

COBERTURAS SEDIMENTARES CENOZÓICAS DA BACIA DO RIO JUNDIAÍ – SP

Mirna Aparecida NEVES¹, Norberto MORALES², Antônio Roberto SAAD³

(1) Curso de Pós-Graduação em Geologia Regional, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP/Campus de Rio Claro. Avenida 24-A, 1515 – Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP. Endereço eletrônico: mirnaan@rc.unesp.br. (2) Departamento de Petrologia e Metalogenia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP/Campus de Rio Claro. Avenida 24-A, 1515 – Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP. Endereço eletrônico: nmorales@rc.unesp.br. (3) Departamento de Geologia Aplicada, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP/Campus de Rio Claro. Avenida 24-A, 1515 – Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP; Universidade Guarulhos. Praça Tereza Cristina, 1. CEP 07023-070. Guarulhos, SP. Endereço eletrônico: asaad@prof.ung.br.

Introdução
Contexto Geológico Regional
Embasamento Cristalino
Estruturas Regionais
Coberturas Sedimentares Cenozóicas
Depósitos Terciários
Depósitos Quaternários
Depósitos Colúvio-Eluviais
Depósitos de Terraços
Depósitos Aluviais
Evolução Geológica e Origem das Coberturas
Importância das Coberturas Cenozóicas
Conclusões
Agradecimentos
Referências

RESUMO – Este trabalho apresenta a caracterização geológica das coberturas sedimentares cenozóicas da bacia do Rio Jundiá e suas relações com a evolução geológica regional. Sobre o Embasamento Cristalino, ocorrem depósitos paleozóicos pertencentes ao Grupo Itararé, depósitos terciários e quaternários. Os depósitos terciários constituem ocorrências locais, pois grande parte das seqüências foi removida pela erosão e os restos estão quase sempre encobertos pelas coberturas mais jovens. Correspondem a um antigo sistema de leques aluviais com área-fonte na Serra do Japi e sua origem se associa à formação das escarpas de falhas que controlam as áreas serranas. Os depósitos colúvio-eluviais são constituídos por material areno-argiloso maciço com linhas de pedra basais, que compõe corpos descontínuos controlados por estruturas geológicas. Os depósitos aluviais também acompanham importantes direções estruturais. A distribuição destas coberturas é condicionada pelo relevo, onde conjuntos de falhas de direção predominantemente NW-SE promoveram o abatimento da porção central da área, controlando a implantação da bacia hidrográfica do Rio Jundiá. A ocorrência de depósitos aluviais em locais onde atuam esforços transtensionais é de grande importância para a exploração dos recursos hídricos subterrâneos. O afeiçoamento da paisagem condicionado por fatores endógenos atesta a importância dos processos neotectônicos em ambiente intraplaca.

Palavras-chave: Coberturas sedimentares, Neotectônica, água subterrânea, Jundiá.

ABSTRACT – *M.A. Neves, N. Morales, A.R. Saad – Cenozoic sedimentary covers in Jundiá River catchment – Southeastern Brazil.* This paper presents the geological characterization of sedimentary covers in the Jundiá River Catchment, São Paulo State, Southeastern Brazil, as well as its relationships with the regional geologic evolution. Paleozoic deposits included in Itararé Group, besides Tertiary and Quaternary deposits, cover the Crystalline Basement. The Tertiary deposits constitute local occurrences, because they mostly were removed by erosion, and the remainders are under younger sedimentary covers. They correspond to an ancient alluvial fan system, which source area was the Japi Mountain Range, and their genesis is related to fault scarps that control the higher areas. Discontinuous bodies of colluvial-elluvial deposits are controlled by geologic structures and show, in their composition, massive sand-clayed material with stone lines at the bottom. The alluvial deposits also accompany the main geologic structures. The distribution of these sediments are controlled by local relief, where NW-SE faults caused subsidence of the central portion of the area, giving raise to the configuration of Jundiá River catchment. The occurrence of alluvial deposits in sites where transtension efforts act is of great importance to the groundwater exploration. The landscape conditioned by endogenic factors shows the importance of neotectonic process in the intraplate environment.

Keywords: Sedimentary covers, Neotectonics, groundwater, Jundiá, Southeastern Brazil.

INTRODUÇÃO

Situada nas proximidades da capital paulista, a bacia hidrográfica do Rio Jundiá abrange pouco mais de 1.100 km² e tem, como principais afluentes, os rios Jundiá-Mirim e o Ribeirão Piraí (Figura 1a). O Rio Jundiá nasce na Serra da Pedra Vermelha, a 1.000 m

de altitude, e percorre aproximadamente 110 km antes de desaguar no Rio Tietê na cidade de Salto, onde a altitude está em torno dos 550 m. As bacias limítrofes são as dos rios Atibaia, Capivari, Médio Tietê e Jundiá-vira. Os municípios de Jundiá, Itupeva, Indaiatuba,

Cabreúva e Salto estão, em sua grande parte, situados dentro dos limites da bacia; os municípios de Várzea Paulista e Campo Limpo Paulista estão integralmente

dentro destes limites, enquanto os municípios de Itu, Jarinu, Atibaia e Mairiporã têm apenas uma pequena porcentagem de seu território na bacia (Figura 1b).

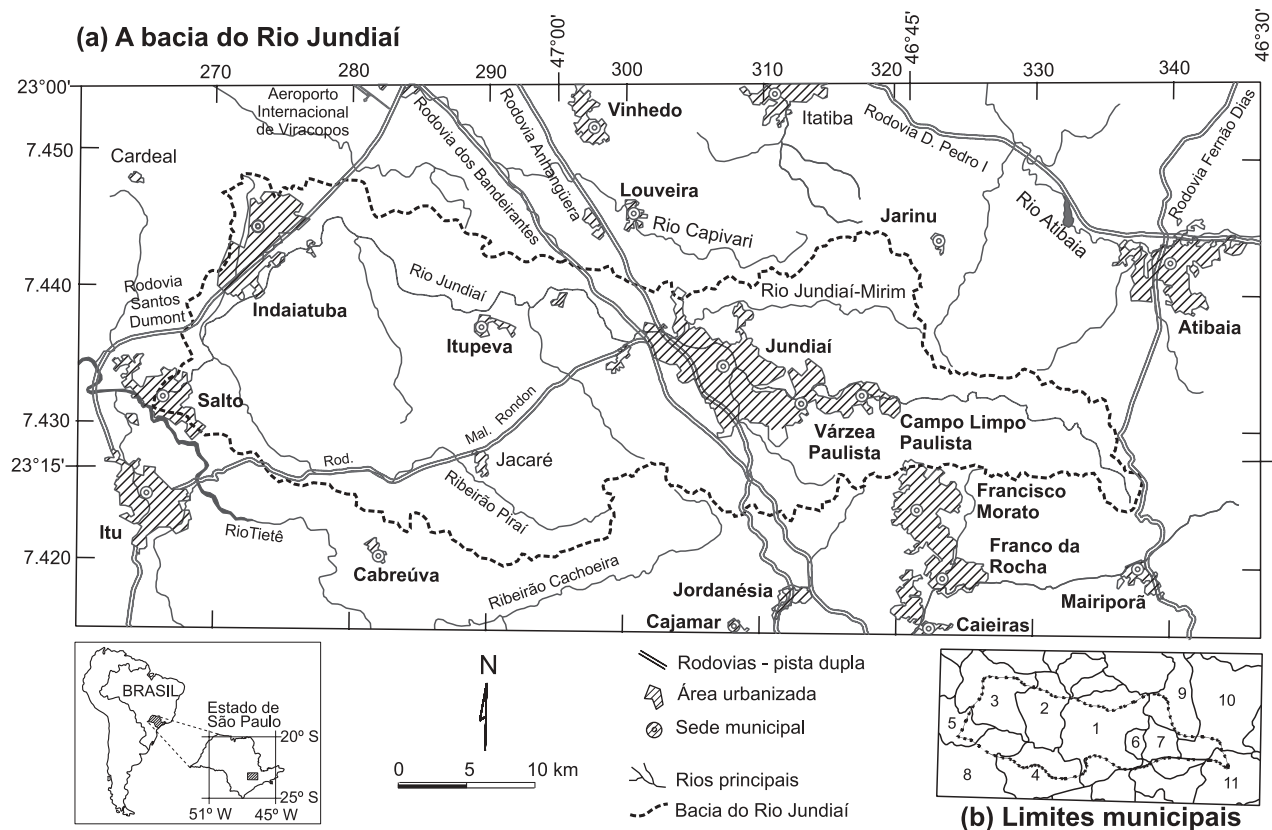


FIGURA 1. Mapa de localização da bacia do Rio Jundiá (a) e limites dos municípios com território dentro da bacia (b).
 1: Jundiá. 2: Itupeva. 3: Indaiatuba. 4: Cabreúva. 5: Salto. 6: Várzea Paulista.
 7: Campo Limpo Paulista. 8: Itu. 9: Jarinu. 10: Atibaia. 11: Mairiporã.

Os problemas de degradação ambiental e de disponibilidade hídrica são crescentes nesta área em consequência da expansão urbano-industrial da Região Metropolitana de São Paulo. Cabe citar que as Áreas de Proteção Ambiental (APAs) de Jundiá e de Cabreúva foram criadas na tentativa de proteger o patrimônio paisagístico da Serra do Japi e os mananciais que abastecem, além da população, o importante pólo industrial desta região do estado.

A caracterização do meio físico é um instrumento fundamental para a gestão ambiental de uma bacia hidrográfica. Neste sentido, é importante o estudo detalhado das coberturas sedimentares, de sua distri-

buição e de suas características faciológicas, tendo em vista o planejamento da ocupação urbana e da exploração dos recursos naturais.

Este trabalho fornece informações sobre o meio físico regional por meio da caracterização das coberturas sedimentares cenozóicas, vinculando sua origem à evolução geológica regional e destacando sua importância na exploração dos recursos hídricos subterrâneos. A área oferece excelentes oportunidades para estudos, principalmente no que se refere ao controle estrutural sobre a formação, deformação e preservação desses depósitos sedimentares.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A maior parte da bacia do Rio Jundiá está assentada sobre rochas do Embasamento Cristalino ou Embasamento Pré-Cambriano (Figura 2). No extremo oeste da área existem rochas sedimentares paleozóicas

pertencentes ao Grupo Itararé, bem como várias ocorrências de sedimentos cenozóicos distribuídos em corpos descontínuos.

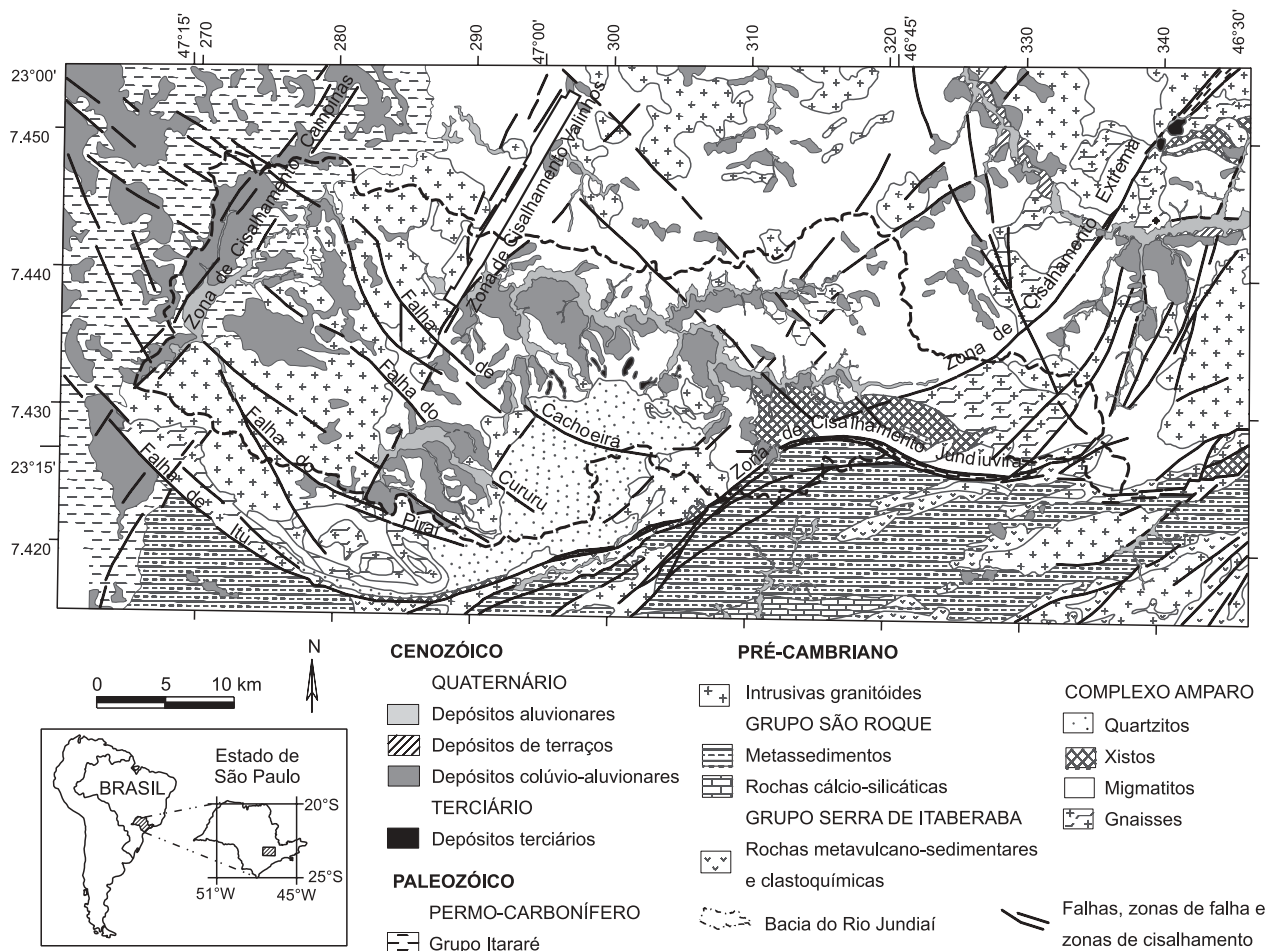


FIGURA 2. Mapa geológico simplificado da bacia do Rio Jundiá e áreas adjacentes (Fonte: Neves, 2005).

EMBASAMENTO CRISTALINO

O Embasamento Cristalino pode ser dividido em três conjuntos principais. Ao norte da falha de Itu e da zona de cisalhamento Jundiuvira, composto por rochas granito-gnáissicas de médio a alto grau metamórfico, está o Complexo Amparo (Hasui et al., 1981; 1984), por outros denominado Grupo Itapira (Ebert, 1968; Santoro, 1985; Batista et al., 1986, 1987; Hackspacher et al., 1989); ao sul daquelas estruturas ocorrem metassedimentos e metavulcânicas de baixo a médio grau metamórfico pertencentes ao Domínio São Roque e, distribuídas pela área, há várias intrusões de rochas granitóides (Figura 2).

O Complexo Amparo ocupa a maior parte da bacia do Rio Jundiá. É composto basicamente por gnaisses com biotita, hornblenda e granada, com grau variável de migmatização e intercalações de quartzitos, xistos, anfibolitos, gonditos e metaultrabasitas (Hasui et al., 1981). Estes litotipos nem sempre podem ser individualizados, salvo algumas exceções como a seqüência de xistos com intercalações de quartzitos imediatamente ao norte da Zona de Cisalhamento Jundiuvira, os

quartzitos com intercalações de xistos na Serra do Japi e alguns corpos migmatíticos.

No Domínio São Roque, as transições entre metapelitos e metapsamitos com intercalações de metavulcânicas, dobradas e falhadas, dificultam a definição do empilhamento litoestratigráfico, que tem sido apresentado com diferentes revisões (Hasui et al., 1969; Hasui et al., 1976a; Bistrichi, 1982; Carneiro, 1983; Bergmann, 1991; outros). Para Juliani & Beljavskis (1995), estas rochas podem ser separadas em duas unidades: uma basal denominada Grupo Serra do Itaberaba, composta por uma seqüência metavulcano-sedimentar e outra superior, metassedimentar, que constitui o Grupo São Roque propriamente dito.

Intrusões granitóides são muito comuns na região, destacando-se na área o Complexo Granitóide Itu (Galembeck, 1997), além dos granitos Cachoeira, Terra Nova, Atibaia, Bragança Paulista, Morungaba, Mairiporã, Cantareira, Pedra Vermelha e vários outros corpos de ocorrência restrita. Predominam os do tipo porfiróide, a composição varia de granítica a granodiorítica e podem ser sintectônicos a pós-tectônicos (Hasui et al., 1978b; Janasi & Ulbrich, 1991).

ESTRUTURAS REGIONAIS

Zonas de cisalhamento dúctil e zonas de falhas de abrangência regional são responsáveis pela compartimentação do Embasamento Cristalino em diversos blocos tectônicos, que colocam lado a lado rochas com diferentes características tectono-metamórficas. Estas estruturas condicionam a formação das bacias terciárias e os traços gerais do relevo do Planalto Atlântico (Hasui et al., 1977).

A estrutura geológica mais importante na área é a Zona de Cisalhamento Jundiuvira, que se ramifica na porção oeste da bacia em um feixe de direção NW-SE formado pelas zonas de cisalhamento de Itu, do Piraí, do Cururu e de Cachoeira (Hasui et al., 1978c) (Figura 2). Não menos importantes na compartimentação tectônica regional e local, são as zonas de

cisalhamento Valinhos e Campinas (CPRM, 1979; Fernandes, 1997; Vlach, 1985), orientadas na direção NNE-SSW. Estas zonas de cisalhamento, identificadas anteriormente apenas na região de Campinas, se estendem para sul até atingir a bacia do Rio Jundiá. Na porção nordeste da área, Oliveira et al. (1985) mapearam uma zona de cisalhamento de direção NE-SW, considerando-a um prolongamento da Zona de Cisalhamento de Extrema. Já no mapa do IPT (1981), esta seria o prolongamento da Zona de Cisalhamento de Camanducaia.

Como será visto adiante, estas estruturas antigas têm papel fundamental na evolução geológica da área (Neves et al., 2003). São responsáveis pela compartimentação do relevo, pela formação, deformação e preservação de coberturas sedimentares, além de influenciar no fluxo da água subterrânea (Neves, 2005).

COBERTURAS SEDIMENTARES CENOZÓICAS

As ocorrências de coberturas sedimentares cenozóicas se concentram na região da Bacia Sedimentar do Paraná, na média bacia do Rio Jundiá e ao longo da calha do Rio Atibaia (Figura 3). Estas áreas compõem compartimentos morfoestruturais abatidos

em relação aos altos topográficos da Serra do Japi, Serra dos Cristais, do maciço granítico de Itu e da Serra do Jardim, como ilustrado no modelo digital do terreno (Figura 4), elaborado para a porção da média bacia do Rio Jundiá.

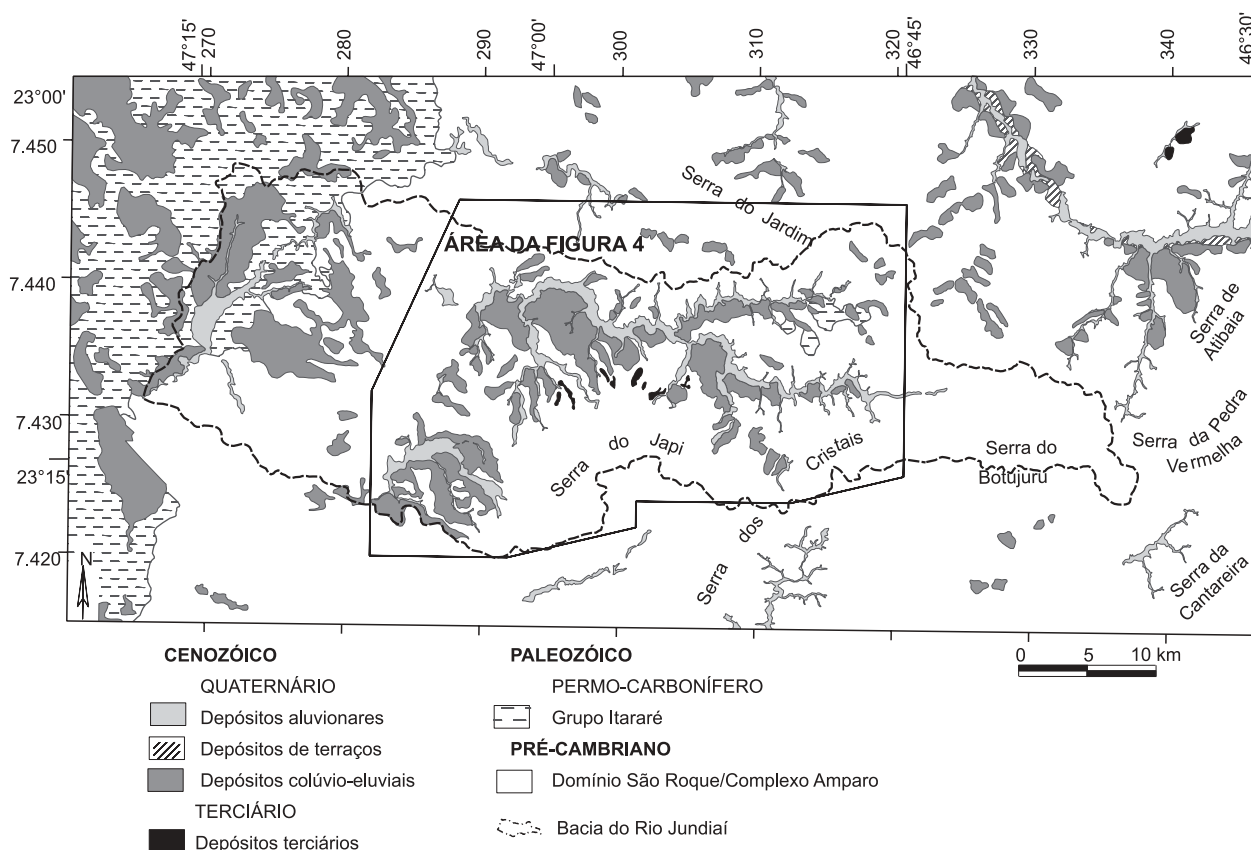


FIGURA 3. Mapa de distribuição das coberturas sedimentares cenozóicas com as zonas de cisalhamento regionais presentes na bacia do Rio Jundiá e áreas adjacentes.

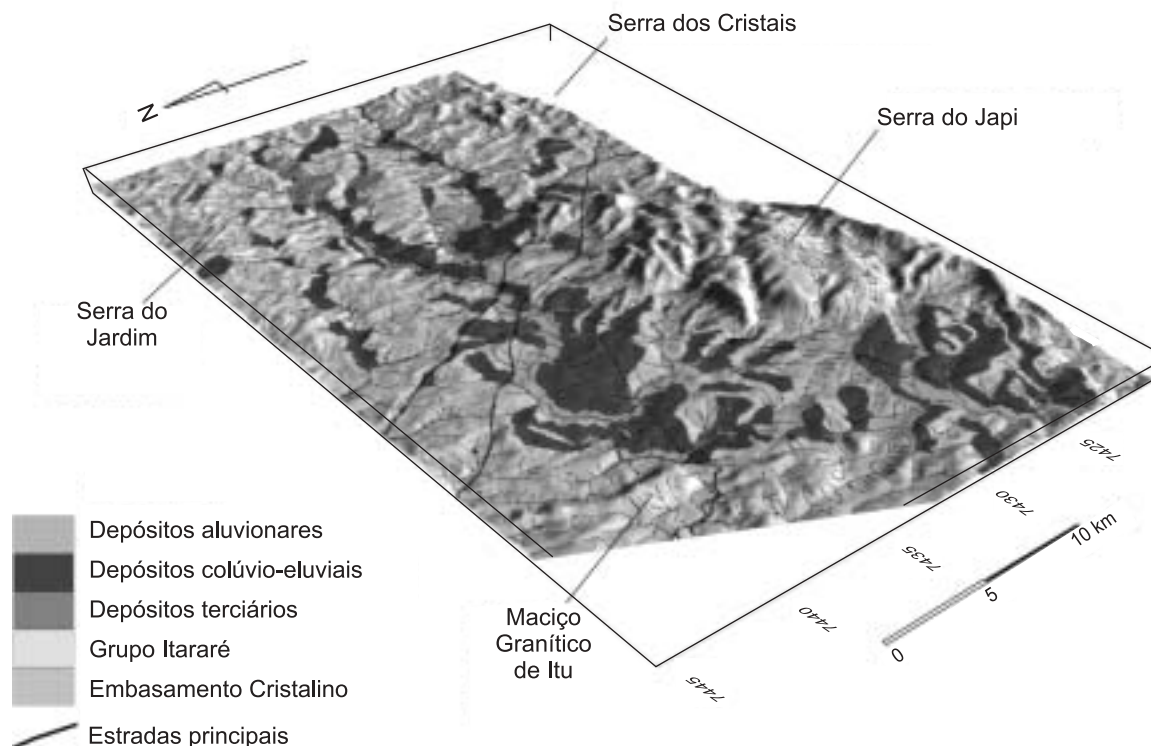


FIGURA 4. Modelo digital do terreno mostrando a distribuição dos depósitos sedimentares na porção da média bacia do Rio Jundiá.

Não existem muitos estudos sobre os depósitos sedimentares de idade cenozóica presentes na região. Eles foram por muito tempo ignorados nos mapeamentos geológicos ou simplesmente considerados como solos e terraços. Não há consenso quanto à sua origem, tampouco uma nomenclatura litoestratigráfica formal para se referir a estas e a outras camadas correlatas, mapeadas no Sudeste do Brasil.

Neste trabalho, adota-se a denominação de depósitos terciários para aqueles correlacionados às bacias terciárias do Sudeste do Brasil (Neves, 1999; Neves et al., 2005) e depósitos quaternários para aqueles cuja origem está ligada aos processos morfogenéticos atuais e pré-atuais. Estes últimos são divididos em depósitos colúvio-eluviais, depósitos de terraços e depósitos aluviais.

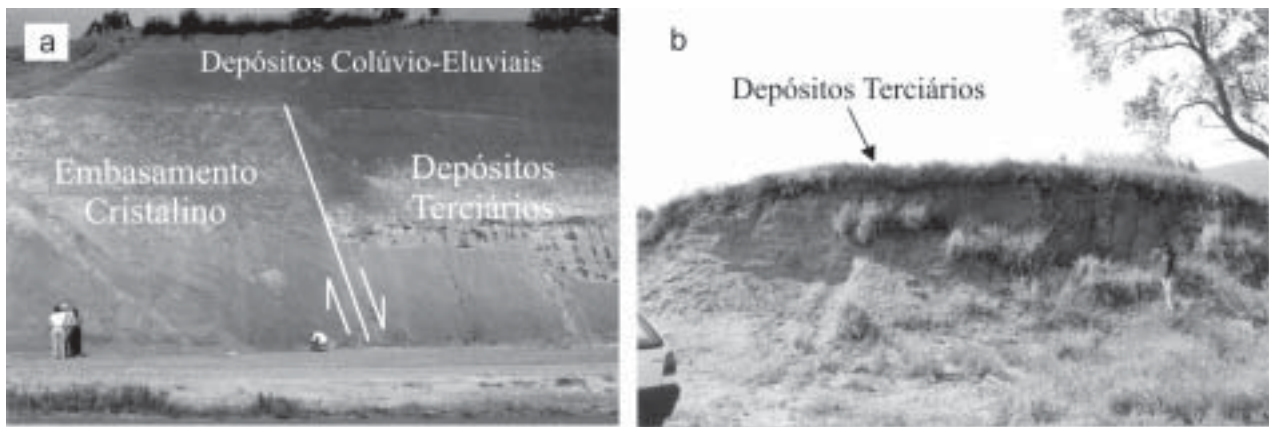
DEPÓSITOS TERCIÁRIOS

Os depósitos terciários aparecem como pequenas manchas espalhadas nas proximidades de Jundiá e Atibaia, estendendo-se para norte até Bragança Paulista, Piracaia e Bom Jesus dos Perdões. Poucos corpos puderam ser delimitados no mapa geológico (Figura 2), pois geralmente eles são encobertos por coberturas quaternárias ou constituem apenas ocorrên-

cias pontuais. As camadas ocorrem em pequenos grábens gerados por falhas normais que causaram basculamento e/ou abatimento de blocos (Prancha 1a) ou ocupam topos e/ou encostas de morros, onde estão preservadas devido à presença de níveis conglomeráticos basais, mais resistentes à erosão (Prancha 1b).

A erosão e transporte destas rochas fazem com que elas sejam facilmente confundidas com o resultado de seu retrabalhamento, isto é, com os depósitos colúvio-eluviais e com os depósitos de terraço, ambos do Quaternário. Além da sucessão de fácies característica dos depósitos terciários, a presença de crosta laterítica é outra feição utilizada na distinção entre estas unidades, pois enquanto nos depósitos terciários ela ocorre *in situ*, nos sedimentos mais jovens existem apenas fragmentos transportados.

A gênese e idade dos depósitos terciários de Jundiá já foram fontes de controvérsias. Alguns autores (Penalva, 1971; Ponçano, 1981; Ab'Saber, 1992) relacionam sua gênese a mudanças climáticas e formação de terraços. Outros (Hasui et al., 1976b e 1978a; Fulfaro et al., 1985; Neves, 1999; Bistrichi, 2001) consideram eventos tectônicos como os responsáveis por sua formação, correlacionando-os com os mesmos



PRANCHA 1. Formas de ocorrência dos depósitos terciários. As camadas podem estar embutidas no Embasamento Cristalino pela ação de falhas normais e recobertas por depósitos colúvio-eluviais (a) ou podem estar preservadas apenas as camadas conglomeráticas basais, compondo superfícies de erosão (b).

processos que deram origem ao Sistema de *Rifts* da Serra do Mar (Almeida, 1976) ou *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro (Riccomini, 1989). As discussões são em grande parte geradas devido às características deposicionais. O predomínio de processos gravitacionais gerou depósitos tipicamente pobres em estruturas sedimentares e o ambiente oxidante não favoreceu a preservação de fósseis que possibilitem datações.

Na região que engloba as localidades de Atibaia e Bragança Paulista, dentre outras, distantes cerca de 40-50 km a nordeste de Jundiá, Bistrichi (2001) identificou duas seqüências sedimentares com associações de fácies indicativas de sistemas de leques aluviais e lacustres. A primeira delas foi depositada no Eoceno Superior/Oligoceno Inferior (40 a 30 Ma) e a segunda é do Mioceno Superior (em torno de 10 Ma), idades definidas com base em conteúdo fossilífero encontrado nas fácies lacustres. Em trabalho recente, Neves et al. (2005) correlacionaram os depósitos de Jundiá à seqüência paleógena de Bistrichi (2001) com base em suas características e sucessão de fácies. A correspondência é feita em relação ao sistema de leques aluviais, já que as fácies lacustres estão ausentes em Jundiá.

As associações faciológicas encontradas na região de Jundiá, compostas por diamictitos, conglomerados, arenitos e, subordinadamente, argilitos (Prancha 2), foram depositadas um antigo sistema aluvial proximal representado principalmente por leques aluviais com área-fonte na Serra do Japi (Neves et al., 2005). A composição dos clastos, formados basicamente por quartzitos, é um forte indício da área-fonte, já que nas proximidades não existe outro corpo quartzítico tão expressivo quanto aquele que sustenta esta Serra. Tal fato é corroborado pela distribuição lateral das associações faciológicas.

A distribuição vertical e lateral das fácies sedimentares é ilustrada na Figura 5. Nas encostas da serra predominam depósitos formados por fluxos gravitacionais associados a canais de alta energia que corriam em direção ao centro da bacia. Na porção intermediária, os depósitos de fluxo gravitacional ocorrem associados a depósitos argilosos que podem ser interpretados como de transbordamento de canal (Neves et al., 2005), mas que ainda constituem uma questão aberta para os autores. Na parte distal do sistema, terminal aos leques aluviais, as associações faciológicas indicam a presença de um sistema fluvial do tipo *braided* posicionado longitudinalmente ao eixo da bacia, de forma bastante parecida com a configuração da atual bacia do Rio Jundiá.

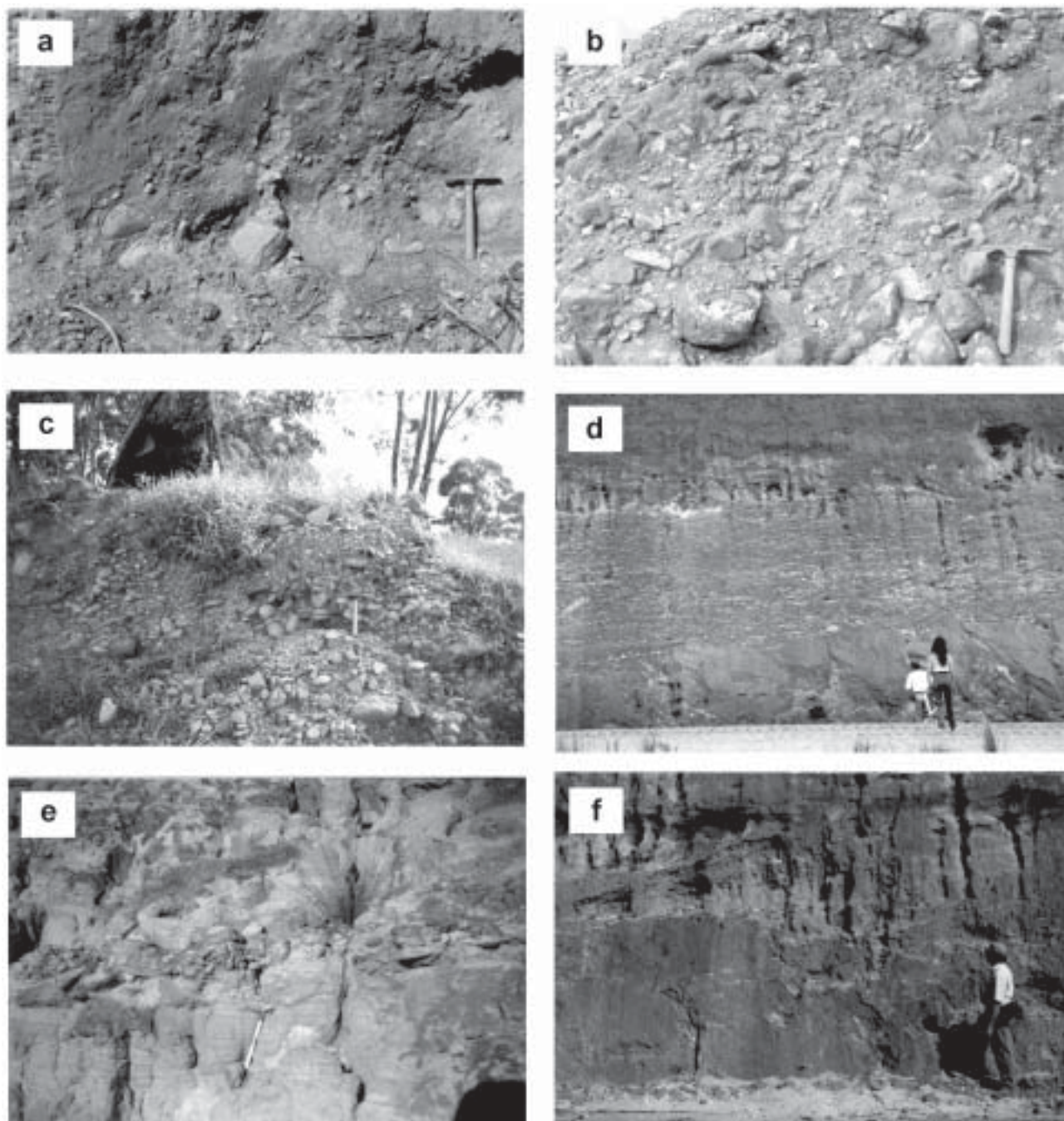
Estes sedimentos são afetados por duas famílias de juntas: uma de direção NNE-SSW e outra E-W, ambas com altos ângulos de mergulho. Falhas normais apresentam direções predominantes NNW-SSE e NNE-SSW e, subordinadamente, NW-SE e ENE-WSW, com médios a altos ângulos de mergulho.

DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS

Os depósitos quaternários são originados por processos de intemperismo e transporte de curta a média distância, com ou sem ação de corrente canalizada. Constituem coberturas inconsolidadas formadas por depósitos eluviais, coluviais e aluviais, distribuídos ao longo de topos, encostas e vales.

Depósitos Colúvio-Eluviais

Os depósitos colúvio-eluviais constituem coberturas inconsolidadas que se distribuem pela área sobrepostas aos litotipos anteriormente descritos. São formados por material argilo-arenoso com grânulos de quartzo milimétricos a centimétricos dispersos aleatoriamente, com típica cor marrom-avermelhada



PRANCHA 2. Algumas das fácies sedimentares descritas nos depósitos terciários da região de Jundiá (Neves, 1999; Neves et al., no prelo). (a): Fácies Gmm, composta por conglomerados maciços sustentados pela matriz. (b): fácies Gcm, formada por conglomerados maciços sustentados por clastos. (c): fácies Gh, que mostra conglomerados sustentados por clastos com estratificação incipiente e imbricação. (d): fácies Gt, formada por conglomerados sustentados por clastos com estratificação cruzada acanalada. (e): fácies Sh, formada por arenitos laminados muito finos a médios. (f): fácies St, composta por arenitos finos a muito grossos, chegando a conglomeráticos, com estratificação cruzada acanalada.

(Prancha 3a). Algumas vezes estão presentes clastos maiores, de 5 a 10 cm, podendo chegar a 50 cm (Prancha 3b). Normalmente, os clastos estão dispostos de forma desordenada sem qualquer evidência de estratificação, mas ocasionalmente pode ocorrer grano-

crescência ou granodecrescência ascendente (Neves, 1999) (Prancha 3c). O contato entre estas coberturas e as formações subjacentes é marcado pela presença de um ou mais níveis de linhas de pedras (*stone lines*) de granulação mais grossa.

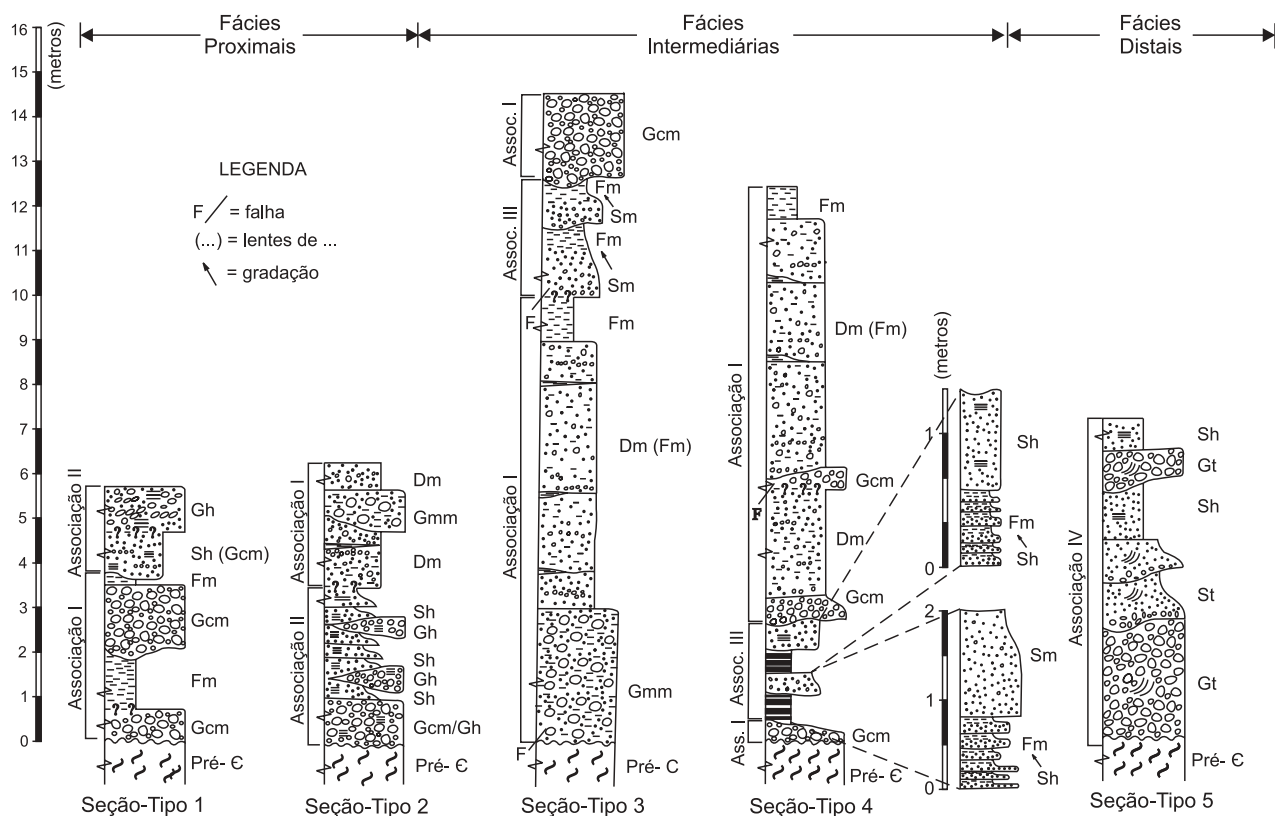


FIGURA 5. Distribuição vertical e lateral das associações faciológicas dos depósitos terciários de Jundiá (Neves et al., 2005). Dm: diamictito maciço. Gmm: conglomerado maciço sustentado pela matriz.

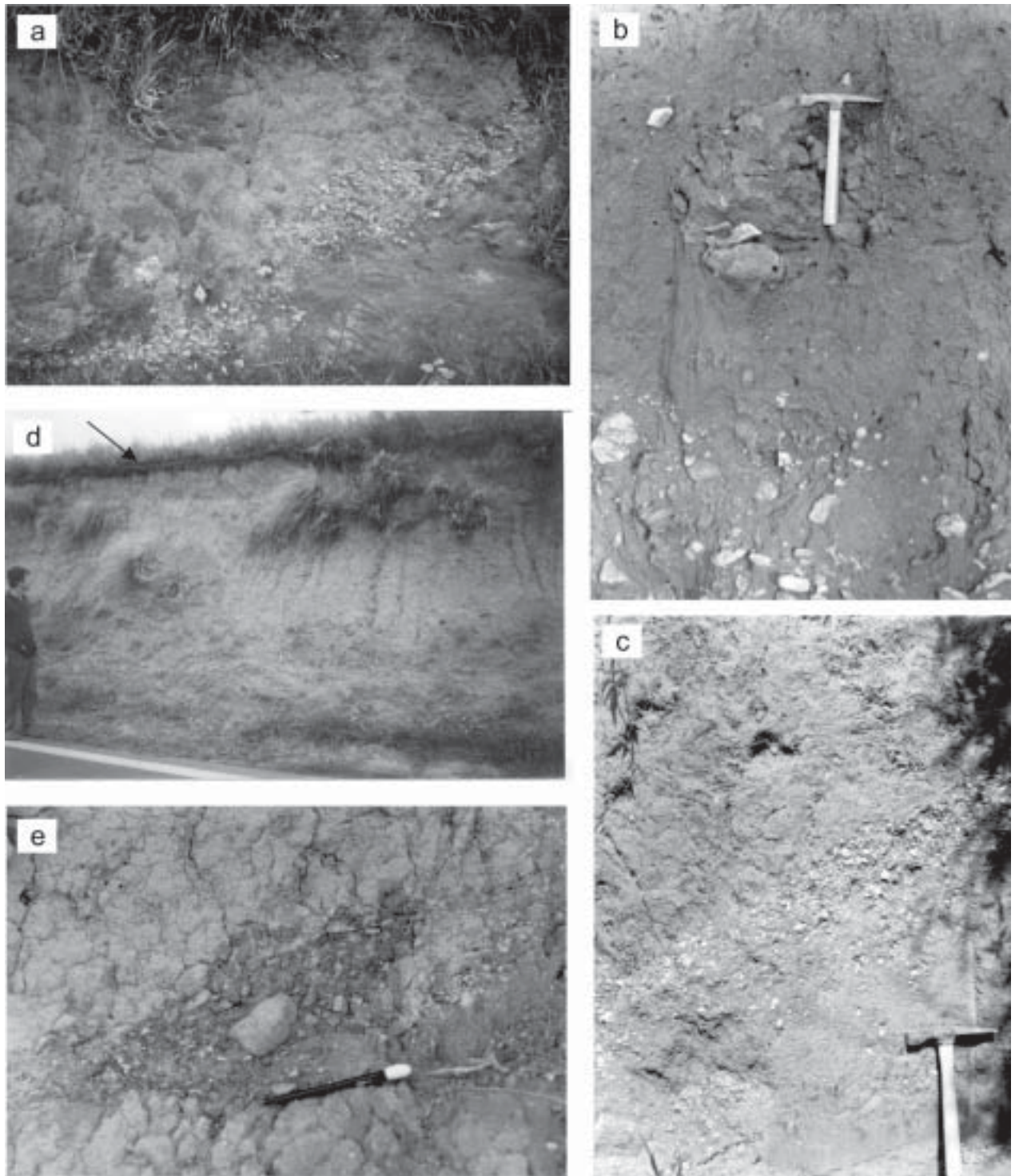
Gcm: conglomerado maciço sustentado por clastos. Gh: conglomerado sustentado por clastos com estratificação cruzada incipiente e imbricação. Gt: conglomerado sustentado por clastos com estratificação cruzada acanalada. Sm: arenito fino a muito grosso maciço. Sh: arenito muito fino a médio com laminação horizontal.

As linhas de pedras aparecem soterradas em diferentes profundidades. Podem estar em contato direto com o substrato rochoso, recobrando superfícies erosivas; podem ocorrer próximas à superfície do terreno (Prancha 3d) ou podem estar distribuídas em meio à cobertura detrítica, formando um ou mais níveis recorrentes. Constituem camadas que vão desde alguns centímetros a 1 m de espessura, predominando as de 30 a 50 cm. São compostas por fragmentos de quartzo, quartzito, rochas alteradas e crostas lateríticas de dimensões muito variadas, podendo constituir calhaus, seixos ou matações. Geralmente, a composição dos clastos reflete a composição da rocha subjacente: nos locais onde os gnaisses são ricos em veios de quartzo, as linhas de pedras mostram predominância de fragmentos deste mineral com formas bastante angulosas, evidenciando pequeno ou nenhum transporte.

Ocasionalmente, são encontradas linhas de pedras compostas por seixos de quartzito subarredondados oriundos dos depósitos terciários. Isto traz dificuldades na identificação da unidade ora descrita pois, neste caso, a linha de pedras torna-se muito semelhante ao nível conglomerático basal típico dos depósitos terciários. Contudo, a distinção entre eles é possível pela

presença de fragmentos de crosta laterítica nos depósitos colúvio-eluviais (Prancha 3e) e de crosta laterítica *in situ* nos depósitos terciários. Além disso, nas linhas de pedras normalmente não há organização, orientação ou estratificação dos clastos.

Alguns autores acreditam que as linhas de pedras são resultado das alternâncias climáticas do Quaternário (Ab'Saber, 1962, 1966, 1992; Bigarella et al., 1965, 1994). Segundo esta teoria, a rarefação da vegetação, ocasionada por um clima seco, acentua a atuação da morfogênese mecânica. O escoamento superficial remove os clastos finos do elúvio (material residual *in situ* originado pelo intemperismo das rochas) e gera um depósito residual na superfície, formado com a acumulação dos clastos maiores. Desenvolve-se, então, um "pavimento detrítico" composto por fragmentos da rocha subjacente ou por seixos retrabalhados. Uma umidificação posterior do clima provoca a desagregação das elevações, fornecendo o material coluvial que recobre o pavimento detrítico. Entretanto, para Thomas (1994) as linhas de pedras não são necessariamente oriundas de mudanças climáticas. A acumulação pode ocorrer quando o intemperismo penetra na rocha e os clastos maiores e mais resistentes perma-



PRANCHA 3. Depósitos colúvio-eluviais composto por material argilo-arenoso com fragmentos de quartzo e linha de pedras na base (a); ocasionalmente, podem estar presentes fragmentos de até 50 cm (b) e os grãos podem apresentar granocrescência ascendente (c). As linhas de pedras (destacada com seta, na foto) podem aparecer no topo, recobrando superfícies de erosão (d). São muito comuns fragmentos de crosta laterítica junto ao material proveniente das unidades litoestratigráficas mais antigas, como seixos de quartzito dos depósitos terciários (e).

necem concentrados em uma camada basal. Três mecanismos são necessários para explicar este fenômeno: bioturbação ou pedoturbação, compactação e *creeping* do solo, os quais podem atuar simultaneamente ou dominar em diferentes partes da encosta.

Quando o intemperismo ataca a rocha e o material mais fino é transportado por dissolução e lavagem superficial ou por infiltração do lençol freático, o saprólito entra em colapso, enquanto a bioturbação modifica o solo. Em terrenos inclinados, as linhas de

pedras podem ser originadas a partir de veios de quartzo ou de outros fragmentos resistentes do embasamento, que sofrem transporte de curta distância por meio de movimentos de massa.

Estas feições são muito comuns na África, onde McFarlane & Pollard (1989, segundo Thomas, 1994) consideram-nas como resultado de uma frente de dissolução entre o saprólito e a cobertura superficial (Figura 6).

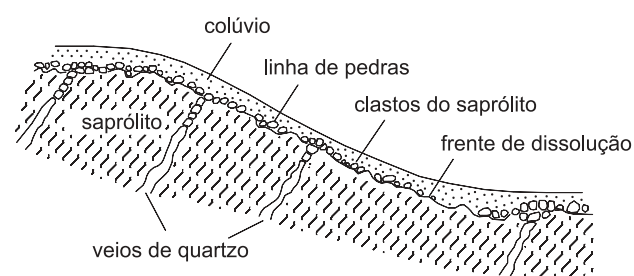


FIGURA 6. Esquema de formação das linhas de pedras na África: o intemperismo penetra na rocha e os clastos maiores e mais resistentes, como os fragmentos provenientes dos veios de quartzo, permanecem concentrados em uma camada basal ou sofrem transporte de curta distância por meio de movimentos de massa (McFarlane & Pollard, 1989, segundo Thomas, 1994).

No presente trabalho, considera-se que tanto processos intempéricos autóctones quanto processos alóctones de transporte em curtas distâncias atuaram na formação de certas coberturas, motivo pelo qual elas são aqui denominadas de depósitos colúvio-eluviais (Figura 3). O termo elúvio é utilizado para designar o material residual *in situ*, proveniente da alteração das rochas (origem autóctone), e colúvio se refere ao material alterado e transportado que se posiciona predominantemente nas encostas (origem alóctone).

A distribuição destas coberturas está vinculada à estruturação do relevo atual. Elas se concentram nas áreas de relevo suave e raramente ocorrem nos terrenos mais acidentados. Normalmente, há espessamento do material coluvial a partir dos topos em direção aos vales. Porém, em certas ocasiões, a linha de pedras e o material que as recobre estão inclinados em direção oposta ao mergulho das vertentes, indicando atuação de falhas e conseqüentes basculamentos posteriores à sua formação. O controle estrutural é notável na delimitação dos corpos sedimentares (Figura 3), mostrando influência da Neotectônica sobre a distribuição das coberturas cenozóicas. Muitas vezes, a ação dos processos erosivos consecutivos a estes eventos faz restar apenas a linha de pedras em topos e encostas (Prancha 3d), principalmente em blocos tectônicos alçados.

As juntas encontradas nestes depósitos são bastante semelhantes às dos depósitos terciários, porém predominam as direções NNW-SSE e NW-SE. As falhas são do tipo normal e também têm direção predominante NNW-SSE.

A idade destas coberturas tem sido situada no Holoceno Inferior ou no limite entre o Holoceno e o Pleistoceno, ou seja, em torno de 10.000 anos (Ab'Saber, 1962; Penteado, 1969; Modenesi, 1974). Fernandes (1997) datou fragmentos de carvão encontrados em depósitos de fluxos gravitacionais de encosta na região de Campinas, possivelmente correlatos aos aqui denominados depósitos coluviais, e obteve idades entre 6.400 e 8.000 anos AP (antes do presente). Da mesma forma, Melo (1995) obteve idades de 6.500 a 8.500 anos AP para depósitos colúvio-eluviais da Depressão Periférica.

Depósitos de Terraços

Os depósitos de terraços são constituídos por sedimentos aluviais pré-atuais depositados em um sistema de drenagem semelhante ao atual. Os únicos corpos individualizados no mapa geológico (Figura 3) ocorrem às margens do Rio Atibaia, mas existem outros menores, não mapeáveis em escala regional.

Estes depósitos compõem patamares elevados de 2 a 5 m acima das planícies aluviais recentes e sua constituição é idêntica à dos depósitos aluviais, ou seja, são cascalhos e areias formados pela ação de corrente canalizada e argilas depositadas em planícies de inundação. Eles podem ser facilmente confundidos com os depósitos terciários ou com os colúvio-eluviais, distinguindo-se dos primeiros pela ausência de outras fácies associadas e dos segundos pela presença de estruturas sedimentares formadas por fluxo canalizado, além da melhor seleção e arredondamento dos clastos.

Depósitos Aluviais

Os depósitos aluviais são compostos por areias de granulação variada, argilas e cascalheiras fluviais. As acumulações mais expressivas ocorrem ao longo do Rio Atibaia, do Ribeirão Pirai e dos rios Jundiá e Jundiá-Mirim.

Ao longo do Rio Jundiá, as acumulações mais abrangentes ocorrem devido à presença de uma soleira local representada pelo Maciço Granítico de Itu (Hasui et al., 1969). A borda leste do Granito Itu é considerada uma importante feição morfotectônica, cujas elevações funcionam como barragem à deposição aluvial a montante da cidade de Itupeva (Neves et al., 2003). Quando a rede de drenagem atinge o granito, os depósitos aluviais são interrompidos, evidenciando a instalação de uma barreira formada pelas escarpas de falhas na borda do maciço. Após atravessar o granito, o Rio

Jundiaí reinicia o processo de acumulação de sedimentos até desaguar no Rio Tietê em Salto.

A delimitação dos corpos acompanha as principais direções estruturais, coincidindo com as estruturas

geológicas regionais descritas anteriormente (Figura 3). Existem evidências da formação de pequenas bacias aluviais controladas por estruturas neotectônicas (Neves, 2005), tema que será abordado no próximo item.

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E ORIGEM DAS COBERTURAS

Para investigar os processos ligados à formação, deformação e preservação das coberturas sedimentares cenozóicas é necessário abordar alguns eventos geológicos mais antigos.

Do Pré-Cambriano, são importantes as zonas de cisalhamento de abrangência regional (Figura 2), que segmentam a área em diversos blocos tectônicos. Estas estruturas antigas, originadas por tectônica de cavalgamento e transcorrente, mostram indicadores de deformação dúctil e de deformação rúptil, em rochas miloníticas e cataclásticas. Constituem importantes zonas de fraqueza crustal que vêm sofrendo reativações ao longo do tempo geológico, ao mesmo tempo em que novas estruturas se formam (Hasui et al., 1978a; Riccomini et al., 1989; Saadi, 1993).

Depois de definido o arcabouço geológico-estrutural, os eventos tectônicos mais relevantes para o presente estudo são aqueles vinculados à Reativação Sul-Atlântica (Schobbenhaus et al., 1984), antes denominada Reativação Wealdeniana (Almeida, 1969), que se iniciou com a ruptura da Pangea, abertura do Oceano Atlântico, ruptura do Gondwana e desenvolvimento de margem continental passiva a partir do Cretáceo Inferior (133 Ma).

Atuava então um regime tectônico distensivo com tensor de tensões composto por σ_1 vertical, σ_2 horizontal de direção NE-SW e σ_3 também horizontal de direção NW-SE. Sob este arranjo, há formação de falhas normais de direção NE-SW que aproveitaram as zonas de fraqueza preexistentes representadas pelas zonas de cisalhamento pré-cambrianas.

Em tempos mais modernos (50 Ma), houve a implantação do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989 e 1995; Melo et al., 1993; Melo, 1995; Salvador & Riccomini, 1995; outros) e ao longo dele foram formadas bacias continentais como as de São Paulo, Taubaté e Resende, dentre outras. Dentro desse contexto, as escarpas de falha da Serra do Japi também são conseqüências daqueles processos, que provocaram mudança do nível de base e implantação de uma bacia aluvial restrita, possivelmente interligada à região de Atibaia (Bistrichi, 2001; Neves et al., 2005). Esta bacia foi preenchida por um sistema de leques aluviais, cujos restos preservados constituem os depósitos terciários descritos neste trabalho. As estruturas de direção NE-SW herdadas do Pré-Cambriano foram

então reativadas, manifestando-se na área como importantes lineamentos definidos pelas zonas de cisalhamento de Extrema, Valinhos e Campinas. A deformação, erosão e retrabalhamento dos depósitos terciários são processos que já ocorrem sob influência da Neotectônica.

No Brasil, são considerados neotectônicos os processos atuantes a partir dos meados do Terciário, quando cessa o regime distensivo relacionado à separação continental e se instalam os processos de migração e rotação da Placa Sul-Americana para oeste. Alguns autores identificam vários eventos neotectônicos ao longo do Terciário, com alternância entre transcorrência dextral e sinistral (Saadi, 1993; Riccomini, 1995) relacionada às taxas de abertura da Cadeia Meso-Atlântica e de subducção da Placa de Nazca sob a Placa Sul-Americana (Riccomini, 1989). A deriva desta última para oeste acarretaria transcorrência dextral quando a taxa de abertura excede a de subducção e transcorrência sinistral na situação oposta. Outros autores reconhecem uma evolução progressiva sob um único regime transcorrente dextral a partir do Mioceno Médio (Hasui, 1990; Hasui & Costa, 1996). Durante esta evolução, os movimentos neotectônicos, impostos sobre anisotropias preexistentes, gerariam feições transpressivas, transtensivas ou direcionais dependendo da relação angular entre os eixos de tensão e as feições estruturais antigas.

Sob regime transcorrente dextral, o sistema de tensões passa a ser composto por σ_1 horizontal de direção NW-SE, σ_2 vertical e σ_3 horizontal de direção NE-SW. Este arranjo reativa e dá origem a falhas normais de direção NW-SE, falhas inversas NE-SW e falhas transcorrentes dextrais E-W e NW-SE, que controlam escarpas de serras e definem a configuração atual da bacia hidrográfica do Rio Jundiaí. A reativação de estruturas antigas é atestada pelo alinhamento das escarpas de falha segundo os traços das zonas de cisalhamento e das zonas de falhas regionais.

Com o soerguimento da margem continental passiva, predominam os processos erosivos em todo o Planalto Atlântico, onde as planícies aluviais constituem os únicos ambientes deposicionais atuais. Na bacia do Rio Jundiaí, muitos depósitos aluviais são acumulados em locais sujeitos a esforços transtensivos, onde o substrato é controlado por estruturas de direção NW-

SE, preexistentes ou neoformadas, que tendem à abertura sob o regime transcorrente dextral, princi-

palmente se associadas a outras de direção E-W (Neves, 2005) (Figura 7).

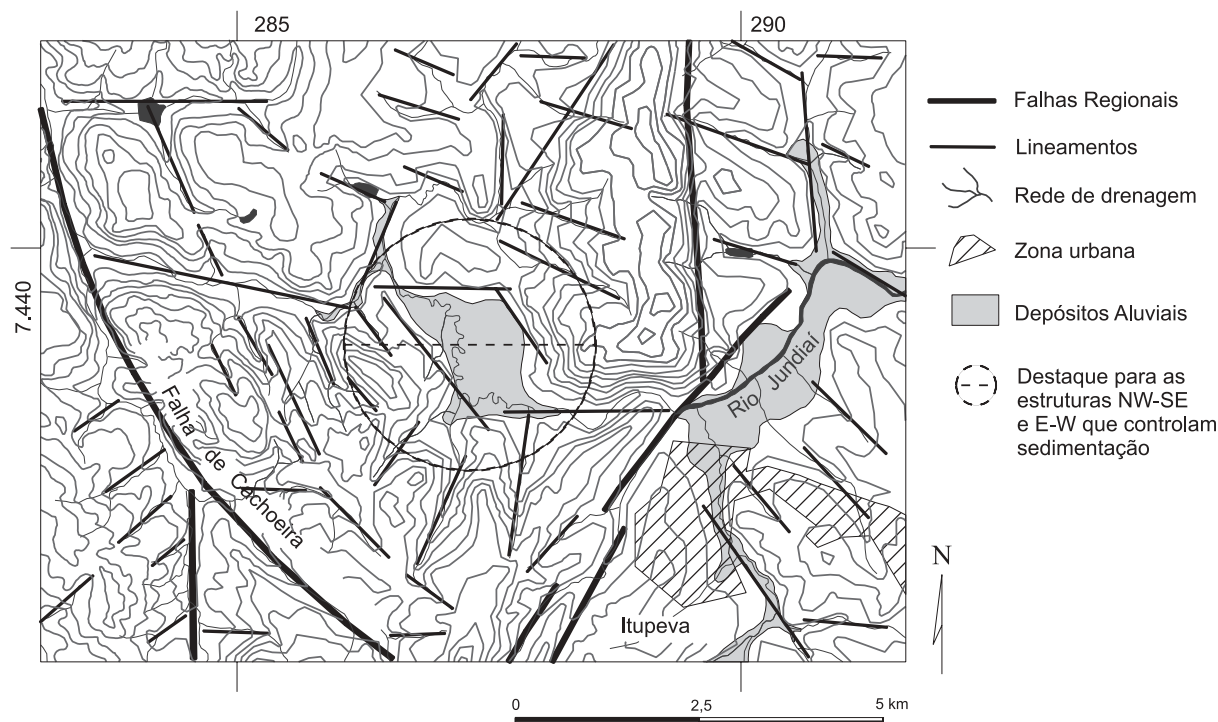


FIGURA 7. Exemplo de bacia aluvial controlada por estruturas rúpteis de direção NW-SE e E-W. Sob regime transcorrente dextral, estruturas NW-SE, associadas a outras de direção E-W, tenderão à abertura, compondo sítios deposicionais com movimentação transtensiva.

IMPORTÂNCIA DAS COBERTURAS CENOZÓICAS

Os depósitos sedimentares estudados têm grande importância na implantação da paisagem regional. Os de idade terciária constituem um dos registros dos eventos que levaram à formação do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil e mostram que os processos de deformação se propagaram da margem continental atlântica em direção ao interior do continente, atingindo uma área mais ampla do que aquela tradicionalmente estudada. Por sua composição, os depósitos terciários de Jundiá poderiam constituir fontes de matéria-prima para construção civil, mas isto não acontece devido à sua ocorrência restrita. Mas, os produtos de sua erosão e retrabalhamento, juntamente aos demais litotipos existentes na área, são de grande importância para a exploração dos recursos naturais.

Os depósitos colúvio-eluviais, formados à partir do intemperismo, erosão e transporte de curta distância das rochas subjacentes, têm sido referidos como materiais que apresentam boa permeabilidade, principalmente nas camadas basais que compõem as linhas de pedras. Para Ab'Saber (1966), estas coberturas permi-

tem rápida drenagem das águas pluviais, atenuando a ação dos processos erosivos. Galhego & Espíndola (1980) destacam que, apesar de frequentemente constituírem um obstáculo à agricultura, as linhas de pedras favorecem uma drenagem mais efetiva, melhorando a produtividade do solo para alguns tipos de cultura.

Os depósitos aluviais podem constituir fontes de matéria-prima para a indústria cerâmica e para a construção civil e, de fato, têm sido utilizados para tal. Pesquisas recentes sobre o potencial hidrogeológico do Sistema Aquífero Cristalino na bacia do Rio Jundiá (Neves, 2005) indicam que estes depósitos são também de grande relevância para a exploração dos recursos hídricos subterrâneos. Eles ocorrem associados a estruturas geológicas rúpteis de direção NW-SE e E-W, que, pelo arranjo de tensões neotectônicas, tendem a compor descontinuidades abertas e propícias à percolação da água subterrânea. Estes locais são favoráveis à obtenção de poços produtivos e devem ser considerados na delimitação de áreas de proteção dos sistemas aquíferos.

Em uma região com intensa ocupação urbano-industrial e crescente demanda por recursos hídricos, o controle da exploração dos recursos naturais e a definição de áreas com restrições ambientais adquirem suma importância. Já existem indícios de

superexploração dos aquíferos da bacia do Rio Jundiá (Neves et al., 2004), reafirmando a necessidade de uma investigação hidrogeológica de detalhe nas áreas propícias ao armazenamento e percolação da água subterrânea.

CONCLUSÕES

As características dos depósitos terciários, formados predominantemente por processos gravitacionais, fazem com que eles sejam confundidos com o resultado de seu retrabalhamento, ou seja, com os depósitos colúvio-eluviais e, ocasionalmente, com depósitos de terraços. A distinção entre estas unidades pode ser feita pela presença de crosta laterítica *in situ* nos depósitos terciários e de fragmentos lateríticos nos depósitos mais recentes. Nos depósitos colúvio-eluviais, as estruturas sedimentares são raras e os depósitos de terraços normalmente ocorrem às margens dos principais canais de drenagem, associados aos depósitos aluviais recentes.

Os depósitos colúvio-eluviais têm sua origem ligada ao intemperismo, erosão e retrabalhamento das rochas subjacentes, com pouco ou nenhum transporte e provavelmente com influência de alternâncias climáticas. O controle tectônico em sua formação e deformação é bastante claro, a julgar pelos alinhamentos estruturais coincidentes com os limites dos corpos sedimentares. Tal controle se faz por meio de basculamento

de blocos, aproveitando descontinuidades pré-cambrianas.

Os depósitos aluviais concentrados na média bacia do Rio Jundiá são acumulados devido a uma barreira litológico-estrutural representada pelo Maciço Granítico de Itu, cujas elevações correspondem a escarpas de falhas antigas reativadas.

Há uma íntima relação entre a distribuição das coberturas cenozóicas, o afeiçãoamento do relevo e as estruturas geológicas, que promoveram a movimentação de blocos tectônicos condicionando a implantação da bacia hidrográfica do Rio Jundiá. Isto indica uma forte atuação de processos endógenos, apontando para o controle neotectônico no desenvolvimento da paisagem atual, mesmo em ambiente intraplaca.

A ocorrência de depósitos aluviais em zonas transtensivas indica que estas áreas são de grande importância para a exploração e proteção dos recursos hídricos subterrâneos presentes nos sistemas aquíferos subjacentes.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à FAPESP pelo apoio ao projeto temático de equipe “Neotectônica, Morfogênese e Sedimentação Moderna no Estado de São Paulo e Regiões Adjacentes” (processo n. 95/4417-3) que possibilitou esta pesquisa, e ao CNPq (processos n° 136566/1996-0, 141676/2000-0 e 307526/2003-8) pelas bolsas concedidas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. AB'SABER, A.N. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. **Boletim da Universidade Federal do Paraná**, v. 2, p. 2-32, 1962.
2. AB'SABER, A.N. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. **Notícia Geomorfológica**, v. 6, n. 11, p. 59-80, 1966.
3. AB'SABER, A.N. A Serra do Japi, sua origem geomorfológica e a teoria dos refúgios. In: MORELLATO, L.P.C. (Org.), **História Natural da Serra do Japi: ecologia e preservação de uma área florestal no Sudeste do Brasil**. Campinas: Editora da UNICAMP, 1992, p. 12-23.
4. ALMEIDA, F.F.M. DE. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1969, Salvador. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo Bahia/Sergipe, 1969, p. 24-46.
5. ALMEIDA, F.F.M. DE. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 48, Suplemento, p. 15-26, 1976.
6. BATISTA, J.J.; ARTUR, A.C.; SIMÕES, L.S.A.; CAMPOS, E.G. **Geologia das Folhas Cajamar e Jordanésia (1:25.000)**. Rio Claro: Convênio Secretaria da Indústria, Ciência e Tecnologia/ Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais do Estado de S. Paulo (PRÓ-MINÉRIO) e Instituto de Geociências e Ciências Exatas/UNESP, Relatório Final, v.1, 1987, 128 p.
7. BATISTA, J.J.; SIMÕES, L.S.A.; OLIVEIRA, M.A.F. de; SOUZA FILHO, E.E. DE. **Carta Geológica do Estado de São Paulo (1:50.000): Folha Jundiá**. Rio Claro: Convênio Secretaria da Indústria, Ciência e Tecnologia/Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais do Estado de S. Paulo (PRÓ-MINÉRIO) e Instituto de Geociências e Ciências Exatas/UNESP, Relatório Final, v. 1, 1986, 115 p.
8. BERGMANN, M. Litoestratigrafia e paleoambiente do Grupo São Roque na região de Pirapora do Bom Jesus. **Boletim do Instituto de Geociências**, n. 9, Publicação Especial, p. 107-109, 1991.

9. BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; SANTOS, G.F. **Estrutura e origem das paisagens Tropicais e Subtropicais**. Florianópolis: Editora da Universidade Federal de Santa Catarina, 1994, v. 1, 425 p.
10. BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. DA. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia**, v. 16/17, p. 117-151, 1965.
11. BISTRICHI, C.A. **Geologia do Sinclínio de Pirapora (SP)**. São Paulo, 1982. 92 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
12. BISTRICHI, C.A. **Análise estratigráfica e geomorfológica do Cenozóico da região de Atibaia-Bragança Paulista, Estado de São Paulo**. Rio Claro, 2001. 160 p. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
13. CARNEIRO, C.D.R. **Análise Estrutural do Grupo São Roque na Faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais, SP**. São Paulo, 1983. 155 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
14. CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Projeto Sapucaí**. S. Paulo: Convênio Departamento Nacional da Produção Mineral/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Relatório Final, 1979, 299 p.
15. EBERT, H. Ocorrências da fácies granulítica no sul de Minas e áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 40, Suplemento, p. 215-229, 1968.
16. FERNANDES, A.J. **Tectônica Cenozóica na Porção Média da Bacia do Rio Piracicaba e sua Aplicação à Hidrogeologia**. São Paulo, 1997. 244 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
17. FULFARO, V.J.; OLIVEIRA, M.A.F. DE; MORALES, N.; SOUZA FILHO, E.E. de. Evolução cenozóica da região de Atibaia, SP. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, 1985, São Paulo. **Atas...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo São Paulo, 1985, v. 1, p. 315-321.
18. GALEMBECK, T.M.B. **O Complexo Múltiplo, Centrado e Plurisserial Itu (SP)**. Rio Claro, 1997. 374 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
19. GALHEGO, H.R. & ESPÍNDOLA, C.R. Ocorrências de *stone-lines* em solos e mantos de alteração. **Notícia Geomorfológica**, v. 20, n. 39/40, p. 87-91, 1980.
20. HACKSPACHER, P.C.; WERNICK, E.; OLIVEIRA, M.A.F. DE; GODOY, A.M.; VALERIANO, C.M.; GALEMBECK, T.M.B.; ANGELI, N.; ZANARDO, A. **Geologia das folhas Cabreúva e Moreiras, 1:25.000**. Rio Claro: Convênio Secretaria da Indústria, Ciência e Tecnologia/Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais do Estado de S. Paulo (PRÓ-MINÉRIO) e Instituto de Geociências e Ciências Exatas/UNESP, Relatório Final, 1989.
21. HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CONTINENTAL CENOZÓICA NO SUDESTE BRASILEIRO, 1, 1990, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo de Minas Gerais, 1990, n. 11, p. 1-31.
22. HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. **Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise**. Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo Norte, Nota de Curso, 1996. 20 p. (V Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1996).
23. HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R.; CARNEIRO, C.D.R. Considerações sobre a estratigrafia do Pré-Cambriano na região de São Paulo. **Boletim do Instituto de Geociências**, v. 7, p. 107-112, 1976. (a).
24. HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; GIANCURSI, F.D.; GUSSO, L.G.N. Condicionamento tectônico da Bacia Sedimentar de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, 1976, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1976, p. 257-268. (b).
25. HASUI, Y.; GIMENEZ, A.F.; MELO, M.S. DE. Sobre as bacias tafrogênicas continentais do Sudeste brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. **Anais...** Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978, v. 1, p. 382-392. (a).
26. HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. Os granitos e granitóides da região de dobramentos sudeste nos estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. **Anais...** Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978, v. 6, p. 2594-2608. (b).
27. HASUI, Y.; TOGNON, A.A.; SOARES, L.; CSORDAS, S.M. Geologia e tectônica da Serra do Japi. **Boletim do Instituto de Geociências**, v. 9, p. 17-24, 1978. (c).
28. HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. O embasamento pré-cambriano e o Eopaleozóico em São Paulo. In: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, **Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000**. São Paulo: Publicação IPT, n. 1184, Monografias, 1981, n. 6, p. 12-45.
29. HASUI, Y.; FONSECA, M.J.G.; RAMALHO, R. A parte central da Região de Dobramentos Sudeste e o Maciço Mediano de Guaxupé. In: C. SCHOBENHAUS; D.A. CAMPOS; GR. DERZE; H.E. ASMUS (Coords.), **Geologia do Brasil - Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo recursos minerais, escala 1:2.500.000**. Brasília: Departamento Nacional da Produção Mineral, 1984, p. 307-328.
30. HASUI, Y.; PENALVA, F.; HENNIES, W.T. Geologia do Grupo São Roque. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, 1969, Salvador. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1969, p. 101-134.
31. HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P.; GALVÃO, C.A.C.; GIMENEZ, A.F.; ALMEIDA, M.A.; MELO, M.S.; PIRES NETO, A.G. As grandes falhas do leste paulista. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1, 1977, São Paulo. **Atas...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo São Paulo, 1977, p. 369-380.
32. IPT – INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE S. PAULO. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Escala 1:500.000**. São Paulo: Publicação IPT, n. 1184, Monografias, 1981, n. 6.
33. JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H.G.J. Late proterozoic granitoid magmatism in the State of São Paulo, Southeastern Brazil. **Precambrian Research**, v. 51, p. 351-374, 1991.
34. JULIANI, C. & BELJAVSKIS, P. Revisão da litoestratigrafia da faixa São Roque/Serra do Itaberaba (SP). **Revista do Instituto Geológico**, v. 16, n. 1/2, p. 33-58, 1995.
35. MELO, M.S. **A Formação Rio Claro e Depósitos Associados: sedimentação neocenozóica na Depressão Periférica Paulista**. São Paulo, 1995. 144 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
36. MELO, M.S.; STEIN, D.P.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A. Neotectônica da área do Alto Rio Pardo (SP e MG). **Revista do Instituto de Geociências**, v. 14, n. 1, p. 27-38, 1993.
37. MODENESI, M.C. Níveis de erosão e formações superficiais na região de Itu-Salto (SP). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 4, p. 228-246, 1974.
38. NEVES, M.A. **Evolução Cenozóica da Região de Jundiá (SP)**. Rio Claro, 1999. 135 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

39. NEVES, M.A. **Análise Integrada Aplicada à Exploração de Águas Subterrâneas na Bacia do Rio Jundiáí (SP)**. Rio Claro, 2005. 200 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
40. NEVES, M.A.; MORALES, N.; BORGES, M.S.; EBERT, H.D. Compartimentação morfotectônica da região de Jundiáí (SP). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 2, p. 167-176, 2003.
41. NEVES, M.A.; MORALES, N.; PEREIRA, S.Y.; ALBUQUERQUE FILHO, J.L. Análise das informações disponíveis sobre poços tubulares profundos e seu uso no diagnóstico da variação temporal do nível d'água e da produtividade dos aquíferos da bacia do Rio Jundiáí (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 13, 2004, Cuiabá. **Anais...** Cuiabá: Associação Brasileira de Água Subterrânea, 2004, CD-ROM.
42. NEVES, M.A.; MORALES, N.; SAAD, A.R. Facies analysis of Tertiary alluvial fan deposits in the Jundiáí region, São Paulo, Southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 19, n. 4, p. 509-520, 2005.
43. OLIVEIRA, M.A.F. DE; MORALES, N.; FÚLFARO, V.J.; CAMPOS, E.G. **Projeto Atibaia**. Rio Claro: Convênio Secretaria da Indústria, Ciência e Tecnologia/Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais do Estado de S. Paulo (PRÓ-MINÉRIO) e Instituto de Geociências e Ciências Exatas/UNESP, Relatório Final, 1985, 117 p.
44. PENALVA, F. Sedimentos neocenozóicos nos vales dos Rios Jundiáí, Atibaia e Jaguari, Estado de São Paulo. **Boletim Paulista de Geografia**, v. 46, p. 107-138, 1971.
45. PENTEADO, M.M. Novas informações a respeito dos pavimentos detríticos (*stone lines*). **Notícia Geomorfológica**, v. 9, n. 17, p. 15-41, 1969.
46. PONÇANO, W.L. As coberturas cenozóicas. In: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, **Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000**. São Paulo: Publicação IPT, n. 1.184, Monografias, 1981, n. 6, v. 1, p. 82-96.
47. RICCOMINI, C. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. São Paulo, 1989. 256 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
48. RICCOMINI, C. **Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gonduânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas**. São Paulo, 1995. 100 p. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
49. RICCOMINI, C.; PELLOGLIA, A.U.G.; SALONI, C.J.L., KOHNKE, M.W.; FIGUEIRA, R.M. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (Southeastern Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 2, n. 2, p. 191-197, 1989.
50. SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminar. **Geonomos**, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.
51. SALVADOR, E.D. & RICCOMINI, C. Neotectônica da região do Alto Estrutural de Queluz. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, p. 151-164, 1995.
52. SANTORO, E. **Geologia da Folha Cabreúva (SP)**. São Paulo, 1985. 114 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
53. SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. **Geologia do Brasil**. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília: Departamento Nacional da Produção Mineral, 1984, 501 p.
54. THOMAS, M.F. **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. John Wiley & Sons, 1994, 460 p.
55. VLACH, S.R.F. **Geologia, petrografia e geocronologia das regiões meridional e oriental do Complexo de Morungaba, SP**. São Paulo, 1985. 253 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

