

4.4 COMPARTIMENTAÇÃO MORFOESTRUTURAL

Os domínios estruturais apresentados anteriormente estão associados à compartimentação morfoestrutural da área, isto é, a existência de estruturas geológicas organizadas daquela forma interfere na compartimentação do relevo. Com base nos dados estruturais, nas formas de relevo, na hipsometria e nos feixes estruturais, além das anomalias de relevo e de drenagem, podem ser definidos seis compartimentos morfoestruturais (Figura 4.27). Parte deles já foi descrita por Neves (1999) e Neves et al. (2003), mas com a ampliação da área de estudos enfocada nestes trabalhos, são feitas aqui algumas modificações e redefinição de compartimentos.

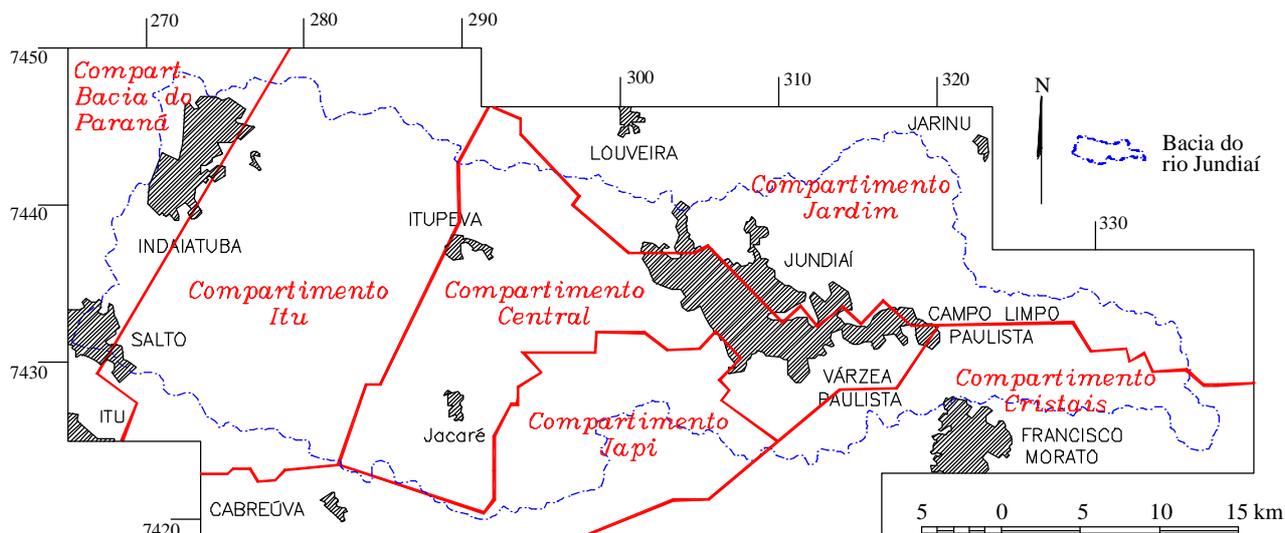
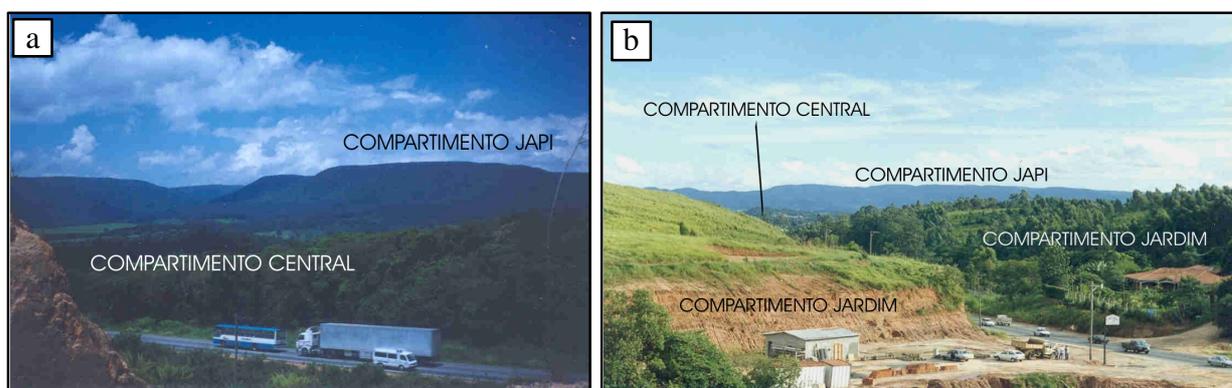


Figura 4.27: Compoartimentação morfoestrutural da bacia do rio Jundiá e áreas adjacentes.

4.4.1 Compartimento Japi

O relevo do Compartimento Japi é composto basicamente por serras de topos aplainados, os quais correspondem à Superfície do Japi ou Superfície Sul-Americana (fotos 4.3). Mas também ocorrem topos angulosos, formando cristas alinhadas que acompanham a zona de cisalhamento Jundiuvira e as falhas e juntas associadas. As vertentes são côncavas a retilíneas e as altitudes variam de 900 a 1.200 metros. As escarpas e as drenagens principais são fortemente orientadas na direção NW-SE, com inflexões para E-W, coincidindo com as falhas antigas. Lineamentos de direção NNE-SSW a N-S marcam o limite oeste da Serra do Japi, coincidindo, grosso modo, com a direção da zona de cisalhamento Valinhos.



Fotos 4.3: Superfície do Japi ou Superfície Sul-Americana no Compartimento Japi. Vista para sul (a) a partir da Rodovia dos Bandeirantes, no Compartimento Central e (b) a partir da Estrada Jundiá-Itatiba, no Compartimento Jardim.

4.4.2 Compartimento Cristais

O Compartimento Cristais engloba as elevações da serra homônima e se estende para leste, até a serra do Botujuru. Os topos angulosos destas serras acompanham a direção da Zona de Cisalhamento Jundiuvira, que atravessa a área inicialmente na direção NE-SW e inflecte para a direção E-W. Estas serras compõem os interflúvios que delimitam a bacia do rio Jundiáí. Lineamentos NE-SW e E-W controlam os limites do compartimento por meio do alinhamento de escarpas. Estes limites também são marcados por alinhamento de confluências e anomalias de drenagem, indicando possíveis capturas. As escarpas estão orientadas principalmente na direção E-W e as altitudes variam de 800 a 1.000 metros.

4.4.3 Compartimento Jardim

O Compartimento Jardim, com altitudes que variam de 700 a 950 metros, coincide com uma feição geomorfológica definida como “formas em ‘meia laranja’” por Ponçano *et al.* (1981). Apresenta topos arredondados, vertentes convexas e escarpas alinhadas segundo a direção NW-SE e, subordinadamente, NE-SW. Os rios Jundiáí e Jundiáí-Mirim seccionam este compartimento na direção E-W, percorrendo trechos orientados a NE-SW e NW-SE consecutivamente, formando vários cotovelos. A sub-bacia do rio Jundiáí-Mirim é fortemente assimétrica, sugerindo basculamento para norte.

4.4.4 Compartimento Central

O Compartimento Central é constituído por morrotes de vertentes convexas e topos arredondados, por vezes aplainados, correspondentes à Superfície de São Roque-Jundiáí. As elevações variam de 700 a 800 metros. Os Depósitos Terciários e os Colúvio-Eluviais mais espessos se distribuem ao longo deste compartimento, como “manchas” delimitadas por importantes direções estruturais. Na porção sudoeste, sub-bacias assimétricas compõem a bacia do ribeirão Piraí, que também apresenta forte assimetria. Esta característica se repete ao longo de todo o compartimento, indicando processos de basculamento de blocos. A tendência mais forte de alinhamento das drenagens é na direção NW-SE, com inflexões para NE-SW, e N-S.

4.4.5 Compartimento Itu

Nesta porção ocorrem morros de topos aplainados com altitudes máximas em torno de 800 metros e, nas planícies aluviais, a altitude fica em torno dos 580 metros. Ao penetrar no maciço, o rio Jundiáí forma um pequeno *canyon* de orientação E-W e logo desvia para NW-SE, seguindo o traçado das falhas antigas que afetam o granito. As encostas são retilíneas a convexas e se alinham na direção NNE-SSW, acompanhando a direção da zona de cisalhamento Valinhos. Os canais de drenagem de segunda ordem são fortemente orientados na mesma direção. Anomalias de drenagem do tipo capturas e cotovelos e alinhamentos de confluências ocorrem ao longo do contato entre o granito e os gnaisses do Compartimento Central.

4.4.6 Compartimento Bacia do Paraná

O Compartimento aqui denominado Bacia do Paraná está situado no extremo oeste da bacia do rio Jundiáí. Ele envolve as rochas paleozóicas do Grupo Itararé, unidade basal da Bacia Sedimentar do Paraná na região. O relevo colinoso ali presente está inserido na Depressão Periférica Paulista, sendo composto por colinas amplas com topos aplainados, alongados na direção NNE-SSW. Na parte norte, as linhas de dissecação são fortemente controladas por feixes de lineamentos de relevo orientados a NW-SE. As altitudes vão de aproximadamente 500 metros na calha do rio Tietê a, no máximo, 600 metros na cidade de Indaiatuba.

4.5 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Os dados apresentados acima, associados às informações existentes na literatura, mostram o importante papel da tectônica no estabelecimento da paisagem atual. Este cenário é influenciado pelas estruturas pré-cambrianas que sofreram reativações em diferentes etapas evolutivas.

As descontinuidades regionais mais antigas, que se destacam nas imagens de sensores remotos como lineamentos de direção NE-SW e NW-SE, correspondem ao alinhamento das escarpas e dos canais de drenagem de maior porte. Estas direções coincidem com as principais famílias de juntas presentes nas rochas pré-cambrianas. Estruturas de mesma direção também controlam os corpos sedimentares paleozóicos e, em

alguns casos, também os cenozóicos; indicando reativações por eventos que atuaram após a formação destas coberturas. Os lineamentos de direção E-W e N-S, ao contrário, são mais difíceis de identificar nas imagens aéreas, pois controlam apenas o início da dissecação das escarpas e os canais de primeira ordem. Estas direções constituem a tendência de orientação das estruturas mesoscópicas rúpteis medidas nos depósitos sedimentares.

Além de reativações das estruturas preexistentes, há também formação de novas discontinuidades. É possível inferir a cronologia relativa de alguns conjuntos estruturais se eles afetam, além das rochas pré-cambrianas, os depósitos paleozóicos e cenozóicos e/ou quando controlam morfoestruturas tal como descrito no item 2.2.1.3 (Capítulo 2). Seguindo-se tais preceitos, pode-se detectar os principais eventos tectônicos da fase rúptil, importantes para a abordagem pretendida neste trabalho.

O cenário existente até o final do Pré-Cambriano está bem estabelecido pelos trabalhos anteriores, que estudaram exaustivamente a evolução geológica e a formação das zonas de cisalhamento e das falhas regionais. Como herança tectônica destes tempos antigos, estão presentes na área as seguintes estruturas (Figura 4.10):

- a zona de cisalhamento Jundiuvira, definida por feixes de rochas miloníticas, por contatos entre unidades litológicas e pela direção de corpos lenticulares alongados;
- a ramificação da zona de cisalhamento Jundiuvira para as falhas de Itu, do Piraí, do Cururu e de Cachoeira, direcionadas a NW-SE, compondo um arranjo do tipo rabo-de-cavalo que corta desde os quartzitos da Serra do Japi até o Granito Itu e mostra efeitos de deformação dúctil, na formação de milonitos, e rúptil, na formação de cataclastos;
- a zona de cisalhamento Extrema, que delimita corpos graníticos alinhados na direção NE-SW na região de Atibaia e adentra no rumo NE para o estado de Minas Gerais;
- a zona de cisalhamento Valinhos, bem marcada nos limites entre o Granito Itu e os gnaisses do Complexo Amparo, também de direção NE-SW e com faixas miloníticas e cataclásticas associadas aos seus traços;
- a zona de cisalhamento Campinas, composta por outro feixe de direção NE-SW que acompanha, grosso modo, os limites atuais da Bacia Sedimentar do Paraná.

O sentido de movimentação destas zonas, bastante discutido nos trabalhos que enfocam a evolução pré-cambriana do Sudeste do Brasil, foge aos objetivos desta pesquisa. Porém, a presença destas estruturas adquire extrema importância na medida em que constituem zonas de fraqueza que tendem a acomodar a deformação rúptil posterior. A movimentação ao longo destas zonas de fraqueza se dará de acordo com a “partição da

deformação” em planos preexistentes. Assim, as falhas se desenvolvem conforme a combinação entre a direção do plano e a direção dos esforços tectônicos.

Na evolução geológica do Paleozóico, pode-se afirmar que os depósitos sedimentares do Grupo Itararé denotam a influência do clima glacial em sua gênese, mas pouco se pode reconhecer em termos de influência tectônica.

Quando depositadas, as seqüências paleozóicas abrangiam grandes áreas do Gondwana, antes da fragmentação deste mega-continente. A ocorrência de depósitos correlatos ao Grupo Itararé nas proximidades de Jundiaí, dentro da área de abrangência do Embasamento Cristalino, atesta a antiga continuidade destas camadas em direção ao leste. Encravadas em rochas pré-cambrianas sob a forma de pequenos blocos tectônicos, estas rochas foram preservadas da erosão posterior por estarem embutidas em pequenos grábens formados sob o regime distensivo atuante no final do Mesozóico. Os blocos abatidos são controlados por falhas normais de direção NE-SW que se manifestam como grandes lineamentos paralelos às zonas de cisalhamento de Extrema, Valinhos e Campinas, heranças do Pré-Cambriano. Os depósitos paleozóicos de Jundiaí mostram a deformação impressa em um grande número de juntas NE-SW e, subordinadamente, NW-SE. Já nos domínios da Bacia do Paraná, as rochas paleozóicas são afetadas predominantemente por juntas NW-SE, paralelas à estrutura em rabo-de-cavalo formada pelas falhas de Itu, do Pirai, do Cururu e de Cachoeira.

O soerguimento da margem continental atlântica decorrente da separação continental provocou a remoção de um imenso pacote sedimentar, dando à Bacia Sedimentar do Paraná seu atual limite erosivo. Assim é que se encontram exumadas feições como a rocha Moutonné de Salto, que registra as estrias formadas pelo gelo à época da deposição do Grupo Itararé. A influência da zona de cisalhamento Campinas sobre os atuais limites da Bacia Sedimentar do Paraná no lado oeste da área de estudos, bem como sobre os limites da bacia hidrográfica do rio Jundiaí, são certamente reativações mais jovens.

O regime distensivo, que culminou com a fragmentação do Gondwana e a separação continental, possuía um tensor regional composto por σ_1 vertical, σ_2 horizontal de direção NE-SW e σ_3 horizontal de direção NW-SE (Figura 4.28). Sob este arranjo, falhas normais e juntas abertas se formam predominantemente na direção NE-SW e há tendência de abertura das estruturas NE-SW herdadas do Pré-Cambriano.

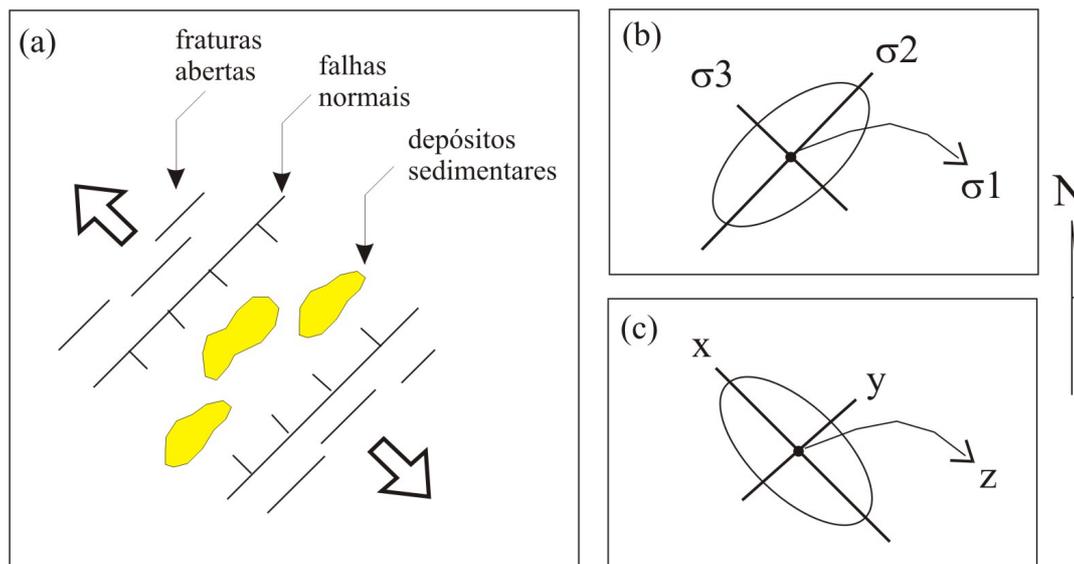


Figura 4.28: (a) Direção do movimento tectônico regional durante o regime distensivo com as principais estruturas formadas, (b) elipsóides de tensões e (c) de deformação.

O soerguimento da margem continental atlântica deu origem às serras litorâneas, provocou a modificação do nível de base e desencadeou a formação de várias bacias continentais ao longo do sistema de *rifts* do Sudeste. Os Depósitos Terciários de Jundiáí, geneticamente associados a este evento, correspondem aos restos de um antigo sistema de leques aluviais com área fonte na Serra do Japi. Eles se formaram a partir dos falhamentos que causaram a fragmentação da Superfície do Japi e que definiram a configuração geral da paisagem atual. Depósitos correlatos ocorrem associados a grandes lineamentos de direção NE-SW, que constituem as estruturas pré-cambrianas reativadas. As ocorrências incluem depósitos que se estendem desde Jundiáí até 100 quilômetros em direção ao leste-nordeste, envolvendo os municípios de Bragança Paulista, Piracaia e Bom Jesus dos Perdões (Fulfaro et al., 1985; Neves, 1999; Santos, 1999; Bistrichi, 2001; Ribeiro, 2003 dentre outros), passando pelas bacias do sistema *rift* e alcançando o litoral.

Após a separação continental, o regime distensivo progressivamente cedeu lugar a um regime transcorrente imposto pela rotação da Placa Sul-Americana para oeste, evento que tem sido referido como neotectônico. Algumas divergências são encontradas na literatura quanto às fases de deformação neotectônicas (item 3.4.2, Capítulo 3), mas há certo consenso quanto à existência de uma fase transcorrente dextral, que seria única ou, no mínimo, importante. Neste regime há atuação de um par conjugado de direção E-W (Figura 4.29) que tende a formar, dentre outras estruturas, descontinuidades abertas de direção NW-SE e falhas transcorrentes dextrais de direção E-W.

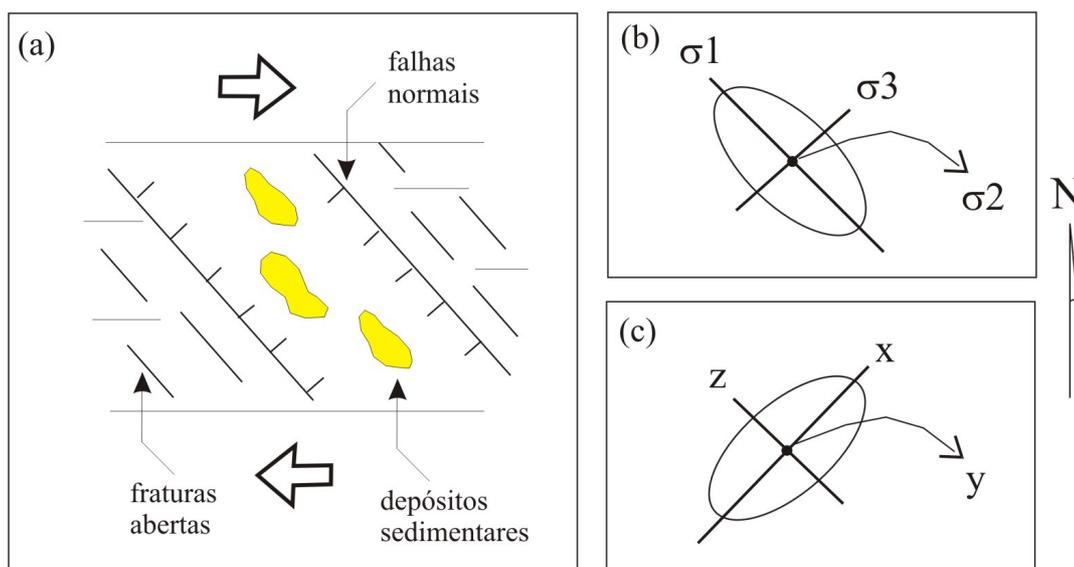


Figura 4.29: (a) Direção do movimento tectônico regional durante o regime transcorrente com as principais estruturas formadas, (b) elipsóides de tensões e (c) de deformação.

O quadro morfotectônico da região de Jundiaí apresenta forte influência da Neotectônica (Neves, 1999; Neves et al., 2003). A distribuição das coberturas quaternárias ocorreu ao longo de escarpas assimétricas em blocos basculados, controlados por falhas normais de direção NW-SE. Estas falhas formam alinhamentos de drenagem e de relevo ao longo da Serra do Jardim, controlando o médio vale do rio Jundiaí, as escarpas da Serra do Japi e reativam as falhas de Itu, do Piraí, do Cururu e de Cachoeira. Este arranjo formou blocos abatidos em direção ao vale do rio Jundiaí e em direção a Cabreúva, conjunto balizado pelo traço E-W da zona de cisalhamento Jundiuvira. A direção E-W é marcada não só nesta zona de cisalhamento reativada, mas também na grande quantidade de alinhamentos de canais de drenagem de primeira ordem (Neves, 1999). O reconhecimento, mesmo que em pequeno número, de falhas inversas NE-SW pode indicar a reativação de falhas mais antigas ou de juntas de mesma direção.

É importante destacar que descontinuidades de direção NW-SE, preexistentes ou neoformadas, sob um regime transcorrente dextral tenderão à abertura, principalmente quando associadas a outras de direção E-W. Na área de estudos, muitos Depósitos Aluviais quaternários são formados em pequenos “embaciamentos” controlados por este arranjo estrutural (Figura 4.30), indicando a atuação de movimentos transtrativos.

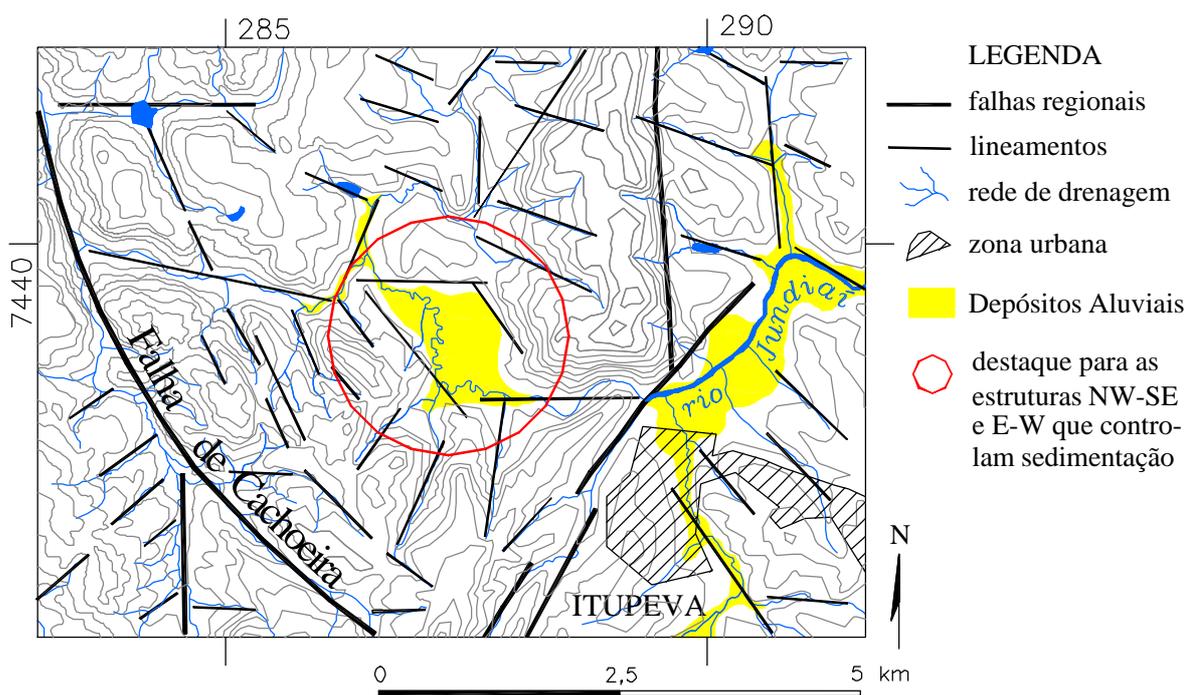


Figura 4.30: Exemplo de “embaciamento” controlado pela associação de estruturas NW-SE e E-W, promovendo a acumulação de depósitos aluviais.

De fato, no presente trabalho foi possível detectar vários casos em que poços com produtividade elevada se situam em locais onde este arranjo estrutural ocorre, indicando a presença de descontinuidades abertas (Capítulo 7). Mas antes de vincular os dados de poços tubulares profundos ao arranjo tectônico-estrutural, apresenta-se, nos próximos capítulos, temas referentes à hidrogeologia de rochas cristalinas e a caracterização hidrogeológica da área.