

ARCABOUÇO HIDROGEOLÓGICO DO AQUÍFERO GIGANTE DO MERCOSUL (BRASIL, ARGENTINA, URUGUAI E PARAGUAI): FORMAÇÕES BOTUCATU, PIRAMBÓIA, ROSÁRIO DO SUL, BUENA VISTA, MISIONES E TACUAREMBÓ

LAURY MEDEIROS DE ARAÚJO

ALMÉRIO BARROS FRANÇA

PETROBRÁS/NEXPAR R. Pe. Camargo, 285 - Curitiba (PR) CEP 80060-240

PAUL EDWIN POTTER

UNESP, Instituto de Geociências, Cx. Postal, 178 - Rio Claro (SP) - 13506-900

RESUMO

O Aquífero Gigante do Mercosul, um dos maiores do mundo, constituído por rochas-reservatório do Triássico e do Jurássico confinadas pelo derrame basáltico cretácico, cobre uma área superior a 1.194.000 km² que se estende desde a Bacia do Paraná até a Bacia do Chaco-Paraná.

O arcabouço hidrogeológico regional do Sistema Hidroestratigráfico Mesozóico, das unidades juro-triássicas, foi configurado, utilizando-se 322 poços, através do mapeamento de isópacas, estrutural do topo, das isópacas acima do aquífero, potenciométrico, e das isotermas do topo.

A espessura total do aquífero varia de valores superiores a 800 metros (Alegrete-RS) até a ausência completa em áreas internas da bacia (Muitos Capões-RS). As variações na espessura foram atribuídas ao controle estrutural durante a deposição, à variação faciológica ambiental e ao controle erosional do ambiente desértico.

O comportamento estrutural do Sistema Aquífero Juro-triássico foi controlado por diversos fatores, destacando-se: os depocentros das extrusivas pertencentes à Formação Serra Geral, a ativação regional de sistemas de falhas, os soerguimentos das atuais bordas da bacia, e a ativação dos arcos do Rio Grande e de Ponta Grossa.

Os padrões de fluxos delineados a partir do Cretáceo com o soerguimento das

bordas, também foi controlado pelos megatraços estruturais da bacia. O Arco de Ponta Grossa, intrudido por diques ao longo das Zonas de Falha, compartimenta a bacia em dois regimes hidrológicos. O primeiro, ao norte do arco, é caracterizado por um fluxo controlado pelas elevações dos afloramentos que imprimiram um padrão regional de deslocamento hidráulico de norte para sudoeste a partir de afloramentos nos estados de São Paulo, Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. O segundo, individualizado ao sul do Arco, se distingue do anterior pelos altos gradientes hidráulicos e por proeminentes áreas de descarga na região entre os rios Paraná e Uruguai na Argentina.

As isotermas do aquífero, de uma maneira geral, se distribuem segundo o gradiente de temperatura equivalente a 29°C/km, e delineiam uma calha de alta temperatura que tem a mesma configuração da calha estrutural. Nesta calha individualizam-se três áreas com temperatura acima de 55°C. Esta mesma isoterma é constatada na região da Província de Entre Rios na Argentina.

1. INTRODUÇÃO

O termo Aquífero Gigante do Mercosul é a denominação formal dada a parte do Sistema Hidroestratigráfico Mesozóico constituído por estratos do Triássico (formações Pirambóia e Rosário do

Sul no Brasil, Buena Vista no Uruguai) e do Jurássico (formações Botucatu no Brasil, Misiones no Paraguai e Taquarembó no Uruguai e Argentina).

O objetivo deste trabalho foi reunir os dados de 322 poços perfurados (94 para petróleo) no Sistema Aquífero Juro-triássico, para montagem de um arcabouço hidrogeológico composto pelos seguintes mapas: a) Isópacas; b) Estrutural; c) Isópacas Acima do Aquífero; d) Potenciométrico; e e) Isotermas. Complementam o acervo seis seções estruturais regionais.

O aquífero tem grande importância como fonte hídrica de alta qualidade para suprimento de água potável em cidades, para a utilização na indústria, para exploração como estâncias hidrotermais e para irrigação na agricultura.

O Sistema Hidroestratigráfico Mesozóico é constituído por rochas-reservatório do Triássico e do Jurássico confinadas pelo derrame fissural basáltico da Formação Serra Geral e por rochas permotriássicas de baixa permeabilidade. Sua área de ocorrência extrapola a porção brasileira da Bacia do Paraná com mais de 839.000 km² (MS=213.200 km², RS=157.600 km², SP=155.800 km², PR=131.300 km², GO=55.000 km², MG=51.300 km², SC=49.200 km² e MT=26.400 km²) e estende-se na direção do Paraguai (71.700 km²), Argentina (225.500 km²) e Uruguai (58.500 km²), onde alcança uma área superior a 355.000 km², na Bacia do Chaco-Paraná. A distribuição dos dados hidrogeológicos é muito irregular. O Estado de São Paulo, mais populoso e industrializado, possui maior número de poços perfurados (2/3 dos dados utilizados neste mapeamento). Por outro lado, a área, a oeste e adjacente aos rios Paraná e Uruguai, nas regiões brasileira, Uruguiaia, Argentina e Paraguaia, apresenta dados esparsos, da ordem de 50 poços.

Os estratos do Jurássico, de origem eólica, constituem-se em bons aquíferos em praticamente toda a bacia. Já os do Triássico, de origem flúvio-lacustre/eólico, são afetados por altos níveis de argilosidade que comprometem substancialmente sua eficiência hidráulica em algumas áreas.

Diversos estudos sobre o Sistema Aquífero Juro-triássico foram realizados abordando diferentes enfoques e graus de abrangência. Estudos pioneiros do ambiente

eólico foram realizados por Bigarella e Salamuni (1961) e mais recentemente por Garrasino (1995). Zalán *et al.* (1990) realizou estudo regional do arcabouço geológico da Bacia do Paraná que foi atualizado por Milani *et al.* (1992). Marques *et al.* (1994) realizou estudo regional do arcabouço estrutural. Dentre os estudos regionais de caracterização hidráulica e hidroquímica do aquífero destacam-se os de Leinz e Sallentien (1962), Maack (1970), Rebouças (1976 e 1994), Gilboa *et al.* (1976), Silva (1983), Fraga (1992) e Campos (1993). Dentre os estudos relativos a aspectos particulares do aquífero ou realizados em áreas geograficamente restritas salientam-se os realizados por Taltasse (1968), Gallo (1977), Sinelli (1979), Gallo e Sinelli (1980), Szikszay *et al.* (1981), Teissedre e Barner (1981), Silva *et al.* (1982), Silva *et al.* (1985), Kimmelman *et al.* (1986), Fraga e Lisboa (1990), e Kimmelman *et al.* (1990), Caetano-Chang e Wu (1994).

2. ARCABOUÇO HIDROGEOLÓGICO

As características hidrogeológicas do aquífero variam significativamente dentro desta gigantesca bacia intracratônica. Estas variações advêm da mudança do ambiente de deposição, da evolução estrutural da bacia e do tempo de residência das águas.

As condições hidráulicas do aquífero variam espacialmente. A variação lateral de estratos com características de aquífero para aquitarde (rochas de baixa permeabilidade) é controlada pela mudança faciológica causada por diferentes ambientes deposicionais.

Os estratos mais antigos, do Triássico, depositados em ambiente flúvio-lacustre/eólico, são representados pelas formações Pirambóia e Rosário do Sul, no Brasil e Buena Vista, no Uruguai. Os sobrejacentes, do Jurássico, depositados em ambiente eólico, são representados pelas formações Botucatu, no Brasil, Tacuarembó, na Argentina e Uruguai e Misiones no Paraguai. A passagem entre as unidades triássica e jurássica é caracterizada, em alguns pontos da bacia, como abrupta devido à presença de arenitos conglomeráticos (pavimento desértico); em outros locais pode ser considerada transicional, segundo

indicação do perfil de raios gama que apresenta uma diminuição gradativa dos valores de radioatividade na transição entre as unidades.

Os estratos jurássicos são em geral pobremente cimentados (porosidade média de 17% e condutividade hidráulica da ordem de 0,2 a 4,6 m/dia), de boa maturidade textural e com arcabouço constituído por grãos de quartzo bem arredondados e selecionados. Os do Triássico, de um modo geral, apresentam menor maturidade textural e presença de argilas nos poros (porosidade média de 16% e condutividade hidráulica inferior 0,01 a 4,6 m/dia).

O estrato que constitui o Aquífero Triássico apresenta em algumas regiões da bacia, como em certas áreas do Estado de São Paulo, o mesmo nível de radioatividade do estrato jurássico, o que indica reservatórios sem presença de argilas e, por conseguinte, com boas condições permo-porosas, conforme atestam os dados de vazão medidos na maioria dos poços. A variação faciológica deste aquífero para o sul da bacia é verificada por um aumento drástico nos valores de argilosidade do reservatório (altos valores de raios gama), que transforma o Aquífero Triássico em aquitarde em praticamente todo o Estado do Rio Grande do Sul, onde se evita a perfuração de poços. Entretanto, esta unidade é considerada importante em estudos regionais de suprimento de água, pois os aquitardes se caracterizam pela capacidade de transmitir água eficientemente através de enormes áreas.

O aquífero é portador de água potável na maior parte da bacia. Localmente poderá ocorrer alteração na potabilidade, basicamente, devido ao aumento da salinidade e do conteúdo de flúor

O topo do Sistema Hidroestratigráfico Permo-triássico constituído por estratos com características de aquitardes, é saturado por águas doce e salobra. Nas regiões mais estagnadas do aquífero, localizadas na calha central da Bacia do Paraná e nas áreas de menor circulação efetiva de águas meteóricas, como no caso do Estado do Rio Grande do Sul, poderá ocorrer contaminação através de águas mais salinas provenientes do sistema sotoposto, inviabilizando a potabilidade da água.

A potabilidade também pode ser afetada pelo enriquecimento de alguns íons

considerados nocivos à saúde, quando sua concentração ultrapassa determinados níveis, estabelecidos por órgãos de saúde pública. Teores acima dos limites toleráveis de flúor têm sido encontrados em algumas regiões da bacia.

Fraga (1992) concluiu que as concentrações anômalas de flúor (3,6 a 12 mg/l - máximo observado na bacia) estão relacionadas às águas alcalinas do Aquífero Botucatu, sob condições de grande confinamento. As concentrações recomendáveis de flúor na água variam de 0,7 a 1,2 mg/l de acordo com a USPHS - Public Health Service Drinking Water Standards. Devido ao maior tempo de residência das águas em áreas onde o aquífero encontra-se semi-estagnado (baixo gradiente hidráulico), poderá ocorrer alteração na potabilidade, quer seja pelo enriquecimento em flúor como pelo aumento da salinidade acima dos níveis toleráveis. Entretanto, nas regiões onde a temperatura das águas é elevada e o grau de mineralização mais pronunciado, o aquífero poderá ser utilizado para fins industriais (águas aquecidas para caldeiras) e na indústria do turismo (estâncias hidrominerais).

Segundo Fraga (1992), as áreas potencialmente críticas à ocorrência de flúor nas águas estão relacionadas à existência do sistema deposicional flúvio-lacustre (formações Pirambóia e Rosário do Sul no Brasil) portador de precipitados químicos enriquecidos em flúor, que ao longo do tempo geológico foram re-solubilizados pelas águas em trânsito. As áreas com eixos de maior subsidência, onde há maior superposição e ocorrência de ciclos fluviais melhor individualizados, constituem os sítios preferenciais para ocorrência das concentrações mais elevadas de flúor na água. No mapa de superfície potenciométrica publicado por Araújo *et al.* 1995, observa-se que nos estados do Paraná e São Paulo, preferencialmente junto à calha do Rio Paraná, onde o gradiente hidráulico é bastante baixo em relação à porção sudeste da bacia, ocorrerão as águas com maior tempo de residência e, conseqüentemente, com maior probabilidade de enriquecimento anômalo em flúor.

A seguir serão analisadas as características gerais do arcabouço do Sistema Aquífero Juro-triássico das Bacias do

Paraná e Chaco-Paraná, com base nos mapas e seções publicadas por Araújo *et al.* 1995.

3. ISÓPACA DO SISTEMA AQUÍFERO JURO-TRIÁSSICO

A espessura total do Aquífero Juro-triássico pode variar de valores superiores a 800 metros (Alegrete-RS) até a ausência completa em áreas internas da bacia (Muitos Capões-RS). As variações na espessura do aquífero podem ser atribuídas ao controle estrutural durante a deposição, à variação faciológica ambiental e ao controle erosional do ambiente desértico.

O controle estrutural é evidenciado pela existência de dois depocentros do ambiente flúvio-desértico existentes ao longo de uma calha deposicional na área oeste, onde foram preservadas espessuras superiores a 600m de rochas sedimentares com boas características de reservatório. O depocentro ao norte localiza-se no Estado do Mato Grosso do Sul, sendo a espessura máxima do aquífero constatada no poço de Ribas do Rio Pardo (2-RP-1-MS) onde as rochas-reservatório perfazem 638 metros, sendo 75% do Aquífero Botucatu e 25% do Pirambóia. O segundo depocentro estende-se do Estado do Paraná, no Brasil, até a região da Província de Entre Rios, na Argentina. A máxima espessura observada neste depocentro (838m) foi constatada no poço de Alegrete (2-AL-1-RS), sendo constituída por 8% do Aquífero Botucatu e 92% do Rosário do Sul. Aparentemente não existe um sistema de falhas de direção NE-SW responsável pela implantação da calha deposicional aproximadamente paralela à borda oeste, onde se depositaram e preservaram as maiores espessuras do aquífero (entre 400 e 838m). Segundo Zalán *et al.* (1986), a partir do Triássico, a evolução da bacia deve ter sido controlada por um poderoso e latente evento tectônico, ou seja, a ruptura do Gondwana e abertura do Atlântico Sul. Assim é possível dizer que a calha deposicional, na atual borda oeste, tenha sido criada em resposta à fase tectônica de intumescência termal, associada a uma elevação do manto na atual borda leste, a partir do domo pré-rifte regional, na área do Arco de Ponta Grossa. Os depocentros bem individualizados ao norte e ao sul, ter-se-iam originado localmente.

No restante da bacia as espessuras mapeadas (da ordem de 200m), notadamente ao longo da borda leste, caracterizam uma plataforma soerguida adjacente à calha deposicional.

A variação faciológica para o ambiente flúvio-lacustre (Formação Rosário do Sul/Membro Santa Maria), caracterizado por argilitos intercalados com arenitos argilosos, diminui sensivelmente a espessura do Aquífero Juro-triássico, no Estado do Rio Grande do Sul, na Argentina e no Uruguai (Formação Buena Vista). Na região de Itacurubi (RS), por exemplo, o Aquífero Botucatu é separado do Aquífero Rosário do Sul por um aquitarde constituído por argilito/arenito fino, diminuindo a isópaca efetiva do aquífero em 130 metros.

O controle erosional à época da deposição é responsável pelas variações locais na espessura do aquífero, uma vez que o ambiente desértico notabiliza-se pelas grandes variações na espessura das dunas. Na região de Muitos Capões (RS), a ausência completa do Aquífero Juro-triássico, próximo a isópacas da ordem de 200m, pode ser interpretada como produto do controle estrutural-erosivo relacionado à Falha de Perimbó. A existência de um alto estrutural, facilitaria tanto o processo de não deposição quanto o erosional.

Variações locais na espessura do Aquífero Juro-triássico, junto às regiões de afloramento, foram originadas pelos controles acima citados e principalmente pela erosão iniciada após o Cretáceo, durante a fase drifte da abertura do Atlântico Sul. Neste período ocorreu o soergimento das ombreiras do rifte na borda leste, e o soergimento da borda oeste, pela propagação dos esforços compressionais da Orogenia Andina. As isópacas parciais das regiões de afloramento não foram contornadas para evitar distorções na interpretação estrutural e deposicional do Aquífero Juro-triássico.

O soergimento do Arco do Rio Grande, durante a fase drifte, causou a interrupção abrupta das isópacas do Sistema Aquífero Juro-triássico nas áreas limítrofes do escudo, sugerindo que o ambiente flúvio-desértico se estendia além dos limites da atual borda sul da bacia.

4. ESTRUTURAL DO SISTEMA AQUÍFERO JURO-TRIÁSSICO

O comportamento estrutural do Sistema Aquífero Juro-triássico foi controlado por diversos fatores, destacando-se: os depocentros de lavas extrusivas pertencentes à Formação Serra Geral, a ativação regional de sistemas de falhas, os soerguimentos das atuais bordas da bacia, e a ativação dos arcos do Rio Grande e de Ponta Grossa.

O baixo estrutural definido pelo topo do Aquífero Juro-triássico é delineado por uma calha central de direção NNE-SSW que coincide com a calha deposicional da bacia. Nesta calha são individualizados três depocentros, um no Estado do Paraná e dois no de São Paulo. A calha coincide, aproximadamente, com a área de ocorrência do pacote sedimentar Cretáceo/Terciário que recobre cerca de 350.000 km² da metade norte da bacia. Esta evolução estrutural reflete o gradual soerguimento da região costeira, no sudeste do Brasil, além de movimentações verticais ao longo de elementos tectônicos de direção NW e EW (Zalán *et al.* 1986). A interpretação do controle dos depocentros, utilizando-se os principais traços estruturais definidos por Marques *et al.* (1994) no estudo da compartimentação tectônica da Bacia do Paraná, pode ser assim resumida:

a) O baixo estrutural ao norte, definido na região de Fernandópolis (SP), pode ter sido controlado pela movimentação vertical na interseção do Lineamento de Rio Verde (NW-SE) com a Zona de Falha de Loanda-Presidente Epitácio (NE-SW);

b) O baixo estrutural central, definido ao norte da região de Cuiabá Paulista (SP), pode ter evoluído a partir do controle, a norte, da Zona de Falha de Guapiara (NW-SE) e, ao sul, da Zona de Falha de São Gerônimo-Curiúva (NW-SE);

c) O baixo estrutural ao sul, definido na região de Alto Piquiri (PR), pode ter sido controlado pela Zona de Falha de Cândido de Abreu (NW-SE) ao norte e, ao sul, pela Zona de Falha de Rio Piquiri (NW-SE).

O soerguimento das atuais bordas da bacia, ocorrido durante a fase drifte de separação entre a África e a América do Sul, pelo efeito de ombreira de rifte na margem

leste e pela propagação de esforços compressivos da Orogenia Andina na borda oeste, foi o responsável pela delineação de um contorno estrutural concêntrico, onde as camadas mergulham a partir das regiões de afloramento em direção à calha. Este comportamento é bem definido na porção brasileira da Bacia do Paraná. Uma outra feição proeminente gerada pelo soerguimento de borda diz respeito à assimetria indicada pelo contorno estrutural, que mostra um mergulho regional da borda leste para as bordas oeste, norte e sul da bacia.

A ativação do Arco do Rio Grande, durante a fase drifte, individualizou estruturalmente a Bacia do Paraná, gerando um alto estrutural entre a porção brasileira e a platina. Esta individualização evidencia o aparecimento do quarto baixo estrutural definido na região da Província de Entre Rios, na Argentina.

5. ISÓPACAS ACIMA DO SISTEMA AQUÍFERO JURO-TRIÁSSICO

O comportamento das isópacas acima do Aquífero Juro-triássico foi controlado pelo derrame de lavas extrusivas pertencentes à Formação Serra Geral, pela calha de deposição da Sequência Cretácica-terciária, pela ativação regional de sistemas de falhas, pelo soerguimento das atuais bordas da bacia e pela ativação dos arcos do Rio Grande e de Ponta Grossa.

Conforme descrito anteriormente na interpretação estrutural, a atuação dos mecanismos acima citados foi responsável pela configuração atual do arcabouço da sequência sobrejacente ao aquífero. Pode ser verificado na comparação entre os Mapas Estrutural e de Isópacas Acima do Aquífero, que existe uma boa similaridade nos contornos delineados em ambos mapas. Os três depocentros estruturais individualizados na calha central da porção brasileira da bacia são preenchidos ao norte, na Região de Fernandópolis (SP), por 1000m de rochas basálticas e arenitos, no centro, na região de Cuiabá Paulista (SP), por mais de 2200m de basaltos e arenitos e ao sul, na região de Alto Piquiri (PR), por mais de 1400m de basaltos e arenitos. O depocentro individualizado pelo Arco do Rio Grande, na região da Província

de Entre Rios, é preenchido por mais de 1400m de basalto e arenitos.

O arcabouço concêntrico delineado na porção brasileira da bacia, que foi controlado pelo soerguimento da borda durante a fase drifte, mostra que a taxa de soerguimento da borda leste, na área do Arco de Ponta Grossa estendendo-se para sul, foi bastante superior às demais bordas onde o espaçamento das curvas de contorno é aproximadamente o dobro. Assim se verifica nesta porção da borda uma variação mais brusca nas espessuras das rochas sobrejacentes ao Aquífero Juro-triássico.

Anomalias localizadas de variações bruscas de espessura, observadas nas proximidades da calha, onde estão as maiores isópacas, são provavelmente controladas pelos movimentos ascensionais ligados aos megalignamentos e sistemas de falhas. As anomalias da região dos poços de Apucarana e Pitangueiras no Paraná parecem relacionar-se a movimentos positivos e negativos de blocos na interseção entre a Zona de Falha Misiones-Apucarana (NE-SW) e a Zona de Falha de São Jerônimo-Curiúva. A anomalia da região de Rio Piquiri (PR) parece resultar de soerguimento local controlado pela Zona de Falha de Rio Piquiri (NW-SE) e um sistema local N-S. Já a anomalia ao longo do Rio Pelotas, na região de Piratuba (SC), pode ter sido originada pela erosão da drenagem encaixada do Rio Pelotas, que rebaixou a cota topográfica para 500m a partir da localidade de Marcelino Ramos (RS), diminuindo progressivamente na direção da confluência com o Rio Uruguai.

6. COTA POTENCIOMÉTRICA DO SISTEMA AQUÍFERO JURO-TRIÁSSICO

As medidas dos níveis de água em poços que penetram aquíferos confinados correspondem à distribuição da pressão no aquífero (Ramos *et al.* 1990). Esses níveis podem ser conectados para formar uma *superfície potenciométrica*, termo adotado pelo United States Geological Survey e pela maioria dos textos mais modernos. O termo *cota potenciométrica*, adotado no mapeamento do Sistema Aquífero Juro-triássico, corresponde à elevação dos níveis de água nos poços que atingiram o aquífero

(nível estático), em relação ao nível médio do mar.

A água subterrânea sempre se move de áreas de alto potencial para áreas de baixo potencial. O arcabouço hidráulico é configurado pelo nível de maturidade hidrogeológica da bacia. Segundo a classificação de Coustau *et al.* (1975), a Bacia do Paraná pode ser definida hidrodinamicamente como uma bacia madura, devido ao predomínio dos regimes de fluxo centrípetos. Esta configuração hidráulica se desenvolveu a partir do Cretáceo durante a fase drifte da bacia. O soerguimento das atuais bordas permitiu a progressiva erosão das sequências sedimentares, possibilitando o aparecimento das "cabeças hidráulicas" (cota potenciométrica de captação de água de um determinado aquífero) nas regiões de afloramento. Em termos temporais, estima-se que os fluxos gravitacionais meteóricos iniciaram a percolação na Bacia do Paraná há mais de 100 milhões de anos.

Além da "cabeça hidráulica", a extensão da área de recarga e descarga também é um parâmetro importante num sistema hidrogeológico. A área de afloramento do Aquífero Juro-triássico foi controlada pelas isópacas do aquífero e pelo gradiente de soerguimento das bordas. No caso da borda leste, onde a isópaca é da ordem de 200m, interpreta-se a delgada faixa de afloramento como produto da alta taxa de soerguimento desta borda, na área de influência do Arco de Ponta Grossa e ao sul até o Estado do Rio Grande do Sul. Na porção norte do Arco, no Estado de São Paulo, observa-se um aumento de dez vezes na área de afloramento em relação à anterior. Ao norte, no Estado de Mato Grosso e Goiás, a área de afloramento é equivalente à do norte do Estado de São Paulo, indicando que ambas as bordas sofreram semelhante taxa de soerguimento, uma vez que a isópaca do aquífero pode ser considerada similar. Logo, a variação da área de afloramento que circunda a bacia reflete a isópaca original do aquífero e ou a taxa variável de soerguimento de borda.

O arcabouço hidrogeológico do aquífero configurado a partir do Cretáceo com o soerguimento das bordas, também é controlado pelos megatraços estruturais da bacia. A feição mais proeminente, o Arco de Ponta Grossa, onde enxames de diques foram intrudidos ao longo das Zonas de Falha de

Rio Alonzo e São Gerônimo-Curiúva, da borda leste até a calha da bacia, compartimenta a bacia em dois regimes hidrológicos.

O primeiro, ao norte do arco, é caracterizado por um fluxo controlado pelas elevações dos afloramentos que imprimiram um padrão regional de deslocamento hidráulico de norte para sudoeste a partir de afloramentos nos estados de São Paulo, Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Nos afloramentos da borda leste do Estado de São Paulo, as cotas potenciométricas possuem em média 600m e podem localmente atingir valores superiores a 800m. A partir desta área de recarga ocorre um fluxo regional com deslocamento vetorial para sudoeste. O fluxo se desloca com gradiente de 3m/km junto às regiões de recarga e cai para 0,2m/km a uma distância aproximada de 50km dos afloramentos. Este largo afastamento dos contornos potenciométricos entre 450m e 400m indica que o aquífero apresenta excelentes condições de comunicação hidráulica. A partir do extremo norte deste afloramento existe a indicação localizada de fluxo de direção contrária à regional, cujo vetor de deslocamento aponta em direção ao Estado de Minas Gerais. A outra área de recarga importante se localiza nos afloramentos existentes no Estado de Goiás e norte do Mato Grosso do Sul, onde as cotas potenciométricas são da ordem de 600m. Desta região desenvolve-se um fluxo regional cuja direção do vetor de deslocamento é para sul, na porção central da bacia, e para as áreas de afloramento no Paraguai. O fluxo junto à região de afloramento se desloca segundo um gradiente de 1,5m/km, caindo, a 30km das áreas limítrofes de recarga, para 0,2m/km. Um baixo potenciométrico delineado na calha central da bacia, com cota de 350m, indica, nesta região, uma despressurização do aquífero. Esta queda na pressão foi atribuída a uma comunicação hidráulica do aquífero ao longo do Rio Paraná, que está encaixado nesta região na Zona de Falha Loanda-Presidente Epitácio. O rebaixamento potenciométrico ocorreria pela descarga regional do aquífero no Rio Paraná na região de Presidente Epitácio (SP).

As interpretações magnetométrica e sísmica indicam que as barreiras causadas pelos diques estendem-se até a região da Calha Central da Bacia do Paraná. Esta feição estrutural deve condicionar a inflexão da direção do fluxo, que deve contornar as

barreiras a oeste e se dirigir para sudoeste em direção ao Paraguai e Argentina.

O segundo compartimento hidrogeológico, individualizado ao sul do Arco de Ponta Grossa, se distingue do anterior pelos altos gradientes hidráulicos e por proeminentes áreas de descarga.

Na região ao sul do Arco de Ponta Grossa, a queda de pressão entre as áreas de afloramento da borda leste e oeste é determinada pela grande diferença entre a cota potenciométrica a leste, de 1200m, e a oeste, de 50m. A direção regional do fluxo, a partir da borda leste, é no sentido sudoeste. O fluxo desenvolve-se junto à área de recarga com gradiente de 5m/km, caindo em direção à Argentina para 2m/km, até atingir valores de 0,3m/km ao longo das regiões adjacentes aos rios Uruguai e Paraná, que são constituídas por terrenos pantanosos e que representam a grande área de descarga global do *Aquífero Mercosul*.

Ainda na borda leste, a área de recarga no Estado de Santa Catarina é responsável por duas direções preferenciais de fluxo. A direção de fluxo sudoeste, coincidente com a global, controla os deslocamentos até a descarga regional encaixada no Rio Uruguai. A direção preferencial para sul, com inflexão para sudeste a partir de Torres (RS), sugere uma descarga localizada junto à linha de praia do Oceano Atlântico. O gradiente de fluxo, a partir da borda leste de ordem de 3m/km, mantém-se constante praticamente em todo o Estado do Rio Grande do Sul, caindo para 0,4m/km próximo à fronteira com a Argentina onde ocorre a descarga. A aproximação das curvas de contorno de cota potenciométrica nas proximidades dos afloramentos ao norte do Escudo Sul-Rio-grandense indica uma diminuição nas características permo-porosas do aquífero, coerente com a mudança faciológica nesta área, onde intercalam-se fácies argilosas de origem lacustre.

Descargas localizadas, como a observada ao longo do Rio Pelotas, na região de Piratuba (SC), são sugeridas pela queda abrupta da cota potenciométrica de 650m para 300m em uma distância inferior a 40km.

7. ISOTERMAS DO SISTEMA AQUÍFERO JURO-TRIÁSSICO

O mapa de isotermas foi confeccionado utilizando-se a temperatura da água do Aquífero Juro-triássico de poços produtores e a temperatura mensurada por termômetros de máxima em poços de petróleo. O gradiente geotérmico médio, calculado com base nos dados de poços de petróleo, foi de 29°C/km. As temperaturas obtidas por extrapolação foram referenciadas ao topo do aquífero.

As isotermas do aquífero, de uma maneira geral, distribuem-se segundo o gradiente de temperatura equivalente a 29°C/km, e delineiam uma calha de alta temperatura que tem a mesma configuração da calha estrutural. Nesta calha individualizam-se três áreas com temperatura acima de 55°C. Esta mesma isoterma é constatada na região da Província de Entre Rios, na Argentina, no depocentro estrutural individualizado pelo Arco do Rio Grande durante a fase drifte da bacia.

Variações regionais no gradiente geotérmico, causadas pelo regime de fluxo gravitacional implantado após o Cretáceo, não foram passíveis de observação porque mais de 50% do arcabouço termal regional resultou de temperaturas extrapoladas com gradientes de 29°C/km. Este gradiente é bastante consistente com o verificado por Santos *et al.* (1986), que, utilizando temperaturas de poços produtores de água no Estado de São Paulo, obteve o gradiente de 30°C/km.

Localmente, observam-se áreas com anomalias positivas e negativas de gradiente geotérmico. Na região de Aratiba (RS)/Piratuba (SC), na divisa entre Santa Catarina e Rio Grande do Sul, ao longo do Rio Pelotas, o gradiente geotérmico cai para 20°C/km, originando temperaturas locais anormalmente baixas. Esta diminuição da isoterma é coerente com a interpretação de que a área constitui uma zona de descarga local, onde haveria mistura com águas mais frias do Aquífero Serra Geral. Na região de Cachoeira Dourada (MG), onde o aquífero assenta diretamente sobre o embasamento e é coberto por basalto (característica de toda porção NW da bacia nos estados de São Paulo e Goiás), verifica-se um aumento do gradiente para 55°C/km. Esta anomalia

poderia ser explicada pela maior densidade de fluxo de calor proveniente do cristalino e pela maior estagnação do fluxo causada pelo completo confinamento dos basaltos.

8. CONCLUSÕES

O Aquífero Gigante do Mercosul constituído por estratos juro-triássicos abrange uma área superior a 1.194.000 km² nas bacias do Paraná e Chaco-Paraná.

As isópacas do aquífero variam de valores superiores a 800 metros (Alegrete-RS) até a ausência completa em áreas internas da bacia (Muitos Capões-RS). Na atual borda oeste, onde se estabeleceu a calha deposicional dos estratos juro-triássicos, foram individualizados dois depocentros. O depocentro ao norte, com espessuras superiores a 600m, na região de Ribas do Rio Pardo (MS), e ao sul, com mais de 800m, na região de Alegrete (RS). No restante da bacia as espessuras mapeadas são da ordem de 200m, notadamente, ao longo da borda leste.

O arcabouço estrutural do aquífero é caracterizado por um baixo delineado por uma calha central de direção NNE-SSW que coincide com a calha deposicional da bacia. Nesta calha são individualizados três depocentros, um no Estado do Paraná e dois no de São Paulo. O soerguimento das atuais bordas da bacia foi o responsável pela delineação de um contorno estrutural concêntrico, onde as camadas mergulham a partir das regiões de afloramento em direção à calha. A ativação do Arco do Rio Grande, durante a fase drifte, individualizou estruturalmente a Bacia do Paraná, gerando um alto estrutural entre a porção brasileira e a Argentina. Esta individualização evidencia o aparecimento do quarto baixo estrutural definido na região da Província de Entre Rios na Argentina.

O padrão de fluxo delineado a partir do Cretáceo com o soerguimento das bordas, também foi controlado pelos megatrazos estruturais da bacia. A feição mais proeminente, o Arco de Ponta Grossa, onde enxames de diques foram intrudidos ao longo das Zonas de Falha de Rio Alonzo e São Gerônimo-Curiúva, da borda leste até a calha da bacia, compartimenta a bacia em dois regimes hidrológicos. O primeiro, ao norte do

arco, é caracterizado por um fluxo controlado pelas elevações dos afloramentos que imprimiram um padrão regional de deslocamento hidráulico de norte para sudoeste a partir de afloramentos nos estados de São Paulo, Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. O segundo, individualizado ao sul do Arco de Ponta Grossa, se distingue do anterior pelos altos gradientes hidráulicos e por proeminentes áreas de descarga na região entre os rios Paraná e Uruguai, na Argentina.

As isotermas do aquífero, de uma maneira geral, se distribuem segundo o gradiente de temperatura equivalente a 29°C/km, e delinham uma calha de alta temperatura que tem a mesma configuração da calha estrutural. Nesta calha individualizam-se três áreas com temperatura acima de 55°C. Esta mesma isoterma é constatada na região da Província de Entre Rios, na Argentina, no depocentro estrutural individualizado pelo Arco do Rio Grande durante a fase drifte da bacia.

AGRADECIMENTOS

Muitas companhias e técnicos contribuíram para a realização deste trabalho, que foi possível graças ao amplo apoio do Núcleo de Exploração da Bacia do Paraná (NEXPAR) da PETROBRÁS, localizado em Curitiba, e do Departamento de Geologia Sedimentar da UNESP, Rio Claro, SP. Imprescindíveis contribuições de dados e sugestões foram fornecidos por Miguel Borduque e André Volpe da CONTEPE, Araraquara, SP; por José Luis G. de Mendonça do DAEE, Araraquara, SP; por Francildo Vieira Lopes da Azevedo e Travassos, São Paulo; por Fernando Conte Junior da HIDROLOG, Bauru, SP; por técnicos da SANEPAR, Curitiba, PR; por Álvaro Amoretti Lisboa do IAP, Curitiba, PR; pelo professor M.L.D. Wrege da UFRGS, Porto Alegre, RS; por técnicos da CPRM e CORSAN, Porto Alegre, RS; por técnicos da SANESUL, Campo Grande, MS; por Hector de Santa Ana da ANCAP, Uruguai; por Walter Heinzen da HIDROPLAN, Uruguai; por J. N. Santa Cruz e Oscar Coriale da INCYTH, Argentina; pelo Dr. G. Chebli da Hunt Oil Co., Argentina; por Daniel Lanussol da YPF, Argentina; e por Pedro M. Gonzáles da HIDROGEON Perf., Paraguai.

Agradecemos ao geólogo Osmar Antônio Zanotto pelas discussões relacionando o arcabouço tectônico ao hidrogeológico, e aos geólogos Celso Hilário Raffaelli e Cesar Augusto Guimarães Pereira pela revisão do texto e sugestões. Ao Cesar A. G. Aguilar pela tradução do texto à língua espanhola e aos técnicos de geologia Egmar M. Magalhães e Edton A. Barbosa pela edição dos mapas.

Agradecemos à ABAS, na pessoa de seu diretor Dr. Aldo Rebouças e ao Núcleo Regional do Paraná, pelo empenho na divulgação deste Arcabouço Hidrogeológico; à UFPR, na pessoa do seu reitor, Dr. José Henrique Faria e dos professores Ernani F. da Rosa filho e Donizeti A. Giusti, pela publicação dos dados.

BIBLIOGRAFIA

- ARAÚJO, L. M., FRANÇA, A. B., POTTER, P. E. 1995. **Aquífero Gigante do Mercosul no Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai: Mapas Hidrogeológicos das formações Botucatu, Pirambóia, Rosário do sul, Buena Vista, Misiones e Taquarembó.** Curitiba, Geociências, UFPR, 10p.
- BIGARELLA, J. & SALAMUNI, R. 1961. **Early Mesozoic wind patterns as suggested by dune bedding in the Botucatu Sandstone of Brasil and Uruguay.** Geological Society of America Bolletín, 72, p.989-1106.
- CAETANO-CHANG, M. R. & WU, F. T. 1994. **Afloramento modelo da Formação Pirambóia.** São Paulo, Geociências, Unesp, 13, p.371-385.
- CAMPOS, H. C. N. S. 1993. **Caracterização e cartografia das províncias hidrogeoquímicas do Estado de São Paulo.** São Paulo, USP. Tese de doutorado, 177p.

- COSTEAU, H. 1977. **Formation water e hydrodynamics**. Journ. Geoch. Explor., 7, p.213-241.
- GARRASINO, C. A. F. 1995. "El Paleodesierto de Botucatu-Salari" (Jurássico-Eocretácico de América del Sur). **Significado geológico y paleoclimático**. Boletín de Informaciones Petrolero, YPF.
- FRAGA, C. G. 1992. **Origem do fluoreto em águas subterrâneas dos sistemas aquífero Botucatu e Serra Geral da Bacia do Paraná**. São Paulo, USP. Tese de Doutorado, 178p.
- FRAGA, C. G. & LISBOA, A. A. 1990. **As Origens do flúor nas águas subterrâneas da Bacia do Paraná - Análise introdutória**. Cong. Bras. Ag. Sub., Porto Alegre, RS. Anais ABAS, 1, p.98-106.
- GALLO, G. 1977. **Utilization complementaire de 1° hydrochimie et de la geochimie isotopique en hydrogeologie: application aux eaux souterraines de la region de Ribeirão Preto**, état de São Paulo, Brésil. Lyon, Univ. Claude Bernard. Thèse du diplôme de Docteur de 2^{ème}.
- GALLO, G. & SINELLI, O. 1980. **Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas na região de Ribeirão Preto**. Rev. Bras. de Geoc., SBG, 10, p.29-140.
- GILBOA, Y., MERO, F., MARIANO, I. B. 1976. **The Botucatu aquifer of South America, model of an untapped continental aquifer**: Journal of Hydrology, 29, p.65-179.
- LEINZ, V. & SALLENTIEN, B. 1962. **Água Subterrânea no Estado de São Paulo e Regiões Limítrofes**. Bol. Soc. Bras. Geol., São Paulo, 11, p. 27-36.
- MAACK, R. 1970. **Notas preliminares sobre as águas do sub-solo da Bacia do Paraná-Uruguaí**. Curitiba, Comissão Interestadual de Bacia do Paraná-Uruguaí.
- MARQUES, A., ZANOTTO, O. A., PAULA, O. B., ASTOLFI, M. A. M., FRANÇA, A. B., BARBOSA, E. A. 1994. **Compartimentação tectônica da Bacia do Paraná**. Curitiba, NEXPAR, PETROBRÁS. Rel. interno.
- MILANI, E. J., WOFF, S., A. B., FRANÇA, CUNHA, P. R. C., ARAÚJO, L. M., MARQUES, A. 1992. **Potencial petrolífero e prospectividade da Bacia do Paraná - Uma visão atual**. Curitiba, NEXPAR, PETROBRÁS. Rel. Interno.
- RAMOS, F., OCCHIPINTI, A. G., NOVA, N. A. V., REICHARDT, K., MAGALHÃES, P. C., CLEARY, R. W. 1989. **Engenharia Hidrológica**. ABRH/Editora UFRJ, Rio de Janeiro, 404p.
- REBOUÇAS, A. C. 1976. **Recursos hídricos subterrâneos da Bacia do Paraná: Análise de pré- viabilidade**. São Paulo, USP. Tese de Livre-Docência.
- REBOUÇAS, A. C. 1994. **Sistema Aquífero Botucatu no Brasil**. Recife, PE. 8° Cong. Bras. Ag. Subt., ABAS, p.500-509.
- KIMMELMANN, A. A., REBOUÇAS, A. C., SOUZA, J. C. S., REBOUÇAS, A. M., BASTOS FILHO, F. W., HEINE, C. A. 1990. **Considerações sobre as anomalias de fluoretos no sistema aquífero Botucatu-Pirambóia, na Bacia do Paraná**. 6° Cong. Bras. Ag. Sub., Porto Alegre, RS, Anais ABAS, p.107-111.
- KIMMELMANN, A. A., SILVA, R. B. G., REBOUÇAS, A. C., SANTIAGO, M. M. F. 1986. **Hidrologia isotópica e química do Aquífero Botucatu, Bacia do Paraná, Brasil**. 4° GBAS, Brasília, DF, p.1-25.
- SANTOS, J., HAMZA, V. M., SHEN, P. 1986. **A method for measurement of terrestrial heat flow density in water wells**. Rev. Bras. de Geofísica, 4, p. 45-53.
- SILVA, R. B. G. 1983. **Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas do aquífero Botucatu no Estado de São Paulo**. São Paulo, USP. Tese de doutorado, 133p.
- SILVA, R. B. G., DIOGO, A., Junior, F. 1982. **Características hidrológicas do aquífero Botucatu no Estado de São Paulo**. 2° Cong. Bras. Ag. Sub., Salvador, BA, Anais ABAS, p.411-420.

- SILVA, R. B. G., KIMMELMANN, A. A., REBOUÇAS, A. C. 1985. Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas do aquífero Botucatu - resultados parciais para a região norte da Bacia do Paraná. 5º Simp. Reg. Geol., SBG, São Paulo, SP. Atas SBG, 2, p. 489-502.
- SINELLI, O. 1979. Química das águas subterrâneas - Aplicação a águas subterrâneas do Brasil meridional. Ribeirão Preto, SP, USP-FFCLRP. Tese de Livre-Docência.
- SZIKSZAY, M., TEISSEDE, J. M., BARNER, U., MATSUI, E. 1981. Geochemical and isotopic characteristics of springs and groundwater in the state of São Paulo, Brazil. *Journal of Hydrology*, 54, p.823-32.
- TALTASSE, P. 1968. Os fácies hidroquímicos no Estado de São Paulo. 22º Cong. Bras. Geol., Belo Horizonte, MG. Anais da SBG, p.263-266.
- TEISSEDE, J. M. & BARNER, U. 1981. Comportamento geotérmico e geoquímico das águas do aquífero Botucatu na Bacia do Paraná. *Revista águas subterrâneas*, 4, p.85-95.
- ZALÁN, P. V., WOLFF, S., ASTOLFI, M. A., VIEIRA, I. S., CONCEIÇÃO, J. C. J., NETO, E. V. S., CERQUEIRA, J. R. & MARQUES, A. 1990. The Paraná Basin. in: Leighton, Kolata, Oltz, & Eidel, Eds. *Interior Cratonic Basins*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 51, p.681-708.