Revista Brasileira de Geociências 16(3): 245-257, setembro de 1986

ENTREGUE AOS CORREIOS
NESTA DATA
06 JUL 1986
SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

A TECTÔNICA TRANSCORRENTE NA EXPLORAÇÃO DE PETRÓLEO: UMA REVISÃO*

PEDRO VICTOR ZALÁN **

ABSTRACT Strike-slip mobile zones are long, linear belts where the most important movements of several fault-bounded crustal blocks are horizontal. Divergent wrenching creates transtensional (pull-apart) basins that subside quickly, and are filled with laterally confined sedimentary facies of the most diverse nature. Oil-window temperatures are rapidly reached by these sediments. Convergent wrenching originates transpression that develops a whole suite of *en échelon* structures along the main wrench zone. These features associated to historical production data from such zones make of them one of the most potential geologic environments for hydrocarbon occurrences. A large amount of new concepts regarding the geology of strike-slip mobile zones arose during the past 30 years. Also, there has been a gradual increase in the recognition of the fundamental role played by transcurrent faults in the evolution of Brazilian sedimentary basins. Geoscientists that deal with sedimentary basins and petroleum explorationists must be acquainted with these new concepts. The purpose of this paper is to provide an overall review and update the main aspects of the geology of strike-slip mobile zones in shallow crustal levels, where the interest for petroleum exploration lies.

INTRODUÇÃO Eventos tectônicos que envolvam grandes movimentações laterais de blocos crustais, microplacas ou placas litosféricas (tectônica transcorrente) são de fundamental importância na exploração petrolífera. Tais eventos podem criar bacias geológicas, controlar a distribuição espacial de fácies sedimentares (geradoras de hidrocarbonetos e reservatórios) dentro destas bacias, soerguer áreas adjacentes para servirem de áreas-fontes de sedimentos, propiciar taxas de subsidência elevadas que resultam em espessas acumulações de sedimentos e maturação de matéria orgânica em curto período de tempo, e deformar as rochas sedimentares gerando estruturas acumuladoras de petróleo. Podem também, como veremos adiante, ocorrer sob a forma de importantes reativações tectônicas alterando a geologia estrutural de bacias sedimentares formadas em eventos tectônicos anteriores de natureza diversa. Nestes casos, a remobilização dos fluidos da bacia, a destruição de trapas preexistentes e a criação de novas estruturas caracterizam a contribuição da tectônica transcorrente à geologia de petróleo.

Os efeitos da tectônica transcorrente em rochas sedimentares e suas implicações para a geologia de petróleo têm sido intensamente estudados no exterior. Os trabalhos de Moody & Hill (1956), Wilson (1965), Emmons (1968), Tchalenko (1970), Harland (1971), Lowell (1972), Harding (1973a, 1973b), Wilcox *et al.* (1973), Harding (1974), Sylvester & Smith (1976), Harding & Lowell (1979) e Reading (1980) são verdadeiros clássicos neste campo e constituem leitura obrigatória para qualquer geólogo exploracionista. No Brasil, entretanto, não havia sido reconhecida, até muito recentemente, a importância de falhas transcorrentes e movimentações laterais no arcabouço e na evolução estrutural de nossas bacias sedimentares. Raras exceções podem ser citadas (Loczy 1970, Miura & Barbosa 1972, e uns poucos relatórios internos da Petrobrás).

Os estudos brasileiros relacionados à tectônica transcorrente e zonas de cisalhamento têm sido realizados, principalmente, nos escudos pré-cambrianos, onde largas faixas de milonitos associadas a extensos lineamentos são muito bem conhecidas (especialmente nas regiões Sudeste e Nordeste). Entretanto, tais rochas e estruturas representam níveis crustais muito mais profundos do que os correspondentes às rochas sedimentares e, conseqüentemente, as estruturas são diferentes e não aquelas que apresentam interesse para a geologia de petróleo.

As estruturas associadas à tectônica transcorrente em níveis crustais rasos são características e muito bem conhecidas. Durante os últimos 30 anos de pesquisas relacionadas a este campo da geologia estrutural (vide artigos citados acima) acumulou-se um vasto acervo de conceitos e termos geológicos específicos à tectônica transcorrente, concernentes à descrição de novas estruturas, tipos de falhas com rejeitos laterais, campos de tensões, padrões geométricos etc. De um modo geral, trata-se de conceitos e termos pouco familiares a uma parte dos geólogos brasileiros, acostumados a lidar com exposições de níveis crustais profundos ou com bacias sedimentares nas quais, até há pouco tempo, não haviam sido identificadas atuações de falhas transcorrentes. Devido a este fato e ao notável avanço observado no seio da Petrobrás nos últimos cinco ou seis anos, no que concerne ao reconhecimento e entendimento da importância de falhas transcorrentes na evolução de nossas bacias sedimentares, este artigo tem o intuito de revisar e atualizar o assunto perante a comunidade geológica brasileira. O objetivo deste trabalho não é o aprofundamento detalhado do assunto mas, sim, o esclarecimento dos conceitos usados no dia-a-dia da exploração petrolífera em terrenos afetados por falhas transcorrentes. Quando necessário, os termos comumente usados no idioma inglês serão explicados e/ou traduzidos para o português.

Até aproximadamente o final da década de 70, as bacias sedimentares brasileiras eram consideradas como sendo basicamente de dois tipos: 1. rifte (abortado ou evoluído para uma margem continental passiva) e 2. intracratônica. Em todas elas os esforços tectônicos seriam predominantemente extensionais e apenas falhas normais ocorreriam. Apenas a Bacia do Acre seria anômala apresentando falhas de empurrão decorrentes de esforços compressivos provenientes do Cinturão Orogênico Andino. A importância de falhas transcorrentes no arcabouço das bacias raramente era reco-

* Trabalho de revisão e síntese

** Petrobrás/Depex. Av. Chile, 65, 13.º andar, CEP 20031, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

nhecida (Loczy 1970, Miura & Barbosa 1972). A primeira metade da década de 80 assistiu a uma verdadeira revolução, no âmbito da Petrobrás, com respeito à identificação e ao entendimento da importância de falhas transcorrentes e deslocamentos laterais e oblíquos de blocos na evolução geológica de nossas bacias sedimentares.

Hoje em dia reconhece-se em quase todas as bacias sedimentares brasileiras falhas transcorrentes de grande importância. Verdadeiros cinturões orogênicos de natureza transcorrente foram identificados e mapeados, tais como o do Juruá, na Bacia do Alto Amazonas (Szatmari 1984, Caputo 1985, Porsche 1985), e o de Piauí-Camocim, na bacia de mesmo nome (Zalán 1984). A importância de falhas transcorrentes nas bacias da margem leste do Brasil foi reconhecida por Szatmari *et al.* (1984, 1985). Falhas transcorrentes de grande magnitude e importância na origem de algumas bacias foram reconhecidas no Recôncavo (Milani 1985) e Sergipe-Alagoas (Lana 1985). Tais falhas são também fartamente conhecidas nas bacias Potiguar e Barreirinhas. Recentemente, Aguiar *et al.* (1986) reconheceram reativação transcorrente significativa de uma falha da fase rifte, afetando os sedimentos do Eoceno, na Bacia da Foz do Amazonas. Estudos recentes realizados na Bacia do Paraná indicaram a existência de grandes falhas transcorrentes afetando os sedimentos paleozóicos e mesozóicos. Assim sendo, torna-se evidente que a presença de tais falhamentos em bacias sedimentares é, antes de tudo, uma regra, e não uma exceção, como antes se considerava. Sua importância na estruturação e evolução das bacias torna-se cada dia mais evidente e faz com que o geólogo exploracionista seja obrigado a se manter em dia com os conceitos relativos à tectônica transcorrente.

CONCEITOS PRELIMINARES Cisalhamento Puro e Simples Cisalhamento puro (*pure shear*) ou não-rotacional é uma deformação que um corpo sofre através de distensão segundo uma direção e contração uniforme em outra direção, ortogonal à primeira (Loczy & Ladeira 1976) (Fig. 1A). A simetria da deformação é ortorrômbica. Os conceitos andersonianos de fraturamento e cisalhamento conjugado (com um ângulo de 60º–70º) e o padrão global de cisalhamento regmático devido a um encurtamento norte–sul de nosso planeta (Moody & Hill 1956), que deu origem a fraturas secundárias e terciárias, são baseados em cisalhamento puro. É um conceito muito simplificado e tem apresentado grandes dificuldades geométricas para explicar as zonas de cisalhamento encontradas na natureza.

Cisalhamento simples (*simple shear*) ou rotacional é a deformação causada em um corpo quando todas as suas partículas se deslocam paralelamente a uma direção fixa. Uma parte do corpo se afasta da outra, ambas deslizando paralelamente ao plano de contato entre as duas (Fig. 1B). O cisalhamento simples equivale ao cisalhamento puro acompanhado de rotação (Fig. 2.34 de Loczy & Ladeira 1976). A simetria da deformação é monoclínica. Hoje em dia, praticamente todas as grandes falhas transcorrentes são reconhecidas como sendo zonas de cisalhamento simples entre dois blocos crustais rígidos. O modelo matemático de cisalhamento simples explica mais satisfatoriamente a geometria e a cinemática observadas em zonas de cisalhamento ocorrentes na natureza ou obtidas em laboratório.

A utilização do conceito de cisalhamento simples, em vez de cisalhamento puro, é muito importante no estudo de deformações associadas a falhas transcorrentes, pois é a única deformação que permite o desenvolvimento do padrão geométrico diagnóstico de tais zonas, ou seja, a disposição *en échelon* de todas as estruturas (vide "Geologia Estrutural" mais adiante).

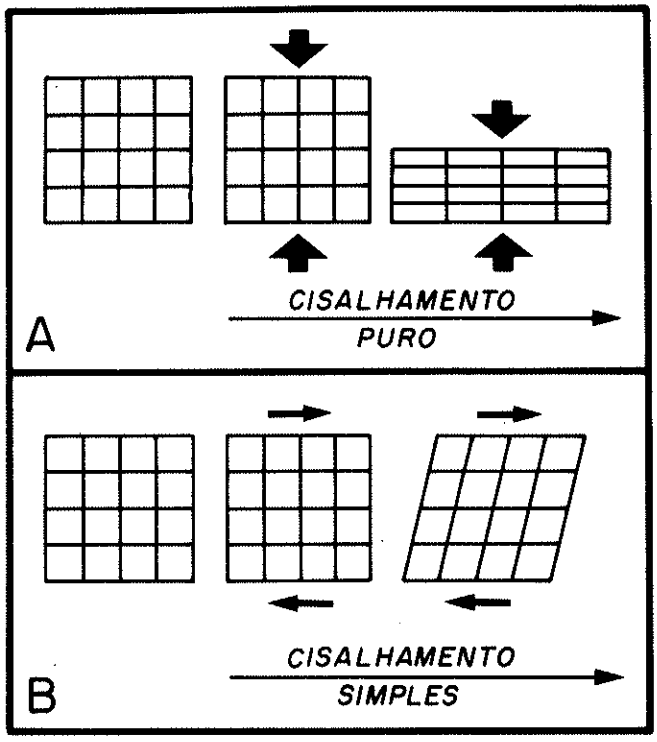

Figura 1 – Deformações de corpos originalmente semelhantes submetidos a cisalhamento puro (A) e simples (B)

Falhas Transcorrentes, Transformantes e Transferentes Falhas transcorrentes (sinônimos: de rejeito direcional, de rasgamento) são aquelas ao longo dos quais o deslocamento dos blocos (original ou por reativação) é predominantemente horizontal e paralelo à direção da falha (Figs. 2A e 2B). Na literatura inglesa, os termos *strike-slip, wrench* e *transcurrent faults* são, hoje em dia, usados como sinônimos, muito embora suas conotações originais sejam diferentes (Reading 1980, Moody & Hill 1956). As palavras *tectonics* e *tectonism* podem também ser a elas associadas para referenciar eventos tectônicos de natureza transcorrente. Muito embora *shear fault* seja usada por alguns autores, nota-se uma clara reserva a este termo em favor de *shear zones,* amplamente utilizada em geologia estrutural. Na descrição ou definição de uma determinada falha transcorrente deve-se fazer um esforço para se esclarecer o caráter da movimentação lateral (se original e persistente, ou reativação de uma falha originalmente normal ou reversa), pois este fato terá implicações na prospecção de hidrocarbonetos ao longo de seu *trend* (este termo é usual na área petrolífera, no sentido de *orientação* ou *direção* da falha).

Falhas transformantes (*transform faults*) (definidas por Wilson 1965) são um tipo especial de falhas transcorrentes. Suas terminações são necessariamente centros de espalhamento ou zonas de subducção. Representam, assim, um dos três tipos fundamentais de contatos entre placas litosféricas (Figs. 2C, 2D e 2E). Ao longo delas, duas placas se movimentam através de cisalhamento simples sem criação ou destruição de litosfera. Em certos casos, os movimentos das placas é o inverso do que aparenta o deslocamento das zo-

nas de espalhamento ou subducção que constituem suas terminações (Fig. 2C). Fora desses limites as falhas não são mais transformantes e, quando em crosta oceânica, constituem as zonas de fratura oceânicas, extensos lineamentos que cruzam os oceanos e representam as cicatrizes de antigas falhas transformantes, não mais ativas como tal. Elas podem ocorrer tanto em crosta oceânica como em crosta continental.

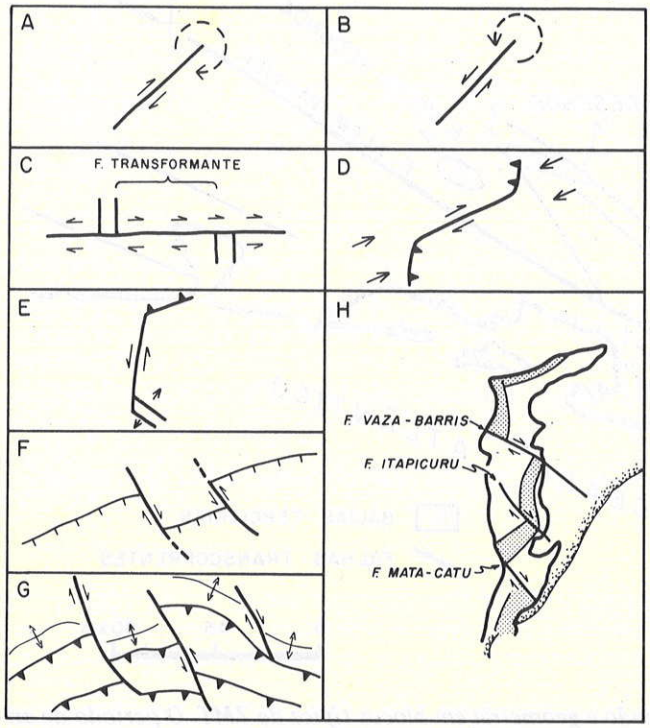

Figura 2 – A. Falha transcorrente dextrógira; **B.** *Falha transcorrente levógira;* C. *Falha transformante ligando dois centros de espalhamento oceânicos (exemplo: Zona de Fratura Romanche, no Atlântico Equatorial, e Falha de San Andreas, na Califórnia).* **D.** *Falha transformante ligando duas zonas de subducção (exemplo: Falha Alpina, na Nova Zelândia) (segundo Reading 1980);* **E.** *Falha transformante ligando um centro de espalhamento a uma zona de subducção (exemplo: Falha do Mar Morto) (segundo Reading 1980);* **F.** *Falhas transferentes em um ambiente puramente extensional.* **G.** *Falhas transferentes em um ambiente puramente compressional;* **H.** *Falhas transferentes na Bacia do Recôncavo ligando depocentros* en échelon *(modificado da Fig. 46 de Milani 1985)*

O problema de um controle pretérito no estabelecimento de falhas transformantes continua aberto à discussão (Wilson & Williams 1979). Em alguns casos, o controle de falhamentos pré-cambrianos sobre a localização de zonas de fratura oceânicas parece ser claro. Tal relacionamento existe, provavelmente, entre o Lineamento de Pernambuco em terra e o prolongamento do mesmo no mar. Na maioria dos casos, entretanto, tal relação é muito difícil de ser comprovada. A Zona de Fratura Romanche, por exemplo, uma das mais expressivas de nosso planeta, não possui nenhuma estrutura tectônica aflorante no escudo nordestino que pudesse candidatar-se a constituir controle de sua localização.

Falhas transferentes (*transfer faults*) são falhas transcorrentes cujos *trends* são praticamente perpendiculares (70º–90º) à direção geral da faixa tectônica em que se situam, interligando falhas normais ou falhas de empurrão. Tais falhas transferem de um ponto da bacia para outro a movimentação de blocos (divergente ou convergente) relacionada a falhas interligadas. Elas podem ocorrer em um ambiente puramente extensional (Fig. 2F), como, por exemplo, na Bacia de Campos, onde tais falhas são reconhecidas por Szatmari *et al.* (1985, Fig. 5). Falhas transferentes são também comuns em cinturões de dobramentos e empurrões (Fig. 2G). Neste último caso, a literatura inglesa usa o termo *tear faults.* Falhas transferentes desenvolvem-se nestes dois ambientes tectônicos extremos devido à impossibilidade de se abater/escorregar (na extensão) ou de se acavalar (na compressão), como um bloco único e coeso, porções crustais com dezenas de quilômetros de comprimento, largura e espessura. Diferentes taxas de estiramento ou encurtamento, ao longo de uma faixa móvel, provocarão a compartimentação tectônica em blocos delimitados por falhas normais ou de empurrão e falhas transferentes.

Certos tipos de falhas transferentes desempenham papel fundamental durante os estágios iniciais da evolução de uma bacia, ligando zonas de subsidência máxima (depocentros) que, posteriormente, evoluem para centros de espalhamento com a intrusão de crosta oceânica ao longo delas. Neste caso, as falhas transferentes evoluem com o passar do tempo para falhas transformantes. O termo falhas proto transformantes (*proto-transform faults*) é, às vezes, utilizado. De acordo com Milani (1985), as falhas transcorrentes de Mata-Catu, Itapicuru e Vaza-Barris (Fig. 2H), na Bacia do Recôncavo, interligam os depocentros de Camaçari, Olindina-Inhambupe, Sítio do Quinto e dois ainda não denominados em Tucano Norte-Jatobá, constituindo belos exemplos brasileiros de falhas transferentes. Estes depocentros teriam provavelmente evoluído para zonas de espalhamento oceânico, caso o rifteamento da Bacia do Recôncavo não tivesse sido abortado.

Tais falhas transferem de um ponto a outro da bacia o estiramento crustal causador do abatimento de blocos, interligam depocentros e falhas, e constituem uma ferramenta importante e elegante no balanceamento estrutural de mapas e seções geológicas.

Falhas Dextrógiras e Levógiras De acordo com a movimentação relativa de blocos associada a uma falha transcorrente, quando vista em planta, a mesma pode ser classificada como sendo dextrógira (se é possível associar-lhe uma rotação horária, como na figura 2A) ou legórira (se é possível associar-lhe uma rotação anti-horária, como na figura 2B). Na literatura inglesa utilizam-se os termos *dextral, rigth-slip* e *right-lateral* para a primeira; e *sinistral, left-slip* e *left-lateral* para a segunda. Em português, os termos dextrógira, dextra ou direita; e levógira, sinistrógira, sinistra e esquerda podem ser usados.

Zonas Móveis Transcorrentes De uma maneira geral, falhas transcorrentes não ocorrem isoladamente. Normalmente, estão relacionadas a outras falhas transcorrentes subparalelas, a bacias e montanhas, e formam faixas que atingem centenas a milhares de quilômetros de comprimento, por dezenas e centenas de quilômetros de largura. Zonas móveis transcorrentes (ZMT), faixas móveis transcorrentes ou megazonas de cisalhamento são termos apropriados para se descrever tais regiões. Em inglês, os termos *strike-slip mobile zones, strike-slip mobile belts* e *oblique-slip mobile zones* (este definido em Ballance & Reading 1980) são comumen-

te usados.

As ZMT são definidas como zonas de deformação intensa, grosseiramente lineares e profundas (o embasamento está sempre envolvido), ao longo das quais os deslocamentos de blocos são predominantemente horizontais. Entre suas diversas características a mais importante é a geometria em blocos, devida ao anastomosamento de falhas transcorrentes principais, subsidiárias e suas ramificações (Fig. 3). Em meio a esta compartimentação ocorrem blocos rebaixados que servem como bacias sedimentares, blocos soerguidos que atuam como áreas-fontes de sedimentos e blocos que são simplesmente rotacionados em torno de um eixo vertical. Todos os tipos de estruturas (compressionais e extensionais) podem coexistir em tempo e espaço, constituindo-se esta a segunda característica mais importante das ZMT. O padrão geométrico da ocorrência destas estruturas (*en échelon*, vide adiante) é uma particularidade única das ZMT.

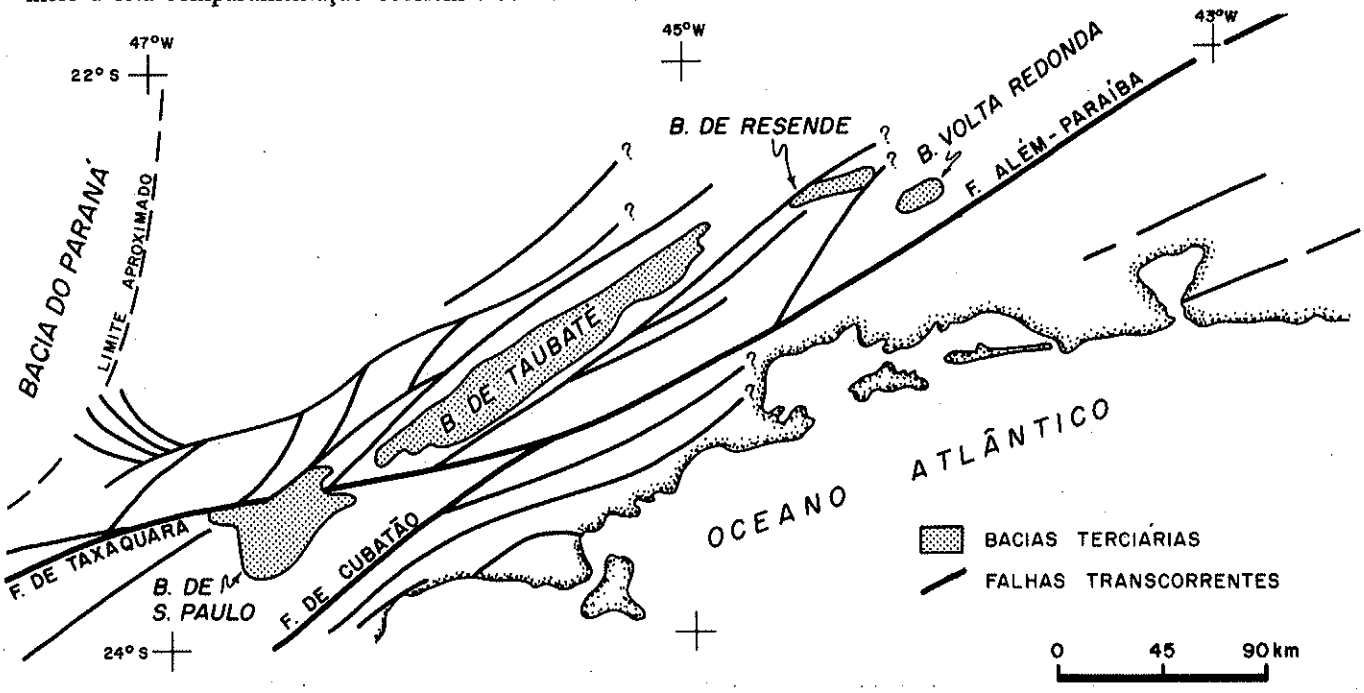

Figura 3 – Zona móvel transcorrente do sudeste do Brasil, ilustrando a geometria em blocos típica de ZMT. O período de atividade principal desta zona se deu durante o final do Ciclo Brasiliano (Almeida et.al. *1981, p. 43); mas há evidências de fortes reativações durante o Paleozóico e Mesozóico (em subsuperfície na Bacia do Paraná). As bacias terciárias têm suas origens também relacionadas a reativações dessas falhas. Baseado na figura 1 de Hasui* et al. *1977, modificada parcialmente*

Vulcanismo é pouco comum em ZMT. Se as bacias evoluírem para centros de espalhamento, poderá haver a extrusão de basaltos. A ocorrência de manifestações ácidas em algumas ZMT é conhecida, mas absolutamente não entendida. O Alto do Ceará, na ZMT de Piauí-Camocim, é um exemplo disso. Outros possíveis exemplos de magmatismo ácido relacionados às ZMT são o Granito do Cabo (próximo ao Lineamento de Pernambuco) e os Granitos Jovens da Nigéria.

As ZMT ocorrem geralmente como contatos entre placas litosféricas, separando duas placas continentais (por exemplo: as falhas Anatoli na Turquia), uma placa continental de uma oceânica (por exemplo: a parte oeste da Califórnia, ao longo da Falha de San Andreas), e duas placas oceânicas (por exemplo: as diversas falhas transformantes no meio do Oceano Atlântico, tais como Romanche, Saint Paul, Chain). As ZMT ocorrem também no interior das placas, em zonas de rifteamento oblíquo (por exemplo: o gráben do Reno), em zonas de megacisalhamento de extensão continental (por exemplo: o Lineamento Transbrasiliano) e como reativação de descontinuidades antigas (por exemplo: os lineamentos de Patos e Pernambuco). A ZMT do sudoeste do Brasil possui uma geometria em blocos muito semelhante à da Califórnia (Fig. 3), indicando tratar-se de uma zona de contato de placas pretéritas (colisão continental?). ZMT fanerozóicas no Brasil incluem a de Juruá (Porsche 1985) e Piauí-Camocim (Zalán 1984, Zalán & Warme 1985).

Em termos de hidrocarbonetos, as ZMT são muito importantes e apresentam grandes produções de óleo e gás na Califórnia, Venezuela e Indonésia. A Califórnia é, na realidade, a região mais rica em hidrocarbonetos do mundo, se levarmos em conta o volume de óleo em relação ao volume de sedimentos. Várias bacias pequenas e profundas, formadas durante o regime transcorrente implantado nos últimos 15 Ma, apresentam grandes volumes de óleo, chegando a produzir cerca de 800.000 barris (bbl)/dia (Reading 1980).

Transpressão e Transtensão*. Quando dois blocos se movem horizontalmente, seus deslocamentos não são sempre rigorosamente paralelos ao plano de falha, ocorrendo o que se denomina cisalhamento oblíquo. O movimento pode apresentar uma componente convergente (Fig. 4A) e surgem então esforços compressivos; ou divergente (Fig. 4B), quando se desenvolvem esforços distensivos. Compressão e

* N.A.- Ressalta-se, contudo, que a adaptação mais correta dos termos *transtensão* e *transtensional* seria transtração e transtracional, uma vez que em português usam-se os termos *tração* e *tracional* no sentido de esforços extensionais, como tradução dos termos inglês *tension e tensional*

extensão podem também aparecer próximo a deflexões ocorrentes no plano da falha transcorrente, dependendo do sentido de movimentação dos blocos e da direção da deflexão em relação ao plano de falha (Figs. 4C e D). Situações similares ocorrem em regiões de interseção de duas ou mais falhas transcorrentes. Dependendo do movimento relativo dos vários blocos envolvidos, poderemos ter convergência de blocos (Fig. 4E, ambiente compressional) ou divergência de blocos (Fig. 4F, ambiente extensional). Harland (1971) denominou de transpressão à compressão associada (combinada) à transcorrência; e de transtensão à extensão associada (combinada) à transcorrência.

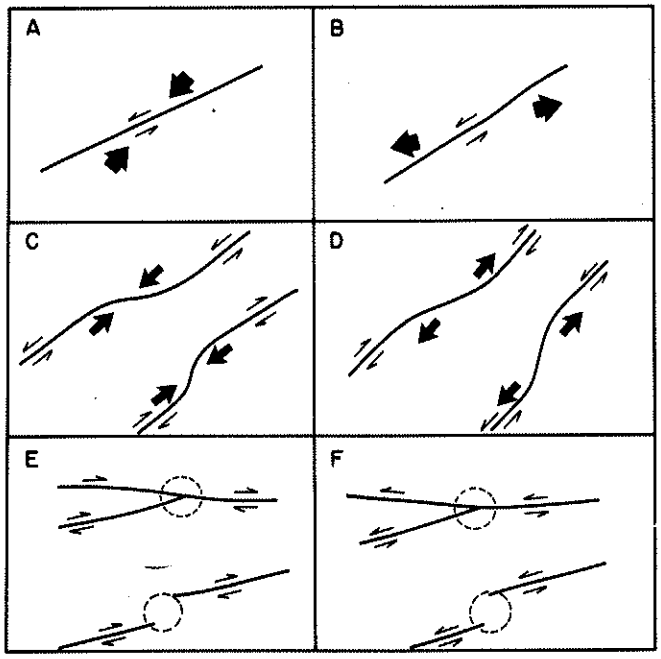

Figura 4 – Transpressão e transtensão (ou transtração). Setas convergentes indicam transpressão; setas divergentes indicam transtensão. **A.** *Transpressão relacionada à transcorrência convergente,* **B.** *Transtensão relacionada à transcorrência divergente;* **C.** *Transpressão em deflexões de falhas;* **D.** *Transtensão em deflexões de falhas;* **E.** *Transpressão (*no círculo pontilhado*) devido à convergência e terminações de falhas;* **F.** *Transtensão (*no círculo pontilhado*) devido à divergência e terminações de falhas*

Regiões onde a transpressão predomina são caracterizadas pelo desenvolvimento de estruturas compressionais (falhas reversas e de empurrão, estruturas-em-flor, dobras, domos, diápiros, *horsts*) e soerguimento. As áreas dominadas por transtensão caracterizam-se pelo desenvolvimento de estruturas extensionais (falhas normais, grábens), afundamento (desenvolvimento de bacias sedimentares ou de depocentros anômalos dentro de intervalos cronoestratigráficos) e, eventualmente, vulcanismo.

Transpressão e transtensão podem ocorrer simultaneamente em uma ZMT em diversos locais diferentes ao longo da mesma. Transpressão e transtensão podem também alternar-se, em uma mesma região, conforme o caráter do cisalhamento oblíquo mude de convergente para divergente, respectivamente. As ZMT são, em suma, regiões onde regimes extensionais e compressionais podem coexistir ou se alternar diversas vezes, faixas móveis onde mecanismos formadores de bacias e de montanhas – falhas normais e falhas reversas – ocorrem lado a lado e com freqüências semelhantes. Tal característica é de fundamental importância na distinção de ZMT de zonas móveis puramente extensionais ou puramente compressionais.

AS BACIAS TRANSTENSIONAIS As bacias transtensionais originam-se em áreas dominadas por transtensão, isto é, áreas onde a movimentação lateral de blocos e as curvaturas das falhas transcorrentes são tais que propiciam o desenvolvimento de um campo de tensões extensionais (trações) intenso, resultando em abatimento generalizado da área em questão (Figs. 4 e 5). Em inglês, os termos *pull-apart basins, strike-slip basins transtensional basins* são comumente usados para designar este tipo de bacias. O formato básico delas, em planta, é romboédrico, devido à simetria monoclínica da deformação resultante de cisalhamento simples, muito embora haja variações desta geometria básica de acordo com os estágios evolutivos da bacia (Fig. 6). As bacias transtensionais mais bem estudadas são as da Califórnia, graças aos estudos pioneiros de Crowell (1974a, 1974b, 1975).

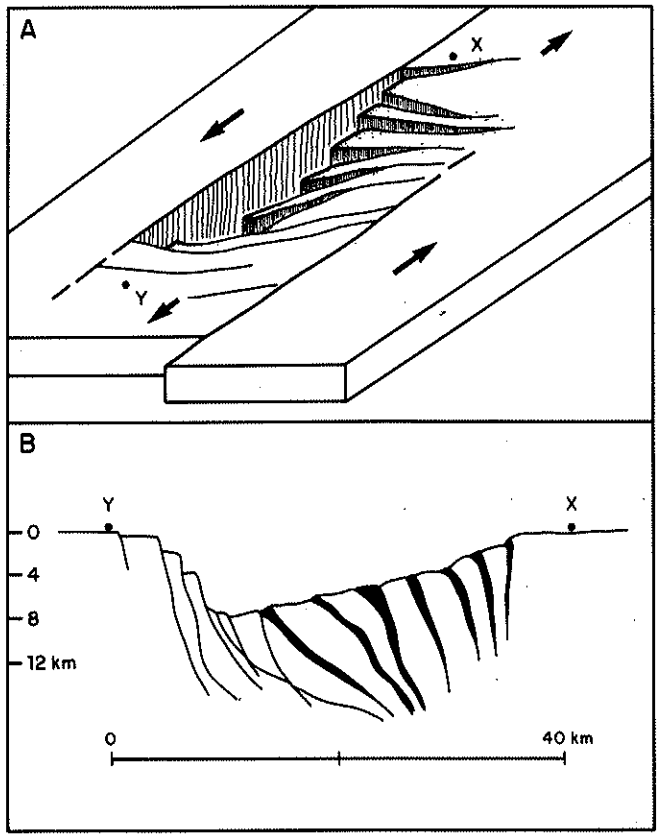

Figura 5 – Geometria típica do embasamento de uma bacia transtensional. Neste caso, desenvolvidas em uma área de superposição de terminações de duas falhas transcorrentes levógiras. **A.** *Vista tridimensional e* **B.** *Seção longitudinal esquemática entre os pontos* **X** *e* **Y.** *Áreas escuras entre os blocos indicam cataclasitos. Notar a tendência convergente dos blocos em profundidade. Uma seção transversal à bacia apresentaria uma geometria semelhante. Baseado em Kingma (1958)*

A figura 6 ilustra os diversos estágios evolutivos de uma bacia transtensional. A depressão inicial (Fig. 6A) possui o

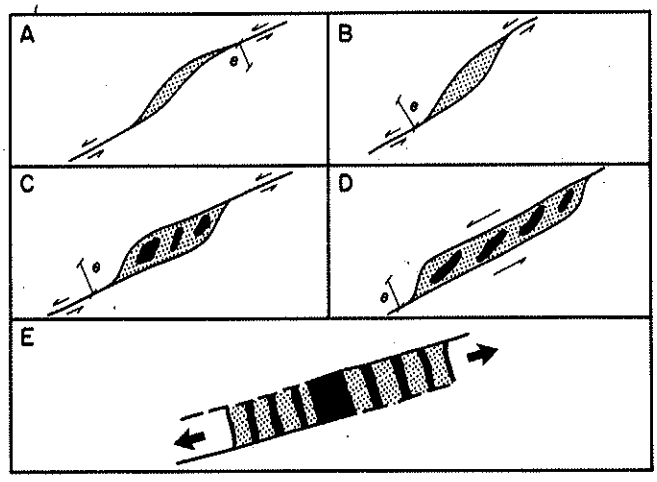

Figura 6 – Estágios evolutivos de uma bacia transtensional. Neste caso, desenvolvida em uma deflexão de uma falha transcorrente sinistral. **A.** *Estágio sigmoidal;* **B.** *Estágio transicional;* **C.** *Estágio romboidal (o mais comum). Áreas escuras indicam depocentros* en échelon; **D.** *Estágio de fossa alongada e* **E.** *Estágio final, com aparecimento de um centro de espalhamento oceânico. Áreas escuras indicam crosta oceânica. Largura (e) da bacia tende a permanecer constante. Baseado em notas de uma palestra dada por John F. Dewey, em Denver, Colorado, em 1983*

formato de **S** ou **Z** alongado, de acordo com o jogo de blocos e movimentações relativas. A literatura inglesa usa os termos *lazy S* ou *lazy Z*, conforme a orientação, para denominar este estágio. Em português, pode-se utilizar o termo bacia sigmoidal. Conforme o afinamento crustal vai aumentando, o formato da bacia passa por uma transição (Fig. 6B) entre os estágios sigmoidal (Fig. 6A) e romboidal (Fig. 6C). O estágio romboidal é a forma mais comumente encontrada entre as bacias transtensionais devido à normalmente curta duração de um ambiente transtensional (lembrar que as ZMT apresentam intensa alternação entre transpressão e transtensão). A taxa de extensão crustal associada à transtensão é alta, passando-se rapidamente pelos estágios sigmoidal e transicional. A duração da transtensão, entretanto, é rápida (10–30 Ma.), abortando-se o processo, geralmente, no estágio romboidal. Diversos depocentros *en échelon*, interligados por falhas transferentes, constituem a fossa romboidal. O termo rombográben é comumente usado em português, equivalendo em inglês a *rhomb-graben*. Caso a transtensão continue por um período de tempo maior, teremos o desenvolvimento de uma fossa alongada (Fig. 6D) e, em casos extremos, o rompimento total da crosta continental, com o estabelecimento de um centro de espalhamento oceânico (Fig. 6E). A figura 7 apresenta exemplos de prováveis bacias transtensionais brasileiras.

Preenchimento Sedimentar As bacias transtensionais podem apresentar todo os tipos de fácies sedimentares, dos ambientes marinho, transicional ou continental. O preenchimento é caracterizado por pilhas de sedimentos espessas e lateralmente confinadas (pequena extensão), adjacentes a áreas sem sedimentos cronoequivalentes ou apresentando uma espessura anomalamente inferior. Tal fato é devido à intensa movimentação diferencial de blocos que ocorre dentro de uma ZMT. Certos blocos afundam muito mais rapidamente que outros e formam os depocentros *en échelon*.

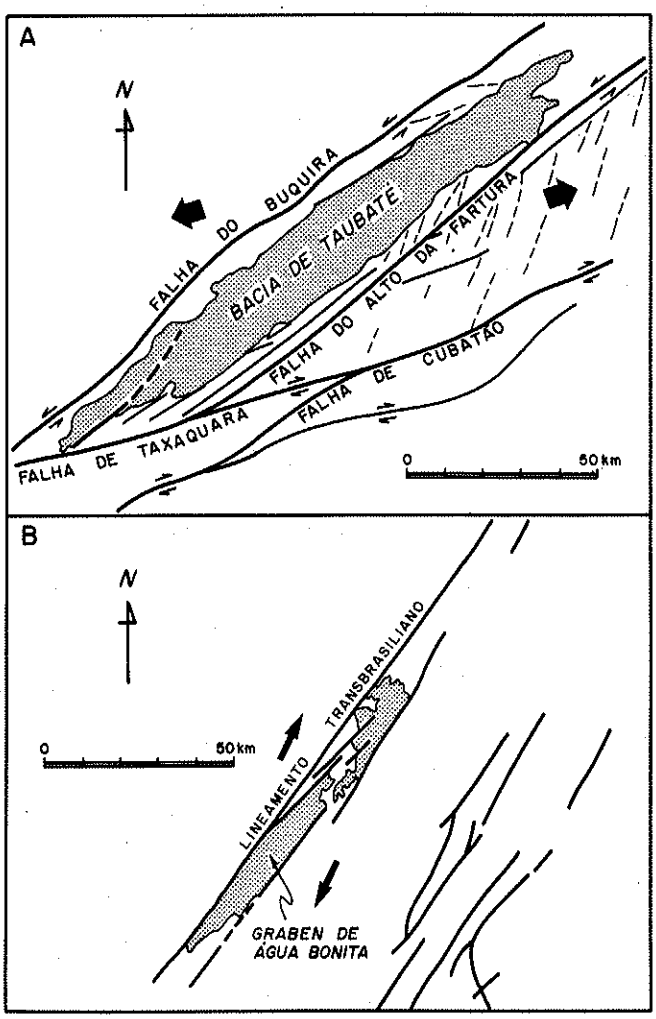

Figura 7 – Exemplos de prováveis bacias transtensionais brasileiras. **A.** *Bacia de Taubaté, São Paulo – o formato grosseiramente romboidal da bacia e a presença de diversas fraturas (tracejadas) dispostas* en echelon *relativamente às grandes falhas sugerem uma origem por cisalhamento sinistral divergente simples entre blocos crustais, ao longo de falhas transcorrentes antigas reativadas durante o Terciário. O movimento relativo dos blocos é o sugerido pelo autor (adaptado do Mapa Geológico do Estado de São Paulo, 1:500.000, IPT 1981) e* **B.** *Gráben de Água Bonita, Goiás – sua origem deve-se provavelmente à transcorrência dextral divergente de pequena escala (aqui sugerido) ao longo do Lineamento Transbrasiliano. O bloco abatido preservou arenitos correlacionáveis às formações Serra Grande e Furnas. Notar falhas oblíquas ao trend principal (adaptado da Folha Goiás, Mapa Geológico do Brasil ao Milionésimo, DNPM 1975)*

Discordâncias angulares são freqüentes devido a este intenso movimento de blocos durante a sedimentação. Elas ocorrem nos blocos com tendências ascensionais e equivalem, cronologicamente, a espessos pacotes sedimentares adjacentes, depositados nos blocos com tendências negativas. Por este motivo, variações faciológicas laterais extremas são comuns. Fácies litorâneas ou fluviais podem ser encontradas lado a lado com fácies marinha profunda (leques

submarinos). Outro fenômeno comum em bacias transtensionais é a inversão das movimentações verticais de blocos. Assim sendo, um bloco poderá ter atuado como um depocentro durante um certo período de tempo e, posteriormente, poderá ser soerguido sem receber sedimentação nas etapas futuras. Em um poço, tal fato pode ser indicado pela existência de discordância, angular ou não, envolvendo um hiato significativo de tempo e recobrindo um intervalo cronoestratigráfico anomalamente espesso em relação ao normalmente encontrado na bacia (Fig. 8).

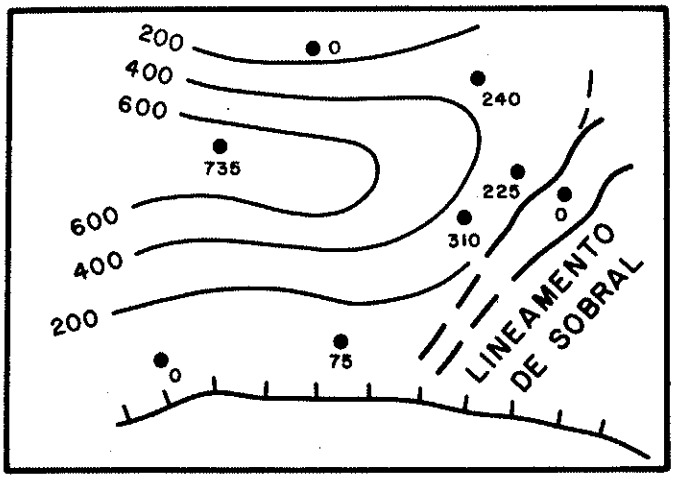

Figura 8 – Mapa de isópacas do Andar Albiano na sub-bacia de Acaraú, Bacia do Ceará, plataforma continental do nordeste do Brasil. O formato romboidal das curvas, um depocentro com espessuras anomalamente altas de Albiano na região e a presença de uma grande falha transcorrente (Lineamento de Sobral) sugerem uma fase transtensional para esta bacia durante o Albiano. Pontos de controle representam poços exploratórios da Petrobrás

As fácies sedimentares propícias à geração de hidrocarbonetos mais comuns são as de folhelhos lacustrinos (por exemplo: os folhelhos betuminosos na Bacia de Taubaté) e fácies marinhas profundas. Como exemplo deste último podemos citar os diatomitos e argilitos da Formação Monterey, na Califórnia, responsáveis pela geração e trapeamento do óleo do campo de Point Arguello, a maior descoberta norte-americana depois de Prudhoe Bay. A Formação Monterey foi depositada em um ambiente marinho profundo na bacia transtensional de Santa Maria, a qual teve sua evolução iniciada a partir do Mioceno (Crain *et al.* 1985). As fácies de reservatórios são geralmente representadas por turbiditos (lacustres ou marinhos) e diversas unidades rochosas fraturadas.

O transporte e a deposição dos sedimentos são dominados por processos gravitacionais. O preenchimento das bacias transtensionais é principalmente longitudinal, mas de uma maneira não convencional, mais bem explicada pelo Princípio da Esteria Rolante.

O PRINCÍPIO DA ESTEIRA ROLANTE O Princípio da Esteira Rolante, ilustrado na figura 9, explica como uma bacia transtensional é preenchida longitudinalmente e como é possível obter-se uma sucessão sedimentar que apresente uma espessura estratigráfica da ordem de 8–12 km sem que o embasamento da bacia jamais tenha ultrapassado 4–6 km de profundidade (Fig. 9C).

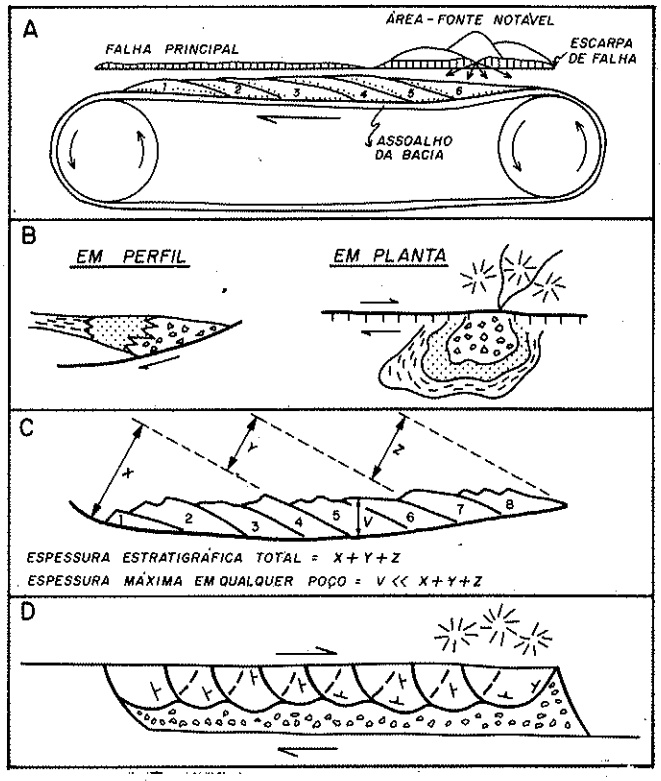

Figura 9 – A. Preenchimento de uma bacia transtensional pelo Princípio da Esteira Rolante. Pacotes sedimentares numerados indicam ciclotemas; **B.** *Geometria faciológica de cada ciclotema;* **C.** *Empilhamento vertical e lateral de ciclotemas representa o preenchimento final da bacia, visto em perfil; e* **D.** *Disposição em planta dos ciclotemas (semicírculos) superpostos. Observar mergulhos das camadas. Uma bacia transtensional em maior escala pode apresentar dois ou três depocentros semelhantes a este dispostos* en échelon. *Baseado em Sylvester (1983)*

Como já foi visto anteriormente, as ZMT apresentam bacias transtensionais lado a lado com blocos soerguidos que servem de áreas-fontes. De uma maneira geral, sempre haverá uma certa região elevada que contribuirá mais significativamente ao preenchimento da bacia do que áreas adjacentes. Tais áreas podem ser batólitos, vulcões ou simplesmente regiões com uma drenagem mais intensa e que desagüe dentro da depressão. Estas áreas-fontes notáveis poderão estar situadas em qualquer uma das quatro margens do rombográben. Levando-se em conta o fato de a bacia transtensional se expandir longitudinal e paralelamente à superfície da terra, torna-se importante observar que, a cada espasmo incrementador do comprimento da bacia, os sedimentos já depositados em frente a esta área-fonte notável são carregados para fora do raio de ação dela. Desloca-se, então, para a frente da área-fonte notável um trecho da bacia ainda faminta de sedimentos, em relação aos trechos já deslocados perante a área-fonte (Fig. 9A). Enquanto não ocorrer o próximo espasmo modificador da bacia, esta área faminta será preenchida por sedimentos provenientes da área-fonte próxima. Por ocasião de novo espasmo tectônico, a esteira rolante (que é representada pelo assoalho da bacia) torna-se a deslocar colocando um novo depocentro faminto em frente à área-fonte notável; e assim por diante.

O Princípio da Esteira Rolante fornece um mecanismo elegante de preenchimento longitudinal das bacias transten-

sionais, mesmo quando os sedimentos são provenientes de um único ponto situado em qualquer margem da bacia. Além disso, o sentido de envelhecimento dos sedimentos superpostos lateralmente fornecerá seguras informações quanto ao movimento relativo dos blocos. Caso a área-fonte possua uma característica sedimentológica notável tal que permita o reconhecimento de seus sedimentos (blocos, grânulos e areias) dentro da bacia sedimentar (por exemplo: um batólito de granito vermelho ou de rocha alcalina, termos litológicos com minerais pesados típicos, etc.), estimativas de deslocamento lateral e taxas de deslocamento lateral poderão ser obtidas.

No Brasil, tais estudos poderiam ser realizados, por exemplo, nas bacias de Taubaté e Resende, cujas margens estão próximas ou já passaram próximas aos maciços alcalinos de Passa Quatro e Itatiaia. O mapeamento de fanglomerados constituídos quase que exclusivamente por rochas alcalinas (tal como os expostos na Rodovia Presidente Dutra, em Itatiaia) ao longo dessas bacias forneceria uma ferramenta importante para se provar ou não a origem transtensional das mesmas. O Princípio da Esteira Rolante foi estabelecido através de estudos estratigráficos levados a efeito nas bacias de Hornelen, na Noruega, e Ridge, na Califórnia (Fig. 5 de Reading 1980).

Taxas de Subsidência e Geração de Hidrocarbonetos As taxas de estiramento crustal e, conseqüentemente, as taxas de afundamento em áreas dominadas por transtensão são geralmente muito altas. Isto faz com que os sedimentos sejam rapidamente levados a grandes profundidades (4–8 km) e expostos a altas temperaturas. Bacias transtensionais não implicam necessariamente em fluxos térmicos anomalamente altos (Garry D. Karner, comunicação verbal). Os sedimentos entram rapidamente nas janelas de maturação de óleo e gás em um gradiente geotermal normal, simplesmente devido ao rápido afundamento a que são submetidos. O pico de maturação da matéria orgânica, nestas bacias, é atingido cedo.

As bacias transtensionais californianas são um excelente exemplo desta afirmação. A geração de óleo foi, às vezes, iniciada durante o próprio Mioceno. Entretanto, há de se ressaltar o fato de todo o oeste californiano sentir ainda a influência da subducção do centro de espalhamento da placa oceânica Farallon que passa por baixo da placa norte-americana, como uma tocha, cozinhando os sedimentos acima situados.

GEOLOGIA ESTRUTURAL A tectônica transcorrente é uma das mais bem conhecidas e entendidas sob o ponto de vista de seu estilo estrutural. Seus padrões estruturais básicos são simples e consistentes, sendo bem documentados em várias partes do mundo.

A compreensão das estruturas associadas, suas formações, disposições, relações angulares, suas evoluções com o aumento progressivo do cisalhamento etc. foi obtida graças a numerosos experimentos de laboratórios. Nesses experimentos, simples e baratos, camadas finas de argila ou areia eram colocadas sobre dois blocos que deslizavam paralelamente entre si. Componentes de divergência e compreensão foram também introduzidos nos movimentos laterais de blocos subjacentes. Tais blocos funcionavam como embasamento e a argila ou areia reproduzia os estratos sedimentares deformando-se passivamente em resposta a movimentações mais profundas. Os melhores sumários sobre tais experimentos podem ser encontrados em Riedel (1929), Tchalenko (1970). Wilcox *et al.* (1973) (estes versando sobre a geometria e evolução das estruturas no plano horizontal) e Emmons (1968) (este apresentando a geometria das estruturas no plano vertical).

Desses experimentos, duas conclusões muito importantes surgiram e foram fundamentais para que a extrapolação de dados de laboratório para a exploração de petróleo no campo fosse coroada de êxito. Tais conclusões foram: 1. a repetibilidade do estilo estrutural das deformações obtidas era excelente nos experimentos e 2. a correlação entre as estruturas observadas em campo com as obtidas em laboratório também era muito boa. A primeira conclusão nos permite afirmar que a tectônica transcorrente, em níveis crustais rasos, é relativamente simples e bem compreendida pelos geólogos estruturalistas. A conjunção das duas conclusões permite que estruturas e trapas estruturais a serem pesquisadas, em uma determinada área submetida a movimentalões laterais de blocos, possam ser preditas com segurança.

O Elipsóide de Deformação O elipsóide de deformação é uma maneira adequada de se visualizar o processo deformativo sofrido por um corpo originalmente esférico submetido às tensões do tectonismo em questão. No caso de cisalhamento simples, as deformações associadas podem ser resumidas pelo elipsóide da figura 10. Nele estão caracterizadas todas as estruturas passíveis de se originarem em uma zona de cisalhamento, suas orientações com respeito à direção da falha transcorrente e suas relações angulares. Como pode ser visto na figura 10, um grande número de diversos tipos de estruturas pode desenvolver-se quando blocos crustais se movem paralelamente.

Um par conjugado de falhas transcorrentes desenvolve-se devido à componente vetorial de compressão derivada do cisalhamento. A falha transcorrente conjugada, que possui o mesmo senso de movimentação lateral da falha transcorrente principal, é denominada sintética* ou Riedel (*Riedel shear*). A outra, com sentido de movimentação oposto, é denominada antitética* ou anti-Riedel (*anti-Riedel shear* ou *antithetic*).

Estruturas compressionais desenvolvem-se perpendicularmente à componente compressional. Elas incluem dobras, falhas reversas e falhas de empurrão. Exemplos comprovados de diápiros de sal e folhelho, originados de forma semelhante a dobras em zonas de cisalhamento, foram descritos no Mar do Norte (Glennie & Boegner 1981) e na Bacia de Piauí-Camocim (Zalán 1984).

Estruturas extensionais, tais como falhas normais e diáclases, desenvolvem-se perpendicularmente às estruturas compressionais em resposta à componente vetorial de extensão derivada do cisalhamento. As diáclases podem ser preenchidas por soluções mineralizantes ou por diques, geralmente de diabásio.

Muito embora, teoricamente, todas essas estruturas possam coexistir em uma única zona de cisalhamento, na natureza isto é pouco comum. As falhas Riedel, geralmente, desenvolvem-se muito mais que as falhas anti-Riedel. Dependendo do caráter convergente ou divergente do cisalhamento, as estruturas compressionais ou extensionais, respectivamente, predominarão umas sobre as outras. Pode-

* N.A. - Os termos falhas sintéticas ou antitéticas em tectônica transcorrente são usados num sentido diverso daquele tradicionalmente conceituado em tectônica de falhas gravitacionais. Para evitar confusão, adotam-se aqui os termos falhas Riedel ou anti-Riedel, equivalentes.

rá ocorrer, entretanto, como já foi visto anteriormente, uma alternância de cisalhamento convergente para divergente, ou vice-versa. Neste caso, teremos a superposição de estruturas extensionais e compressionais ligadas ao mesmo evento transcorrente, mas formadas em tempos diferentes.

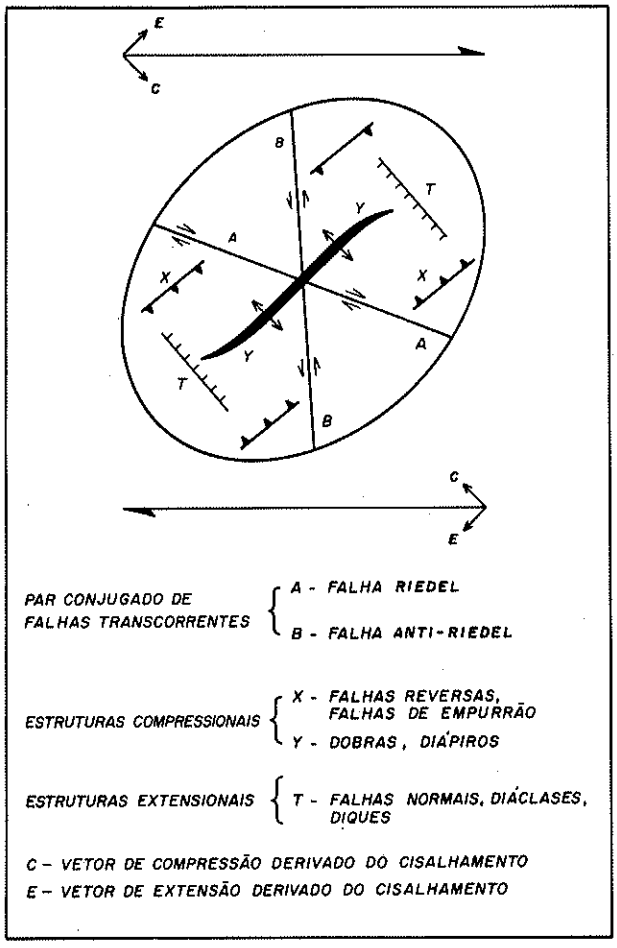

Figura 10 – Elipsóide de deformação, forças e estruturas associadas em uma zona de cisalhamento dextral. Para cisalhamento sinistral, observar a imagem especular desta figura (baseado em Harding 1974)

O Padrão geométrico básico das Estruturas Transcorrentes O padrão geométrico básico das estruturas relacionadas a uma zona de cisalhamento é sua ocorrência *en échelon*, isto é, uma mesma estrutura ocorre repetidamente ao longo da zona à qual se associa, de maneira paralela entre si, mas obliquamente em relação ao *trend* desta zona (Fig. 11).

O padrão de ocorrência de estruturas *en échelon* é tão diagnóstico de zonas de cisalhamento que, às vezes, a simples presença de diáclases *en échelon*, ou diques *en échelon*, em uma cobertura sedimentar de outra maneira não deformada é indicação segura de movimentos laterais de pequena magnitude no embasamento. Alguns dos grandes diques de diabásio, alimentadores dos derrames de basalto da Bacia do Paraná, ocorrem *en échelon* relativamente a grandes lineamentos conhecidos; indicam assim eventos transtensionais durante a reativação Juro-Cretácea desta bacia (dados inéditos da Petrobrás).

O padrão *en échelon* das estruturas, sua natureza (compressional ou extensional) e o elipsóide de deformação (Fig. 10) permitem inferir o sentido relativo de deslocamento dos blocos em uma zona de cisalhamento.

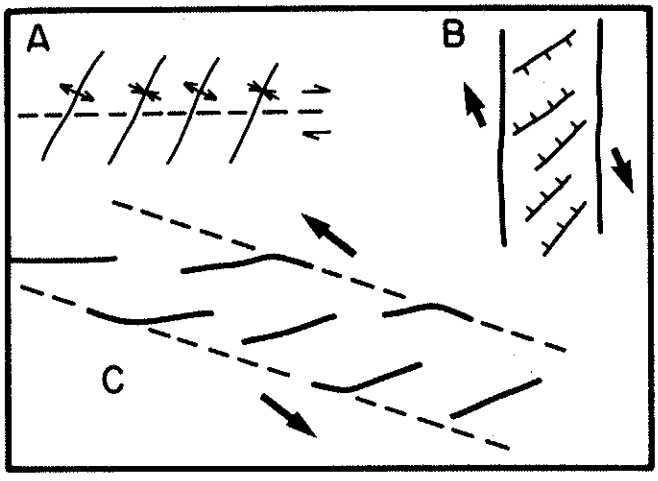

Figura 11 – Padrão en échelon *de diversas estruturas –* **A.** *Dobras ao longo de uma falha transcorrente;* **B.** *Falhas normais em um rifte transtensional; e* **C.** *Diques (*traços escuros*) em uma zona de cisalhamento extensional. Observar o paralelismo das estruturas e a obliqüidade destas em relação à zona que as delimita ou ao longo da qual elas se estendem*

Origem e Evolução das Estruturas durante o Cisalhamento A evolução descrita a seguir se aplica para camadas sedimentares não deformadas situadas acima de blocos do embasamento que começam a se mover lateralmente. Tal evolução está minuciosamente descrita nos trabalhos de Wilcox *et al.* (1973) e Tchalenko (1970).

Dobras *en échelon* são as primeiras estruturas a se formar, com um ângulo de 30° ± 15° em relação à zona de cisalhamento. O sentido de sua inclinação dependerá do caráter dextral ou sinistral da transcorrência. Caso o cisalhamento seja de natureza divergente, estruturas extensionais formar-se-ão em vez das compressionais. Ressalta-se o fato de que não há ainda, em superfície, uma falha paralela à zona de cisalhamento principal existente apenas em profundidade. A emergência desta dar-se-á apenas em estágios mais avançados de deformação.

O par conjugado de falhas transcorrentes desenvolve-se logo em seguida, primeiramente como diáclases e, depois, com o prosseguimento do cisalhamento, como falhas. O componente anti-Riedel é normalmente abortado ainda na fase de diáclase. Nenhuma ou muito poucas diáclases anti-Riedel sobrevivem a um grau avançado de cisalhamento como falhas transcorrentes antitéticas. O ângulo agudo entre as falhas Riedel e anti-Riedel varia de 60° a 70° (dependente da natureza das rochas). A falha Riedel dispõe-se entre 10° e 30° em relação à zona de cisalhamento principal. A falha anti-Riedel faz um ângulo bem maior, entre 70° e 90°. Estas falhas transcorrentes conjugadas, como a maioria das falhas transcorrentes, apresentam planos subverticais. Conforme prossegue o cisalhamento, as falhas Riedel começam a deslocar as dobras e as fraturas anti-Riedel (geralmente já abortadas).

Conforme a deformação aumenta, o elipsóide se achata mais, tende a girar e fica quase paralelo à zona de deformação principal. Com isso, dobras e falhas Riedel giram tam-

bém e tendem a paralelizar-se com o *trend* da zona de cisalhamento. Falhas reversas ou de empurrão podem desenvolver-se nos flancos das dobras ou entre estas.

Com o aumento progressivo da deformação, surge um novo tipo de estrutura, não assinalada na figura 10, ao longo da zona de cisalhamento. São fraturas aproximadamente paralelas à zona principal, às vezes simétricas com as falhas sintéticas em relação à zona principal, e que interligam as falhas sintéticas. Tchalenko (1970) denominou-as fraturas-*P* (*P-shears,P-fractures*). Gradualmente, toda a movimentação lateral passa a se dar ao longo das falhas Riedel e falhas-*P* até que finalmente ocorre a emergência da zona de cisalhamento profunda através de uma única falha transcorrente principal, resultante da união de vários segmentos de falhas-*P* e falhas Riedel.

A esta altura, a cobertura sedimentar está rasgada, rompida em dois blocos ao longo da falha transcorrente principal. As dobras *en échelon* começam a ser rompidas ao meio e cada parte é deslocada lateralmente pela falha principal. Importantes fechamentos estruturais podem ocorrer, nesta fase, nos anticlinais *en échelon* contra o plano da falha principal.

Conforme a transcorrência prossegue, os deslocamentos laterais podem passar a ser da ordem de quilômetros ou dezenas de quilômetros. A largura da zona cataclástica ao longo da falha principal, onde a principal deformação é a quebra total das rochas, aumenta consideravelmente. Nestes estágios avançados, a correlação de feições estruturais de um lado para outro da falha principal é praticamente impossível.

A figura 12 mostra um exemplo brasileiro de uma ZMT e suas estruturas associadas.

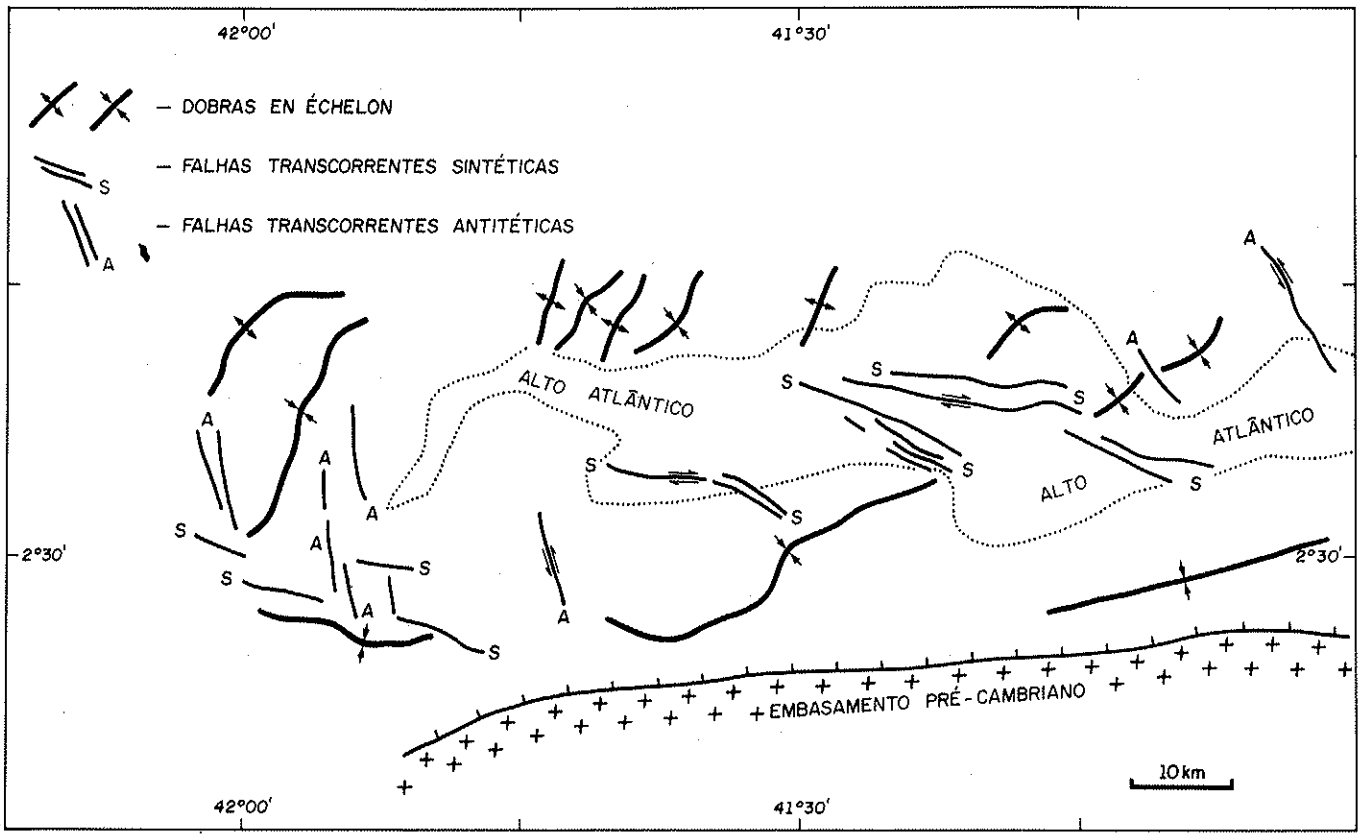

*Figura 12 – Elementos estruturais principais da Bacia de Piauí-Camocim originados durante tectonismo transcorrente Cenomaniano relacionado à movimentação lateral dextral entre as placas da África e América do Sul ao longo da Zona de Fratura Romanche (adaptado de Zalán 1984). Não estão representadas as estruturas preexistentes (da fase rifte) que foram reativadas. Observar que a maioria dos dobramentos está afastada do Alto Atlântico (*área pontilhada*), que representa um alto transpressional central de deformação mais intensa*

A Determinação do Elipsóide de Deformação Numa área mapeada estruturalmente, e que contenha deformações relacionadas a cisalhamento simples, pode-se facilmente obter a orientação e o formato do elipsóide de deformação.

Em mapa, o eixo maior é a bissetriz obtusa das falhas transcorrentes conjugadas ou é paralelo às estruturas compressionais, ou, ainda, é perpendicular às estruturas extensionais. O eixo menor é a bissetriz aguda das falhas transcorrentes conjugadas ou é paralelo às estruturas extensionais, ou ainda, é perpendicular às estruturas compressionais. Desvios deste relacionamento ideal podem ocorrer. Por exemplo, nem sempre a bisetriz obtusa do par conjugado de falhas será paralela à direção das estruturas compressionais. Tal fato poderá ser devido a diversos fatores, tais como diferenças no tipo e espessura de sedimentos, rejeitos verticais de grande monta, imprecisão no mapeamento das estru-

turas etc. Neste caso, caberá ao geólogo decidir qual das estruturas melhor representa a deformação ocorrida e daí retirar a orientação dos eixos do elipsóide.

O grau de achatamento do elipsóide pode ser estimado pelas relações angulares entre as falhas transcorrentes Riedel e estruturas compressionais com o *trend* da zona de cisalhamento. Quanto menor o ângulo entre essas estruturas e o *trend* principal, maior terá sido o grau de cisalhamento, portanto mais achatada será a elipse.

A importância de se obter o elipsóide de deformação com as estruturas existentes, suas relações angulares e uma estimativa da intensidade de cisalhamento reside no fato de ele permitir prever a ocorrência e a orientação de estruturas armazenadoras de bens minerais. Por exemplo, no caso de petróleo, a orientação dos anticlinais *en échelon;* em mineração, a orientação das diáclases portadoras de veios mineralizados. Caso tais estruturas estejam deslocadas lateralmente pela falha principal, poder-se-á, também, ter uma idéia da magnitude do rejeito.

Zonas Móveis Transcorrentes Rúpteis e Zonas Móveis Transcorrentes Dúcteis Toda a deformação descrita anteriormente ocorre em níveis crustais rasos, da ordem de 8 a 10 km de profundidade. É uma deformação predominantemente rúptil onde o quebramento das rochas em diversos blocos é a característica principal. As zonas móveis transcorrentes caracterizadas pela ocorrência *en échelon* das estruturas descritas, geometria em blocos, fragmentação (brechas tectônicas) e esmagamento das rochas envolvidas, levando ao aparecimento de cataclasitos, são denominadas ZMT rúpteis (*brittle shear zones*). A passagem de fluidos ao longo das zonas fragmentadas é muito intensa, fazendo com que o fenômeno de cimentação seja bastante comum. Falhas transcorrentes são freqüentemente marcadas em campo por cristas retilíneas formadas por veios de quartzo, indicadores da intensa movimentação de fluidos ao longo dessas zonas. São as ZMT rúpteis que apresentam interesse para a geologia de petróleo.

Em profundidades maiores, acima de 12-15 km, a deformação das rochas é predominantemente plástica, e não rúptil, devido às altas condições de pressão e temperatura reinantes. Zonas de cisalhamento formadas em grandes profundidades, e hoje aflorantes, apresentam linhas de fluxo (descontinuidades, foliação metamórfica) verticais e paralelas à zona de cisalhamento principal, nas proximidades da mesma. À medida que se aproxima da zona de transcorrência, a foliação metamórfica vai perdendo sua atitude original, inclinando-se cada vez mais e vergando-se de maneira a se tornar paralela à zona de falha. Inexistem, ou são raras, fraturas e falhas associadas à transcorrência. Se presentes, provavelmente foram formadas em níveis crustais mais rasos. A milonitização (fluxo plástico, estiramento, recristalização, ausência de ruptura mecânica) é a principal deformação apresentada pelas rochas. Os milonitos são notavelmente foliados e apresentam uma geometria planar, subvertical. A foliação é devida a variações composicionais ou, mais frequentemente, a variações no grau de deformação (Hobbs *et al.* 1976). O nome de ZMT dúcteis (*ductile shear zones,* Ramsay 1980) é aplicado para estes casos. Tais zonas não apresentam interesse para a geologia de petróleo.

A figura 13 tenta ilustrar as principais diferenças entre ZMT rúpteis e dúcteis.

TRAPAS DE HIDROCARBONETOS EM ZONAS MÓVEIS TRANSCORRENTES Este assunto foi tratado pioneiramente por Harding (1973a, 1973b, 1974), que utilizou vários exemplos de campos de petróleo nas bacias terciárias da Califórnia. A discussão aqui apresentada é um sumário dos referidos artigos.

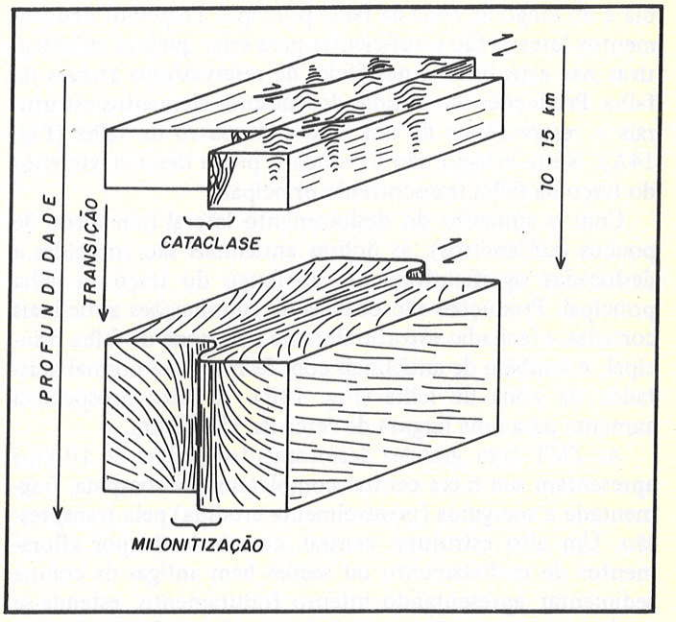

*Figura 13 – Blocos-diagrama ilustrando as principais diferenças entre ZMT rúpteis (*acima*) e ZMT dúcteis (*abaixo*). Notar que nas zonas dúcteis não há quebramento e as linhas de fluxo tendem a ficar subverticais e paralelas à zona de falha*

A tectônica transcorrente é uma generosa geradora de estruturas trapeadoras de hidrocarbonetos. Os tipos de trapas estruturais a serem pesquisados em uma ZMT dependem de três fatores: **1.** o estágio evolucionário ou a magnitude do cisalhamento, **2.** o tipo de transcorrência predominante (transpressional ou transtensional) e **3.** a resposta estrutural do terreno deformado (função da composição litológica dos estratos afetados; mais rúptil ou mais dúctil).

A importância do segundo item reside no tipo predominante de estruturas ocorrentes na ZMT. Em uma faixa móvel transtensional falhas normais serão as estruturas predominantes. Os prospectos, neste caso, serão os anticlinais de compensação associados a falhas lístricas normais e blocos altos (*horsts*) em meio a blocos abatidos. Trapas estratigráficas assumem papel importante neste ambiente. Entretanto, é no ambiente transpressional que a maioria das trapas estruturais de interesse para a geologia de petróleo se desenvolve. Dobras e falhas constituem as estruturas predominantes. Os anticlinais *en échelon* são as trapas clássicas e básicas a serem presquisadas em ZMT, tendo sido, até hoje, as estruturas mais prolíficas em hidrocarbonetos. Tais dobras formam-se cedo na evolução da zona de cisalhamento e geralmente possuem grandes fechamentos.

Uma vez determinado o tipo de estrutura a ser pesquisado em determinada ZMT, entra em cena a importância do primeiro item, ou seja, a localização dessas estruturas em função da distância da zona de falha principal. Dependendo do estágio evolucionário ou da magnitude do cisalhamento, a distância dos anticlinais à zona de falha principal será maior ou menor e o tipo de fechamento também variará. A magnitude de deslocamento lateral ao longo da zona de

falha principal é um dos mais usados indicadores do estágio evolucionário ou da magnitude do cisalhamento.

Quando o deslocamenot lateral é pequeno (em torno de 1 km), o *trend* de exploração deve ser concentrado em uma estreita faixa (3–5 km de largura) situada exatamente acima e ao longo da zona de falha principal. Pequenos deslocamentos laterais são insuficientes para criar quebras significativas nas estruturas e nas fácies de reservatórios através da falha. Produções são obtidas dos mesmos elementos estruturais e reservatórios de um lado e de outro da falha (Fig. 14A). Neste estágio não há ainda o pleno desenvolvimento do traço da falha transcorrente principal.

Com o aumento do deslocamento lateral (em torno de poucos quilômetros), as dobras anticlinais são rompidas e deslocadas significativamente ao longo do traço da falha principal. Produções são obtidas de culminações anticlinais cortadas e fechadas estruturalmente pela zona de falha principal, e também de anticlinais com fechamento normal afastados da zona de falha (Fig. 14B). A faixa prospectiva aumenta para uma largura de cerca de 15–20 km.

As ZMT com grandes deslocamentos (acima de 10 km) apresentam sua faixa central completamente rompida, fragmentada e soerguida (possivelmente erodida) pela transpressão. Um alto estrutural central, caracterizado por afloramentos de embasamento ou seções bem antigas da coluna sedimentar apresentando intenso fraturamento, estende-se ao longo das porções mais intensas destas ZMT. O Alto Atlântico, na Bacia de Piauí-Camocim, é um exemplo de tal alto transpressional relacionado à Zona de Fratura Romanche (Fig. 12). Esses altos centrais possuem baixíssimo potencial para acumulações de hidrocarbonetos. Os anticlinais prospectáveis, neste caso, encontram-se bastante afastados (10–50 km, para cada lado) da falha principal (Fig. 14C). A figura 12 ilustra bem tal fato. Os dobramentos, na maioria dos casos, estão situados fora do Alto Atlântico a dezenas de quilômetros do eixo deste, o qual representa a extensão continental da Zona de Fratura Romanche (Zalán 1984). Os eixos das dobras relacionadas à ZMT de grandes deslocamentos mergulham para fora do alto central em direção a grandes sinclinais periféricos, nos quais trapas mistas são bastante comuns (arenitos depositados nos baixos sinclinais cruzando os anticlinais mergulhantes).

Outros tipos de trapeamentos são também comumente encontrados em ZMT, entre elas podemos citar dobras de arrasto de falhas reversas, fechamento de fácies reservatórios contra falhas, discordâncias etc. No Brasil, exemplos de acumulações de hidrocarbonetos relacionados a falhas transcorrentes incluem os campos de gás do *trend* do Juruá (anticlinais de falhas reversas, Porsche 1985) e Pilar, em Alagoas (estrutura-em-flor, segundo comunicação verbal de Marcos C. Lana). A ocorrência de gás de Cuiabá Paulista, na Bacia do Paraná, provavelmente está ligada a falhas transcorrentes. A figura 2 de Yoshida & Gama Jr. (1982) é altamente sugestiva de estruturas-em-flor.

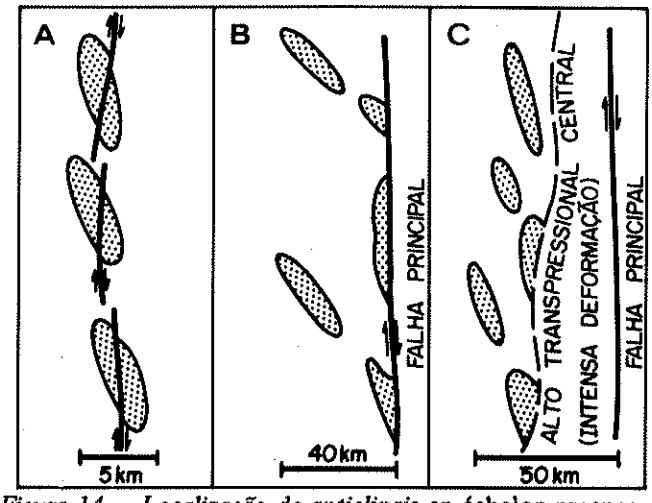

Figura 14 – Localização de anticlinais en échelon *prospectáveis (*pontilhado*) em uma zona de cisalhamento, em função da magnitude de deslocamento da falha principal –* **A.** *Pequeno deslocamento (até 1 km);* **B.** *Médio deslocamento (poucos quilômetros); e* **C.** *Grande deslocamento (dezenas de quilômetros). As figuras* **B** *e* **C** *mostram apenas um dos lados da falha (adaptado de Hardin 1973a)*

CONCLUSÕES Zonas móveis transcorrentes rúpteis (de níveis crustais rasos) são regiões com alta potencialidade para a prospecção de hidrocarbonetos. Tectonismos transcorrentes podem criar bacias, controlar a distribuição espacial de fácies sedimentares, propiciar taxas de subsidência elevadas que resultam em espessas acumulações de sedimentos e maturação de matéria orgânica em curto período de tempo, e deformar as rochas sedimentares gerando as estruturas acumuladoras de hidrocarbonetos.

O estudo das bacias sedimentares e das deformações associadas a zonas de cisalhamento teve um grande avanço nos últimos 30 anos. Tais estudos revelaram mecanismos de preenchimento de bacias e estilos estruturais peculiares a este ambiente tectônico. Os últimos anos assistiram também a um reconhecimento cada vez maior da importância de falhas transcorrentes na evolução das bacias sedimentares brasileiras. Assim sendo, é de fundamental importância que todos os geológos estudiosos de bacias sedimentares e os exploracionistas de petróleo estejam familiarizados com estes conceitos.

Agradecimentos Expresso meus agradecimentos à Petrobrás, na pessoa do superintendente-geral do Depex Milton Romeu Franke, pela autorização para publicar este trabalho. Agradeço também ao geólogo Edison José Milani, pela permissão dada para a utilização da figura 46A de sua tese inédita (Fig. 2H); e ao geofísico Luís Augusto M. Aguiar, pelo acesso aos dados de seu recente trabalho (ainda inédito) na foz do Amazonas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIAR, L.A.M.; JINNO, K.; MATOS NETO, J.B. – 1986 – *Tectonismo transpressional na Foz do Amazonas.* Rio de Janeiro, Petrobrás/Supex (Relatório Interno), 10 p.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S.; BISTRICHI, C.A. – 1981 – *Mapa geológico do Estado de São Paulo (1:500.000) – Nota explicativa,* IPT 126 p. (Publicação IPT n.º 1184).

ANDREWS, J.A. & PITMAN III, W.C. – 1984 – A model for evolution of small pull-apart basins (abstract). *AAPG Bulletin,* 68(4):449.

BALLANCE, P.F. & READING, H.G. – 1980 – *Sedimentation in oblique-slip mobile zones (an introduction).* Internat. Assoc., Sedimentologists. 264p (Spec. Pub. 4).

CAPUTO, M.V. – 1985 – *Gênese do alinhamento estrutural do Juruá e do Arco de Iquitos, Bacia de Solimões* (Alto Amazonas). Belém, Petrobrás/Denor/Dinter (Relatório Interno, SIEX 130-4361).

CRAIN, W.E.; MERO, W.E.; PATTERSON, D. – 1985 – Geology of the Point Arguello discovery. *AAPG Bull.*, 69(4):537-545.

CROWELL, J.C. – 1974a – Sedimentation along the San Andreas fault, California. In: DOTT, R.H. & SHAVER, R.H. ed., *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation.* Tulsa, AAPG. p. 292-303. (Publ. Esp. SEPM 19).

CROWELL, J.C. – 1974b – Origin of late Cenozoic basins in southern California. In: DICKINSON, W.R. ed., *Tectonics and Sedimentation.* Tulsa, AAPG. p.190-204. (Publ. Esp. SEPM 22).

CROWELL, J.C. – 1975 – The San Gabriel fault and Ridge Basin, southern California. In: CROWELL, J.C. ed., *San Andreas Fault in Southern California.* Spec. Rep. California Div. Mines Geol. 118, p.208-233.

DNPM – Departamento Nacional da Produção Mineral – 1975 – *Carta Geológica do Brasil ao milionésimo – Folha Goiás.* Brasília, ONAM.

EMMONS, R.C. – 1968 – Strike-slip rupture patterns in sand models. *Tectonophysics*, 7:71-87.

GLENNIE, K.W. & BOEGNER, P.L.E. – 1981 – Sole Pit inversion tectonics. In: ILLING, L.V. & HOBSON, G.D. eds., *Petroleum Geology of the Continental Shelf of Northwest Europe.* London, Hayden & Son, The Institute of Petroleum, p.110-120.

HARDING, T.P. – 1973a – Mayor hydrocarbons plays resulting from wrenching deformation. In: CONGR. BRAS. GEOL., 27, Aracaju, *Anais...*, Aracaju, SBG v.2, p.91-115.

HARDING, T.P. – 1973b – Newport-Inglewood trend, California – An example of wrenching style of deformation. *AAPG Bulletin*, 57(1): 97-116.

HARDING, T.P. – 1974 – Petroleum traps associated with wrench faults. *AAPG Bulletin*, 58(7):1290-1304.

HARDING, T.P. & LOWELL, J.D. – 1979 – Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *AAPG Bulletin*, 63(7):1016-1058.

HARLAND, W.B – 1971 – Tectonic transpression in Calledonian Spitzbergen. *Geol. Mag.*, 108:27-42.

HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P.; GALVÃO, C.A.C.F.; GIMENEZ, A.F.; ALMEIDA, M.A.; MELO, M.S.; PIRES NETO, A.G. – 1977 – As grandes falhas do leste paulista e sua importância. In: SIMP. GEOL. REG., 1, São Paulo. *Atas...*, São Paulo, SBG, p. 369-380.

HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. – 1976 – An outline of structural geology. 1.ª ed. New York, John Wiley & Sons, Inc. 571 p.

IPT – INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – 1981 – *Mapa geológico do Estado de São Paulo*, 1:500.000. IPT, Divisão de Minas e Geologia Aplicada. São Paulo.

KINGMA, J.T. – 1958 – Possible origin of piercement structures, local unconformities, and secondary basins in the eastern geossyncline, New Zealand. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, 1:269-274.

LANA, M.C. – 1985 – *Rifteamento na Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil.* Ouro Preto. 124 p. (Tese de Mestrado, Univ. Fed. de Ouro Preto).

LOCZY, L. – 1970 – Role of transcurrent faulting in South American tectonic framework. *AAPG Bulletin*, 54(11):2111-2119.

LOCZY, L. & LADEIRA, E.A. – 1976 – *Geologia estrutural e introdução à geotectônica.* 2.º ed. São Paulo, Edgard Blücher, 528 p.

LOWELL, J.D. – 1972 – Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone. *GSA Bulletin*, 83:3091-3102.

MILANI, E.J. – 1985 – *Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil.* Ouro Preto. 131 p. (Tese de Mestrado, Univ. Fed. Ouro Preto).

MIURA, K. & BARBOSA, J.C. – 1972 – Geologia da plataforma continental do Maranhão, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte. In: CONGR. BRAS. GEOL., 26, Belém, *Anais...*, Belém, SBG, v.2, p.57-66.

MOODY, J.D. & HILL. M.J. – 1956 – Wrench fault tectonics. *GSA Bulletin*, 67:1207-1246.

PORSCHE, E. – 1985 – *Tectônica da faixa de dobramentos do Juruá, Bacia do Alto Amazonas, Brasil* – Um modelo estrutural. Ouro Preto, Minas Gerais, 124 p. (Tese de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto).

RAMSAY, J.G. – 1980 – Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*, 2:83-99.

READING, H.G. – 1980 – Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. In: BALLANCE, P.F. & READING, H.G. eds., *Sedimentation in oblique-slip mobile zones.* (an introduction) (Spec. Pub. 4) Internat. Assoc. Sedimentologists. p.7-26.

RIEDEL, W. – 1929 – Zur mechanik geologischer Brucherscheinungen: *Centralbl. f. Mineral Geolo. u. Pal.*, v.1929B, p.354-368.

SYLVESTER, A.G. – 1983 – *Wrench-fault tectonics.* Short-course notes. (AAPG Structural Geology School) Tulsa AAPG.

SYLVESTER, A.G. & SMITH, R.R. – 1976 – Tectonic transpression and basement-controlled deformation in San Andreas fault zone, Salton Trough, California. *AAPG Bulletin*, 60:2081-2102.

SZATMARI, P. – 1984 – Tectonismo da faixa de dobramento do Juruá. In: SIMP. GEOL. AMAZÔNIA, 2, Manaus. *Anais...*, Manaus, SBG. v. 2, p. 117-128.

SZATMARI, P.; MILANI, E.J.; LANA, M.; CONCEIÇÃO, J.; LOBO, A. – 1985 – How South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserves distribution. *Oil & Gas J.* 14:107-113.

SZATMARI, P.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; LANA, M.C.; MILANI, E.J.; LOBO, A.P. – 1984 – Mecanismo tectônico do rifteamento sul-Atlântico. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro. *Anais...*, Rio de Janeiro SBG p.1589-1601.

TCHALENKO, J.S. – 1970 – Similarities between shear zones of different magnitudes. *GSA Bulletin*, 81:1625-1640.

WILCOX, R.E.; HARDING, T.P.; SEELY, D.R. – 1973 – Basic wrench tectonics. *AAPG Bulletin*, 57:74-96.

WILSON, J.T. – 1965 – A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207(4995):343-347.

WILSON, R.C.L. & WILLIAMS, C.A. – 1979 – Oceanic transform structures and the development of Atlantic continental margin sedimentary basins. – A review. *Journal of the Geological Society*, London, 136:311-320.

YOSHIDA, R. & GAMA Jr., E. – 1982 – Potencialidade em hidrocarbonetos da Bacia do Paraná: uma reavaliação. *Rev. Ciên. Terra*, (4):28-32.

ZALÁN, P.V. – 1984 – *Tectonics and sedimentation of the Piauí-Camocim sub-basin, Ceará basin, offshore northeastern Brazil.* Golden, Colorado 133p. (Ph.D. Thesis, Colorado School of Mines).

ZALÁN, P.V. & WARME, J.E. – 1985 – *Tectonics and sedimentation of the Piauí-Camocim sub-basin, Ceará basin, offshore northeastern Brazil.* Rio de Janeiro, Petrobrás/Cenpes. 71 p. (B. Cien.-Tec. Petroleo 17).

MANUSCRITO
Recebido em 12 de maio de 1986
Revisão aceita em 17 de outubro de 1986