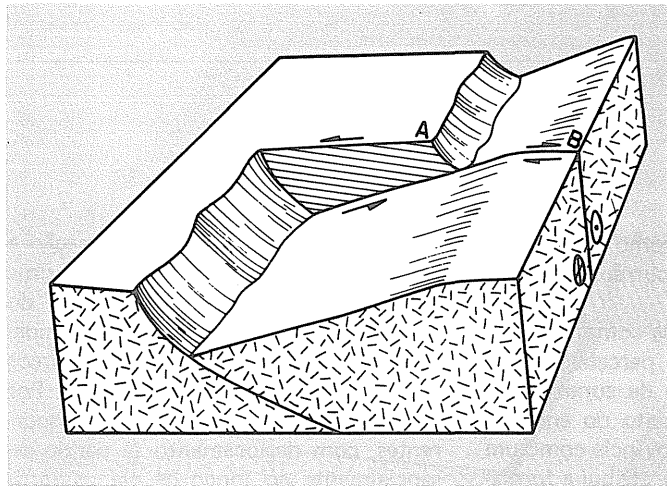


Fig. 7 - Falha de transferência conectando duas falhas normais adjacentes. Note-se que o sentido de deslocamento no trecho A-B é função da taxa relativa de movimento das duas falhas normais.

Fig. 7 - Transfer fault connecting two normal faults; the sense of displacement in the A-B segment is a function of the relative slip rate of the two faults.

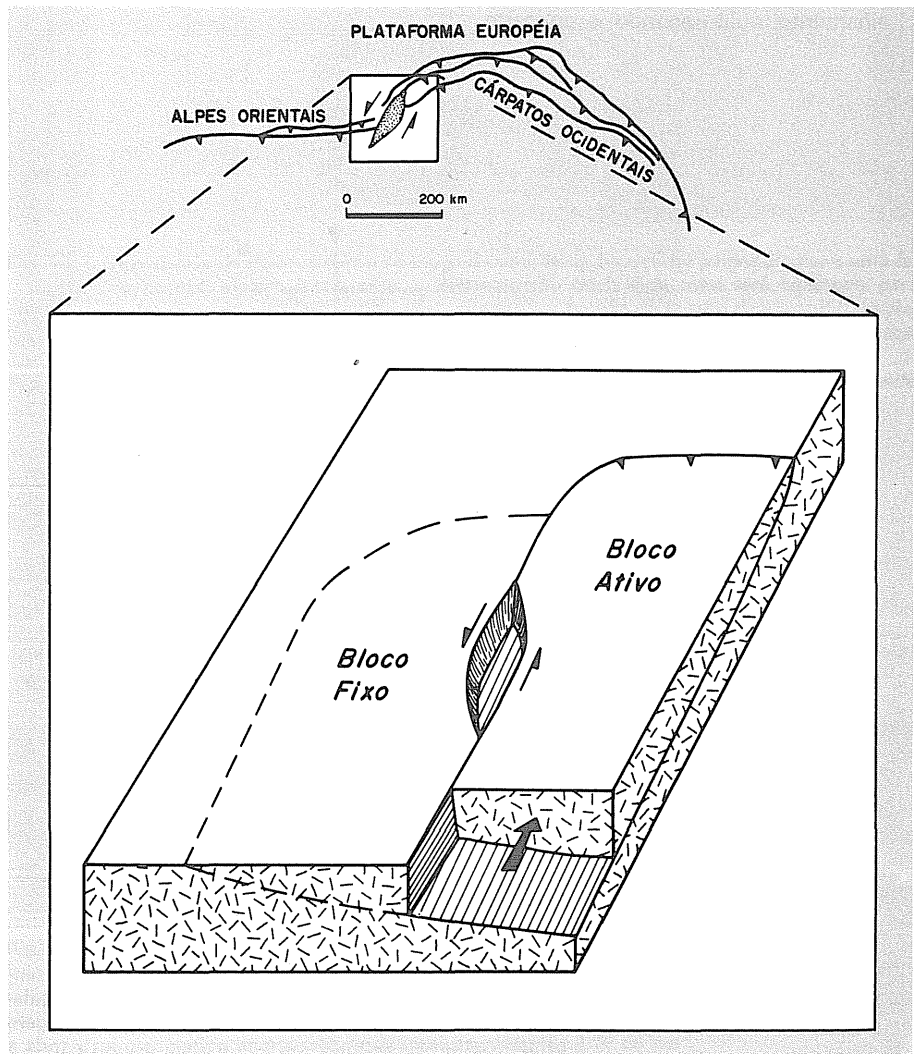


Fig. 8 - Falha transversal em zona compressional (modificado de ROYDEN, 1985).
Fig. 8 - Transverse fault in a compressional belt.

quais predominam, como elementos rúpteis, as falhas de empurrão.

Em regiões de tectônica compressional, DAHLSTROM (1969) percebeu a necessidade da existência de zonas transferentes no balanceamento do encurtamento crustal para a província como um todo; ROYDEN (1985) atribui a formação da Bacia de Viena à transtensão ao longo de uma falha de transferência contemporânea às falhas de empurrão do sistema Alpino (fig. 8).

Por sua posição particular em relação à zona de deformação em que estão inseridas — perpendiculares à mesma, as falhas transversais correspondem a planos de cisalhamento nulo segundo o conceito

de ANDERSON (1951) de formação e desenvolvimento de falhamentos, uma vez que contêm dois dos eixos do triedro principal de tensões, considerando-se o campo regional de esforços que origina a bacia como um todo. Por se apresentarem como falhas transcorrentes, com deslocamento se dando essencialmente ao longo de planos verticais, as falhas transversais marcam a direção de abertura das bacias distensionais (distensão regional). As irregularidades de seu plano, manifestas por encurvamentos do traço da falha em planta, podem nuclear campos tensoriais secundários em função do movimento transcorrente, com efeitos locais de

características transpressionais ou trans-tensionais (fig. 9). Exemplificam tal condição a repetição local de camadas associada à Falha de Mata-Catu (Bacia do Recôncavo, MILANI, 1987) e as falhas reversas associadas a zonas transversais nos *rifts* dos lagos Kiwu e Tanganika (leste africano, CHOROWICZ *et alii*, 1985).

Em termos quantitativos, o deslocamento direcional ao longo das falhas transversais é igual ao rejeito horizontal de mergulho das falhas normais a que se associam. Desta forma, quando vinculadas a falhas normais de geometria lístrica, as falhas transversais podem assumir deslocamentos direcionais pronunciados em função do grande rejeito horizontal de mergulho que caracteriza as falhas de plano lístrico.

Para a quantificação do deslocamento total ao longo de uma falha transversal, devem ser considerados: a) a geometria — planar ou lístrica — das falhas normais a que a mesma está associada; b) o rejeito total destas falhas normais; c) o ângulo existente entre o sistema de falhas normais e a falha transversal.

No caso de falhas normais planares, com rejeito total igual ao rejeito de mergulho (fig. 10), o deslocamento direcional ao longo de uma falha transversal perpendicular àqueles será o mesmo para segmentos iguais de rejeito vertical, uma vez que o plano desta mergulha com um ângulo constante.

Sendo o plano de geometria lístrica, tal comportamento não se verifica, uma vez que o ângulo de mergulho desta superfície é variável, decrescendo (em relação ao plano horizontal) com o aumento da profundidade. Assim, para segmentos iguais de rejeito vertical, o componente horizontal será maior quanto mais profundo estiver situado o segmento considerado (fig. 11), uma vez que este componente é função inversa do ângulo de mergulho do plano da falha lístrica.

Para qualquer dos casos acima, o deslocamento direcional ao longo de uma falha transversal será função direta do rejeito horizontal de mergulho da falha

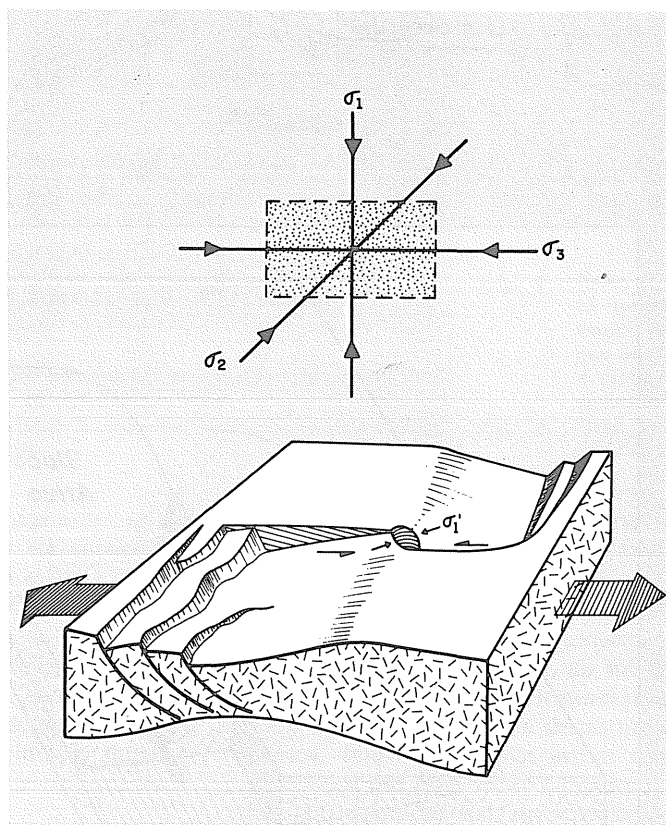


Fig. 9 - Relacionamento das falhas transversais com o campo de tensões principal que dá origem à bacia distensional. As irregularidades presentes no plano das falhas transversais dão origem a campos tensoriais secundários, que podem produzir toda a gama de estruturas associadas à tectônica transcorrente.

Fig. 9 - Relationship between a transverse fault and the extensional stress field. Fault plane irregularities produce secondary stress fields.

normal a que se associa.

Outra relação angular que influi na quantidade de movimento horizontal ao longo de uma falha transversal é a existente entre a direção desta e a do sistema longitudinal de falhas normais da bacia. Para valores próximos a 90° , o deslocamento direcional será igual ao componente horizontal do rejeito total das falhas normais, diminuindo com o aumento deste ângulo (fig. 10).

ROSENDAHL *et alii* (1985) formularam um modelo genético para as bacias do *rift* do leste africano, em que as falhas transversais assumem um importante papel na definição da configuração interna das fossas. Para aqueles autores, as falhas transversais nada mais são do que as extremidades de falhas dotadas de planos côncavos, cuja geometria em planta se assemelha a uma "meia-lua" (fig. 12). Tal configuração implica um deslocamento transcorrente nestas porções terminais, tanto mais pronunciado quanto maior for o deslocamento ao longo das falhas normais e quanto maior for o ângulo entre estas e as transversais.

5 - FALHAS TRANSVERSAIS DIASTRÓFICAS

Falhas transversais têm sido mapeadas em diversas bacias sedimentares, porém suas reais características em termos de movimento e a própria quantificação deste permanecem como questões nebulosas.

Um exemplo clássico de falhamento transversal em bacia distensional é a Falha de Mata-Catu (FMC), na Bacia do Recôncavo. Consiste numa zona com características peculiares, que a distinguem das demais falhas normais do gráben, a começar por sua direção — subperpendicular ao *trend* geral NE da bacia. A FMC cruza toda a extensão da Bacia do Recôncavo, do Alto de Boa União (NW) ao Alto de Salvador (SE) (fig. 13); com 70 km de comprimento, ela separa dois "compartimentos" distintos da bacia, o Sul e o Central (NETTO *et alii*, 1985).

Ao longo de seu traço, a FMC alinha

$$r_h = r_t \cdot \cos \theta = (r_v \cdot \sin \theta) \cdot \cos \theta$$

$$r_d = r_h \cdot \sin \alpha$$

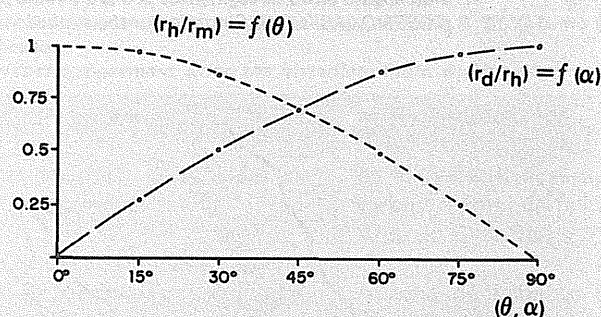
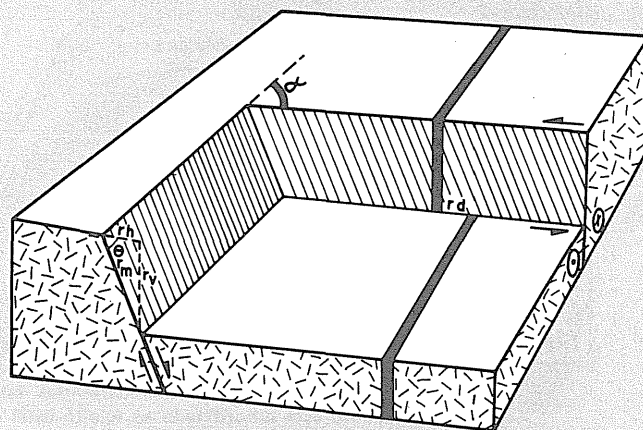


Fig. 10 - Quantidade de deslocamento ao longo de uma falha transversal perpendicular a uma falha normal planar. Neste caso, o deslocamento horizontal total será constante para qualquer profundidade considerada, variando em função do ângulo de mergulho do plano da falha normal (θ) e em função do ângulo entre a direção desta e a da falha transversal (α). Legenda: vide figura 1.

Fig. 10 - Amount of displacement along a transverse fault associated to a planar normal fault. Horizontal displacement is constant with depth. Caption: see figure 1.

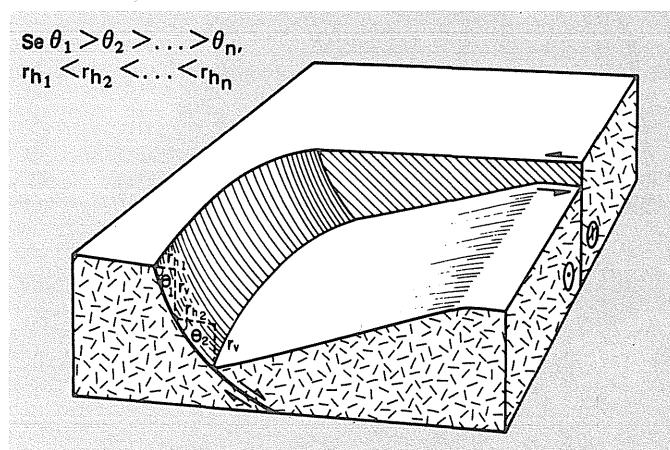


Fig. 11 - Quantidade de deslocamento ao longo de uma falha transversal associada a uma falha listrica. O deslocamento horizontal varia com a profundidade em função da variação do ângulo de mergulho do plano da falha normal, e, conseqüentemente, com o aumento do componente horizontal de mergulho (r_h) de seu rejeito total.

Fig. 11 - Amount of displacement along a transverse fault associated to a listric normal fault. Horizontal displacement varies with depth.

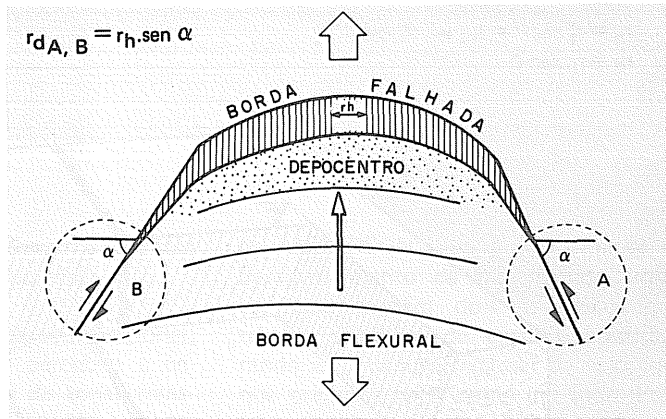


Fig. 12 - Modelo de ROSENDAHL *et alii* (1985) para a evolução de bacias do tipo rift. Nota-se o deslocamento transcorrente nas porções transversalmente posicionadas das falhas listricas, deslocamento este subordinado ao rejeito total da falha normal. O rejeito direcional nas porções transversais (A e B) da falha listrica é função do rejeito horizontal de mergulho desta e do ângulo entre os segmentos A e B e a falha principal.

Fig. 12 - ROSENDAHL's (1985) model for the evolution of rift basins.

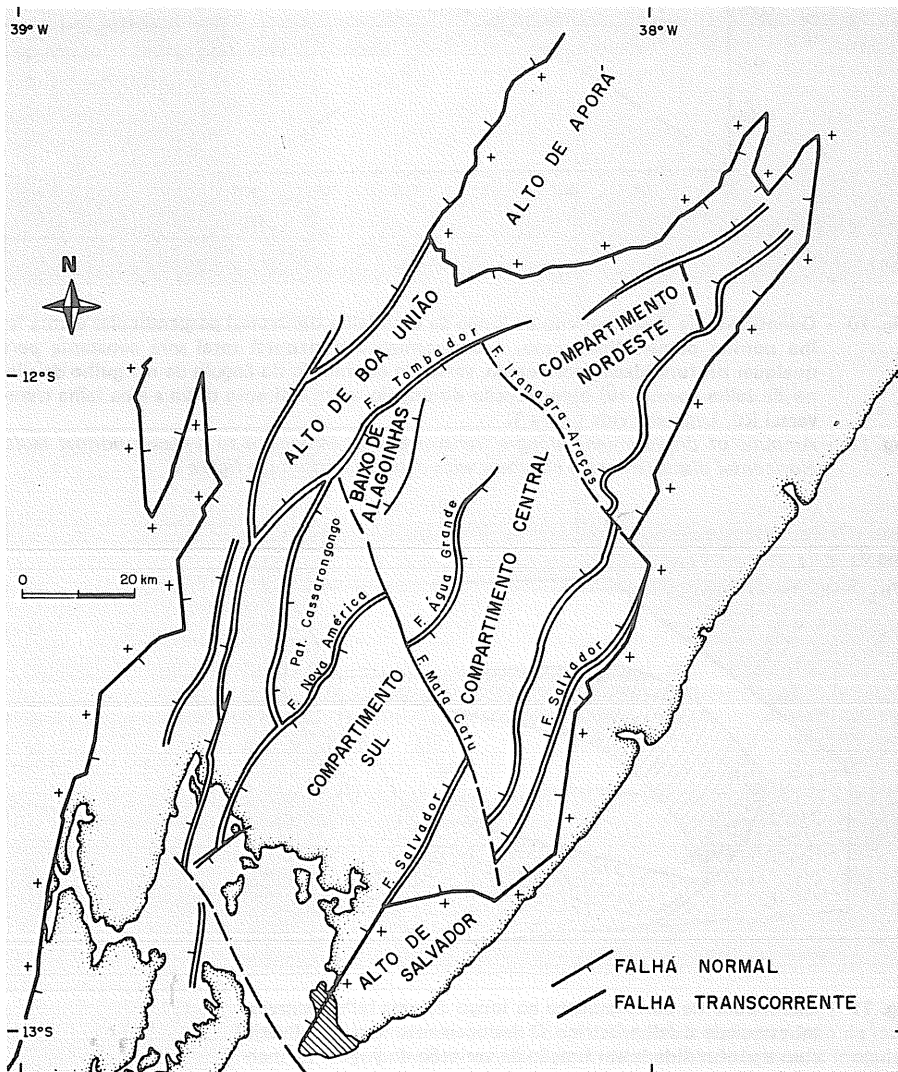


Fig. 13 - Arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo (DEXBA/DINTER, 1985), modificado de MILANI (1987).

Fig. 13 - Structural framework of the Recôncavo Basin (DEXBA/DINTER, 1985), modified from MILANI (1987).

vários campos petrolíferos, dentre os quais se destacam os de Água Grande, Buracica e Remanso-Mata. Nesta última área, alguns poços amostraram uma seção sedimentar duplicada ao cruzarem o plano da FMC. Esta repetição pode ser atribuída às características localmente transpressionais do movimento ao longo da falha transversal, uma vez que seu traço define uma deflexão restritiva (*restraining bend*, CROWELL, 1974) nesta região (admitindo-se um movimento horizontal dextrogiro para a FMC) (MILANI, 1987).

Para SE, a FMC é interrompida pelo Alto de Salvador, limite da fossa neste quadrante. A Falha de Salvador, principal elemento do sistema longitudinal do gráben, apresenta uma separação dextrogiro na região de sua interseção com a FMC, que dá origem a uma dupla interpretação: seria a Falha de Salvador uma feição contínua, tendo sido deslocada tardiamente pela falha de Mata-Catu, então transcorrente dextrogiro, ou seria esta separação uma feição original, ao longo da qual se justaporiam os segmentos deslocados da falha de borda? A primeira hipótese implica o deslocamento de uma porção do Alto de Salvador, a NE da FMC, em relação a seu correspondente a SW da FMC, para gerar a separação visível na Falha de Salvador (fig. 14-A). Aparentemente, o Alto de Salvador é uma feição isenta de descontinuidade estrutural interna, restringindo-se o deslocamento à Falha de Salvador, que define seu limite a NW. Com isso, explica-se satisfatoriamente o fato interpretando a separação da Falha de Salvador como uma feição original, na qual se nucleou a FMC, neste caso uma falha de transferência com movimento sinistirogiro conectando os segmentos deslocados da falha de borda (fig. 14-B).

A extremidade NW da FMC é definida pela Falha de Tombador, limite NW do Baixo de Alagoinhas (fig. 13). Naquela região, a FMC justapõe o citado baixo a uma área elevada, o Patamar de Cassarongongo. Com isso, pode-se supor que o diferencial de distensão crustal entre os blocos a SW e a NE da FMC seja acomodado ao longo da mesma por um deslocamento transcorrente dextrogiro. Em

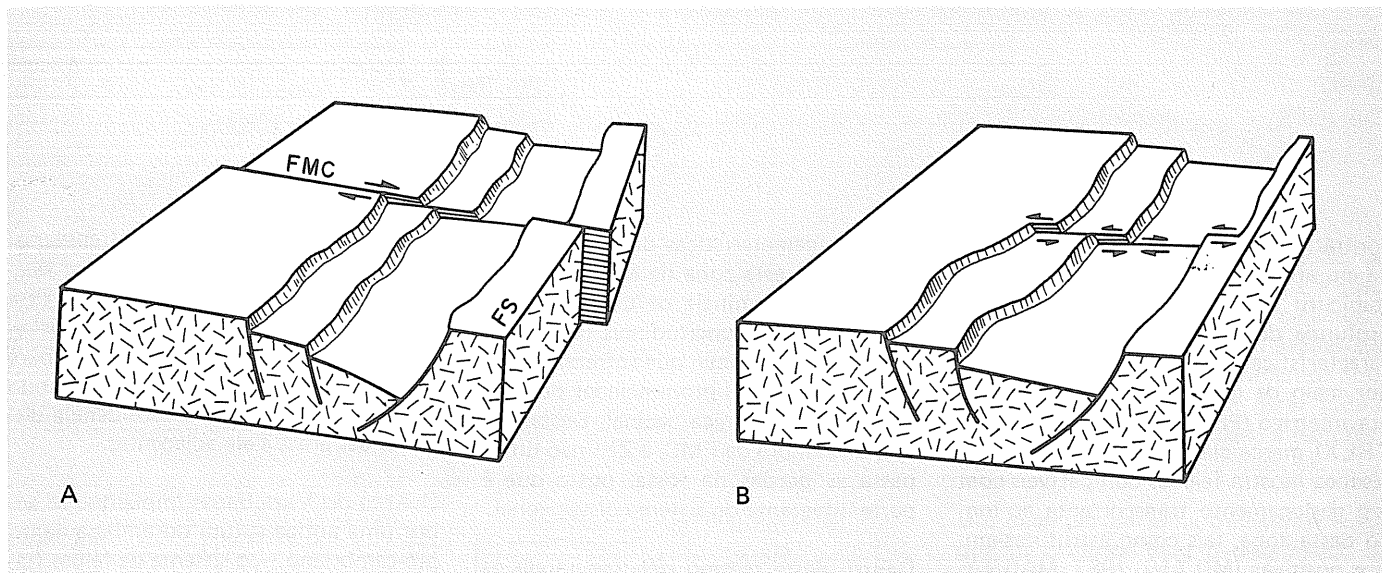


Fig. 14 - A: deslocamento da Falha de Salvador por um movimento transcorrente dextrogiro ao longo da FMC; B: FMC como falha de transferência entre trechos da Falha de Salvador originalmente deslocados.

Fig. 14 - A: Offset of the Salvador fault due to a dextral strike-slip movement along the Mata-Catu fault. B: Mata-Catu fault as a transfer fault between originally separated segments of the Salvador fault.

termos quantitativos, considerando-se a ortogonalidade entre as falhas de Tomador e de Mata-Catu, para um rejeito vertical de 4 000 m na primeira (plano com 60° de mergulho), o componente horizontal ao longo da FMC estaria em torno de 1 730 m naquele trecho. Isto poderia se traduzir em esforços compressivos no plano horizontal — nos trechos da falha em que sua geometria favoreça a transpressão — com capacidade para estruturar a seção sedimentar e, mesmo, produzir arqueamentos a nível do embasamento cristalino, como sugerem os dados sísmicos de linhas que cruzam esta falha transversal (MILANI, 1987, prancha 8).

A alternância de trechos com movimentação dextrogiro e outros com deslocamento sinistrogira é um aspecto peculiar das falhas transversais, em função de diferenciais locais de distensão crustal (MILANI & DAVISON, 1988). Ao longo da FMC, podem ser definidos trechos de alternância do sentido de movimento horizontal; na extremidade NW, a FMC é dextrogiro, passando a sinistrogira no trecho entre as falhas de Nova América e de Água Grande, novamente tornando-se dextrogiro entre a Falha de Água Grande e a área de Remanso-Mata, para terminar sinistrogira em seu extremo SE, junto à Falha de Salvador (fig. 15). Estas mudanças estão ligadas à presença de falhas normais longitudinais com rejeitos expressivos ora num lado e ora noutro em relação à falha transversal. Entre cada segmento destes, estabele-

cem-se zonas neutras, desprovidas de movimento transcorrente.

A Bacia do Recôncavo compõe a porção sul do *rift* do Recôncavo-Tucano-Jatobá, cuja evolução tectônica é atribuída a um evento distensional NW-SE no Jurássico Superior e Cretáceo Inferior. Paralelizam a distensão regional, além da Falha

de Mata-Catu, duas outras zonas transversais: a zona de falha do Itapicuru e o Arco do Vaza-Barris (fig. 16).

A zona de falha do Itapicuru consiste numa faixa estrutural que se projeta do alto de Aporá (SE) à Plataforma de Uburana (NW), definindo o limite entre os grabens do Tucano Sul e Central. Ao

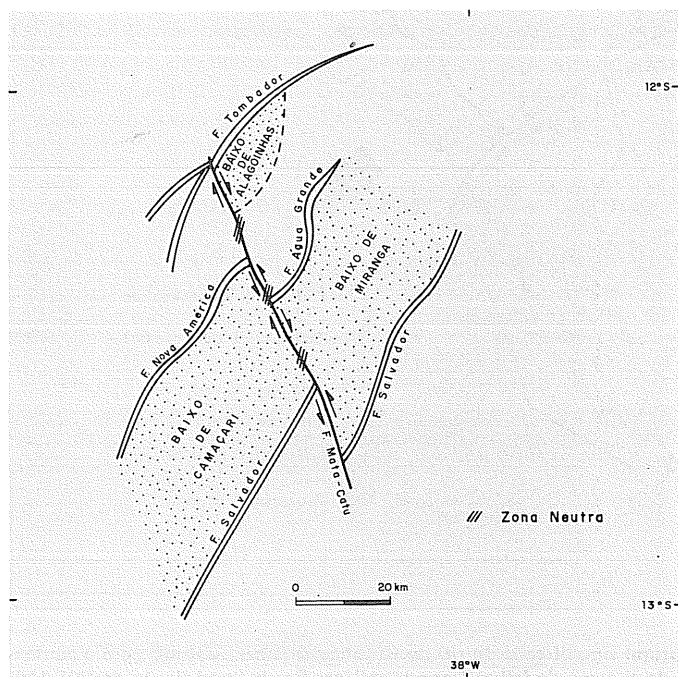


Fig. 15 - Sentido de deslocamento ao longo da FMC. Observa-se a alternância de segmentos dextrogiros e sinistrogira, entre os quais se definem "pontos neutros" em termos de movimento horizontal.

Fig. 15 - Sense of slip along the Mata-Catu fault.

contrário da FMC, que pode ser observada em afloramentos, a zona de falha do Itapicuru desenvolve-se numa região profunda do *rift*, de tal forma que suas características só podem ser visualizadas por meio da geofísica; o mapa residual gravimétrico (PETROBRÁS/DEPEX/DITREX) marca claramente seu traço, e a sísmica mostra feições compatíveis com um deslocamento transcorrente ao longo desta zona, tais como estruturas-emflor positivas (MILANI, 1987; MAGNAVITA & CUPERTINO, 1987).

Por suas características de movimento e orientação, esta zona de falha acomoda as porções terminais de dois feixes de falhas normais longitudinais limitando-se às áreas do gráben que sofreram taxas de distensão mais pronunciadas durante a evolução tectônica bacinal. Desta forma, a exemplo da FMC, a ZFI não ultrapassa as bordas da fossa, posto que é parte integrante do sistema distensional.

Dentro deste mesmo *rift*, separando os grabens do Tucano Central e Norte, desenvolve-se o Arco do Vaza-Barris (fig.

16), uma complexa zona transversal com características distintivas em relação às outras duas já comentadas. Este arco limita sub-bacias com mergulhos regionais opostos, para SE ao sul e para NW ao norte do mesmo, equilibrando histórias de distensão e subsidência distintas das áreas a ele adjacentes.

O Arco do Vaza-Barris implantou-se sobre uma antiga sutura do embasamento pré-cambriano — o sistema de falhas Itaporanga/Vaza-Barris, de direção NW-SE e com mais de 500 km de comprimento, que corresponde ao limite entre dois terrenos geotectônicos distintos: a SW, o Cráton do São Francisco, e a NE o Sistema de Dobramentos Sergipano. A Falha de Itaporanga/Vaza-Barris é tida como transcorrente dextrógira do Proterozóico Superior, com cerca de 30 km de deslocamento horizontal estimados por critérios de campo (SILVA FILHO *et alii*, 1979), não existindo registros precisos acerca da época de sua última movimentação.

Projetada para o interior das bacias mesozóicas adjacentes, a Falha de Itaporanga/Vaza-Barris corresponde em sua extremidade SE à falha-limite da bacia de Sergipe-Alagoas no quadrante SW; ao cruzar a Fossa do Tucano, ela define o Arco do Vaza-Barris. Em termos regionais, este sistema pode ser considerado como uma zona transformante intracontinental (ou prototransformante) conectando duas áreas distensionais, a exemplo das que ocorrem no leste africano (fig. 5), aqui como lá nucleadas em antigas linhas de fraqueza do Pré-Cambriano. É lícito também admitir-se que tenha ocorrido movimentação transcorrente mesozóica ao longo desta zona, não somente nas áreas sob distensão àquela idade, como também no trecho correspondente ao bloco de embasamento aflorante entre o *rift* interior e a bacia marginal de SE-AL, num balanceamento do sistema distensional em escala regional (fig. 16).

6 — FALHAS TRANSVERSAIS ASSOCIADAS À TECTÔNICA GRAVITACIONAL

A evolução estrutural da margem conti-

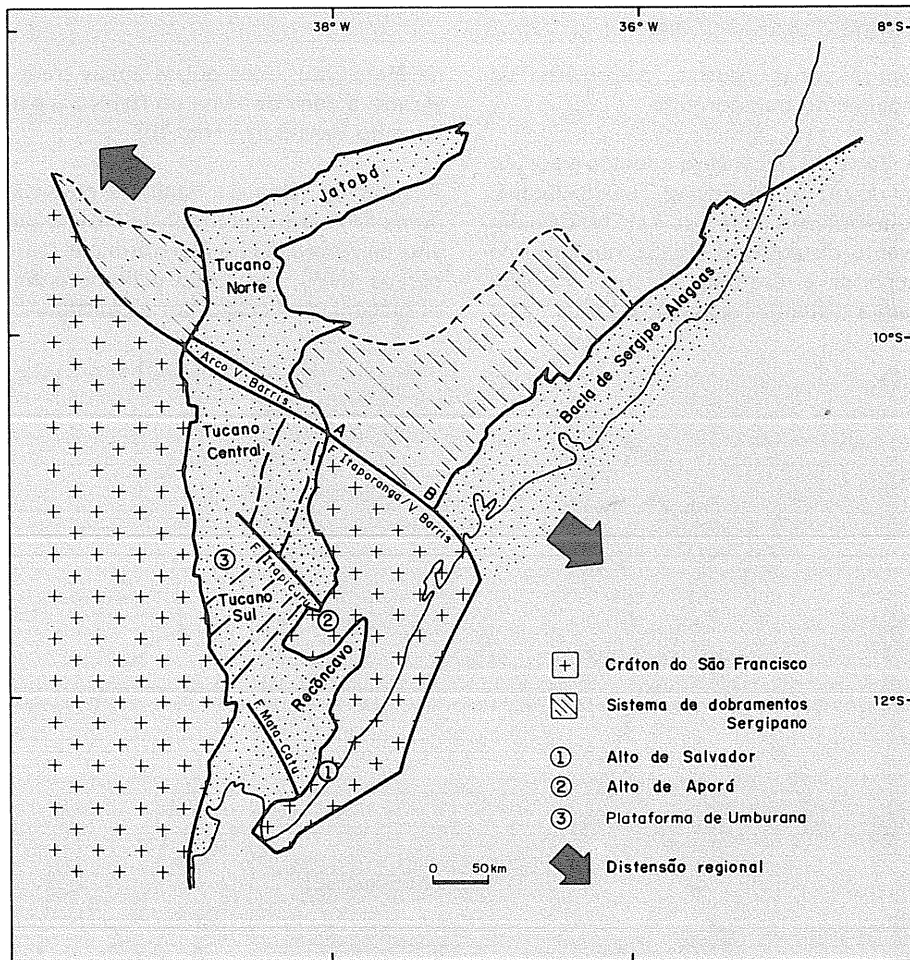


Fig. 16 - Arcabouço estrutural simplificado do *rift* do Recôncavo-Tucano-Jatobá, com o contexto geotectônico do sistema de falhas Itaporanga/Vaza-Barris (modificado de MILANI, 1987). O sentido de movimentação direcional no trecho A-B é função do diferencial de distensão crustal entre a Fossa do Tucano Norte e a do Tucano Central. Se for maior no Tucano Norte, o trecho A-B comportou-se como transcorrente dextrógira no Mesozóico, caso contrário terá sido transcorrente sinistrogira àquela época.

Fig. 16 - Simplified structural framework of the R-T-J rift showing the geotectonic context of the Itaporanga/Vaza-Barris fault zone (Mod. from MILANI, 1987).

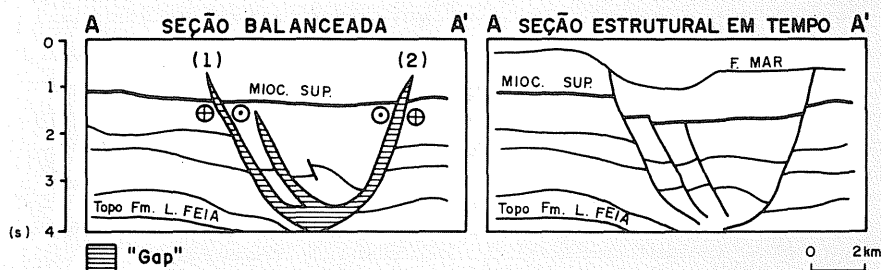
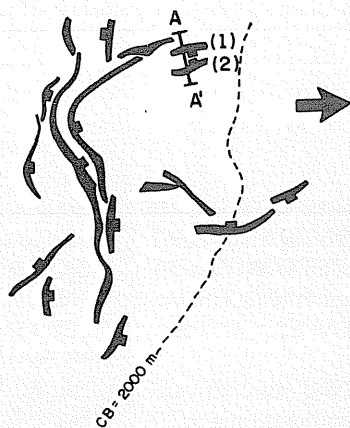


Fig. 17 - Arcabouço estrutural da área NE da Bacia de Campos, com as principais falhas oligo-miocênicas e seção estrutural em tempo. A seta indica o sentido de deslocamento do material em função da halocinese. O balanceamento do perfil evidencia o deslocamento oblíquo (normal + direcional) que teve lugar ao longo destas falhas transversais. O vazio (falta de material) é função do deslocamento direcional em (1) – dextrogiro – e em (2) – sinistrogiro (modificado de CARMINATTI, 1987).

Fig. 17 - Structural framework of the NE region of the Campos Basin, showing the main oligocene/miocene faults, and structural cross-section (in time).

mental durante a fase de deriva (pós-rift) foi regida principalmente por fluxos de massa associados a pacotes sedimentares dotados de mobilidade sob condições de instabilidade gravitacional (sal, folhelho).

Neste domínio, as falhas de crescimento acomodaram a distensão do pacote sedimentar em função de seu transporte geral no sentido *offshore*. Em termos cinemáticos, a situação assemelha-se à da fase *rift*, pois, em ambos os casos, o fenômeno geológico deformador é um esforço distensivo – com causa endógena durante a fase *rift*, e gravitacional atuando sobre a cobertura sedimentar durante a fase de deriva continental. Os materiais respondem à sollicitação, em ambas as situações, de maneira semelhante, sob a forma de falhamentos normais orientados perpendicularmente à direção da distensão regional, e as falhas transversais aparecem como elementos de ajustamento do sistema submetido à distensão.

Na Bacia de Campos, CARMINATTI (1987) caracterizou, por meio de seções balanceadas, a presença de falhas de re-

jeito oblíquo de direção geral E-W (fig. 17). Tais falhamentos acomodam a movimentação diferencial de blocos que acontece no sentido geral leste, propeli- da pela halocinese terciária. Esta situa-



Foto 1 - Falha transversal, Bacia de Cuanza, Angola. Notar a presença de vários critérios que permitem o diagnóstico de movimentação transcorrente ao longo desta zona de falha (fotografia: E. J. Milani, outubro de 1987).

Photo 1 - Transverse fault, Cuanza Basin, Angola.

ção deve ser bastante comum ao longo da margem continental brasileira, e especial atenção deve ser dada às características destes falhamentos em seções sísmicas, uma vez que os movimentos horizontais de blocos podem gerar toda a gama de estruturas associada à tectônica transcorrente (ZALÁN, 1986a, b).

Um exemplo de falha transversal – em que os critérios para o diagnóstico de movimentação direcional estão bem claros – está mostrado na foto 1. Esta foto ilustra as características em afloramento de uma zona de falha cortando sedimentos do Cretáceo Superior da Bacia de Cuanza, Angola, e a interpretação do movimento transcorrente se baseia na forma característica da zona de falha ("em flor"), no mergulho divergente dos estratos a partir da zona falhada e, principalmente, no contraste litológico dos blocos justapostos, o que é indicativo de um transporte horizontal de material ao longo do plano vertical.

7 – CONCLUSÕES

- Os falhamentos transversais caracterizam-se por movimentação oblíqua (rejeito normal combinado com rejeito direcional).
- A quantidade de movimento ao lon-

go das falhas transversais depende do rejeito total das falhas longitudinais a que se associam; além disso, influem no deslocamento ao longo de uma falha transversal: a) a geometria — planar ou lístrica — das falhas normais a que a mesma está vinculada; b) o ângulo existente entre o sistema de falhas normais da bacia e a falha transversal.

- Em função de diferenciais locais de distensão crustal, é comum a alteração de trechos com movimentação dextrogiro e outros com deslocamento sinistrogiro ao longo das falhas transversais. Entre eles, estabelecem-se "zonas neutras", desprovidas de movimento transcorrente.
- As falhas transversais ocorrem tanto na fase *rift* quanto na fase de deriva da evolução da margem continental, em resposta a mecanismos diversos: distensão crustal na primeira e instabilidade gravitacional na última. Suas características cinemáticas são idênticas em ambas as etapas.
- Por serem dotadas de movimento oblíquo, especial atenção é requerida para a detecção das estruturas geradas pela tectônica transcorrente associadas às falhas transversais.

AGRADECIMENTOS

O autor agradece ao Geólogo Mário Carminatti, pela permissão para publicar a ilustração sobre as falhas transversais adiastróficas da Bacia de Campos, bem como aos Geólogos Pedro Victor Zalán, Marcos da Cunha Lana, Peter Sztatmari e Guilherme Pederneiras Raja Gabaglia, pela leitura crítica do manuscrito.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, E. M. 1951. *The dynamics of faulting and dyke formation, with applications to Britain*. Edinburgh, Oliver and Boyd. 206 p.
- ANGELIER, J. & BERGERAT, F. 1983. Systèmes de contrainte et extension intracontinentale. *Bull. Centres Rech. Exp. — Prod. Elf-Aquitaine*, 7 (1): 137-47.
- CARMINATTI, M. 1987. Relações entre a evolução estrutural e a ocorrência de campos gigantes de hidrocarbonetos na área nordeste da Bacia de Campos. In: TECTOS I — PRIMEIRO SEMINÁRIO DE TECTÔNICA DA PETROBRÁS. *Anais*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. CENPES. DEPEX. p. 517-30.
- CHOROWICZ, J. 1983. Le rift est-africain debut d'ouverture d'un océan? *Bull. Centres Rech. Exp. — Prod. Elf-Aquitaine*, 7 (1): 155-62.
- CHOROWICZ, J. & MUKONKI, M. B. 1979. Lineaments anciens, zones transformants récentes et géotectonique des fosses de l'Est africain, d'après la teledétection et la microtectonique. In: MUS. ROY. AFR. CENTR. *Rapp. Ann. Tervuren*, Dept. Geol. Min. p. 143-67.
- CHOROWICZ, J.; LE FOURNIER, J.; VIDAL, G. 1985. *Paleostress setting and model of the rift opening in Eastern Africa*. Preprint.
- CROWELL, J. C. 1974. Origin of late Cenozoic basins in Southern California. In: DICKINSON, W. R., eds. *Tectonics and sedimentation*. Tulsa, SEPM. p. 190-204. (SEPM. Special publication, 22).
- DAHLSTROM, C. D. A. 1969. Balanced cross sections. *Can. Jour. of Ear. Sci.*, 6 (1): 57-71.
- FREUND, R. 1974. Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, 21 (1): 93-134.
- GARFUNKEL, Z. 1981. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. *Tectonophysics*, 80 (1): 1-26.
- GIBBS, A. 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *J. Geol. Soc. London*, 141 (3): 609-20.
- HARDING, T. P. & LOWELL, J. D. 1979. Structural styles, their plate-tectonic habitats and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *AAPG Bull.*, 63 (6): 1016-58.
- HEIRTZLER, J. R. 1976. La expansion del suelo oceanico. In: *Deriva continental y tectónica de placas, selecciones de Scientific American*. Madrid, Gráficas Etica. p. 76-97.
- HOBBS, B. E.; MEANS, W. D.; WILLIAMS, P. F. 1976. *An outline of structural geology*. New York, John Wiley & Sons. 571 p.
- KAZMIN, V. 1980. Transform faults in the East African rift system. In: Geodynamic evolution of the Afro-Arabian rift system. Roma, Accad. Naz. Lin., Atti del Conv. Lin., 47: 65-73.
- MAGNAVITA, L. P. & CUPERTINO, J. A. 1987. Conceção atual sobre as bacias do Tucano e Jatobá. *Bol. Geoc. PETROBRÁS*, 1 (2): 119-34.
- MILANI, E. J. 1987. *Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano do Sul, Bahia, Brasil*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. CENPES. 61 p. (Ciência-Técnica-Petróleo. Seção Exploração de Petróleo, 18).
- MILANI, E. J. & DAVISON, I. 1988. Basement control and transfer tectonics in Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, NE Brazil. *Tectonophysics*, 154 (1): 41-70.
- NETTO, A. S. T.; BRAGA, J. A. E.; BRUHN, C. H. L. et alii. 1985. Prospectos estratigráficos do Recôncavo. Salvador, PETROBRÁS. DEXBA. 112 p. Relatório interno.
- OLDENBURGH, D. W. & BRUNE, J. N. 1975. An explanation for the orthogonality of ocean ridges and transform faults. *Jour. Geoph. Res.*, 80 (17): 2575-85.
- PETROBRÁS. DEPEX. DITREX. 1985. *Mapa residual gravimétrico das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá*. Escala 1:250.000, Rio de Janeiro. Inédito.
- PETROBRÁS. DEXBA, DINTER. 1985. Arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo. Escala 1:250.000, Salvador. Inédito.
- ROSENDAHL, B. R.; REYNOLDS, D. J.; LORBER, P. M. et alii. 1985. *Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, Africa*. Preprint.
- ROYDEN, L. H. 1985. The Vienna Basin: a thin-skinned pull apart basin. In: BIDDLE, K. T. & CHRISTIE-BLICK, N. eds. *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Tulsa, SEPM. p. 319-38. (SEPM. Special Publication, 37).
- SILVA FILHO, M. A.; BOMFIM, L. F. C.; SANTOS, R. A. et alii. 1979. *Geologia da geossinclinal sergipana e de seu embasamento: Alagoas, Sergipe e Bahia*. Brasília, DNPM, 131 p. (Série Geologia, 13).

WILSON, J. T. 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207 (6): 343-47.

ZALÁN, P. V. 1986a. Identificação de falhas transcorrentes em seções sísmicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 16 (3): 258-65.

ZALÁN, P. V. 1986b. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 16 (3): 245-57.

EXPANDED ABSTRACT

Transverse faults may be defined as tectonic elements linking two contiguous, normal or reverse dip-slip faults. They are characterized by oblique movement, with strike and dip-slip components.

The tectonic framework of sedimentary basins formed under distensional regimes reveals the clear predominance of normal faults oriented according to the basin's maximum length (longitudinal set). Transverse faults intercept these at nearly 90° angles, constituting elements of compensation in differential distension occurring along the basin's strike.

The mechanics of transverse faults can be analyzed by quantifying their movement as a function of the displacement occurring in associated normal faults. The geometry involved (they lie orthogonally to each other) means that the strike slip occurring along the transverse fault is equal to the horizontal dip-slip of the associated normal fault.

Two situations can be observed: transverse faults may be associated to normal planar geometric faults and, in this case, strike slip along the transverse faults will remain constant with depth; but when linked to a normal listric geometric fault, the transverse fault's directional movement

will increase with depth, accompanying an increase in the listric fault's horizontal dip-slip.

In either case, the degree of horizontal movement occurring along the transverse faults will be influenced by the geometry of the associated normal, longitudinal fault (planar or listric); by the normal fault's total slip; and by the angle between the system's normal, longitudinal faults and the transverse fault.

Although transverse faults have been mapped in several different sedimentary basins, their real movement characteristics are still unclear.

A classic example is the Recôncavo Basin's Mata-Catu fault, located in northeastern Brazil. This fault has been interpreted here as a transfer fault displaying general left-lateral movement, arising between segments originally displaced from the Salvador fault, the basin's main longitudinal element. Several oil-bearing fields lie along the Mata-Catu fault, confirming the important capacity of transverse faults in producing structures which may be promising in hydrocarbon prospection.

Another interesting aspect of transfer

faults is the alternation of stretches of right-lateral movement with stretches of left-lateral movement, due to local distension differentials. These alternations are related to the presence of normal, longitudinal faults with substantial slips either on one or the other side of the transverse fault; "neutral zones" devoid of directional movement are established between each of these segments.

Transverse faults are also observed within sedimentary sequences correspondent to the continental margin's drift phase, a phase which was characterized by processes involving the flow of mass associated to rocks (such as salt and shale) which become mobile under conditions of gravitational instability.

In terms of kinematics, both those transverse faults associated with normal rift phase faults as well as those linked to gravitational instability are caused by differential distension along the basin's strike. Their movement is characterized by components of normal and strike displacement. This means that special attention is needed to detect the structures which may arise near transverse faults, produced by transcurrent tectonics.

