



UFPR



PETROBRAS

AQUÍFERO GIGANTE DO MERCOSUL NO BRASIL,
ARGENTINA, PARAGUAI E URUGUAI:
MAPAS HIDROGEOLÓGICOS DAS FORMAÇÕES BOTUCATU,
PIRAMBÓIA, ROSÁRIO DO SUL, BUENA VISTA, MISIONES E
TACUAREMBÓ.

*AQUIFERO GIGANTE DEL MERCOSUR (BRASIL,
ARGENTINA, URUGUAY Y PARAGUAY):
MAPAS HIDROGEOLÓGICOS DE LAS FORMACIONES BOTUCATÚ,
PIRAMBÓIA, ROSARIO DO SUL, BUENA VISTA, MISIONES Y
TACUAREMBÓ*

**GIANT MERCOSUL AQUIFER OF BRAZIL,
ARGENTINA, URUGUAY, AND PARAGUAY:
HYDROGEOLOGIC MAPS OF BOTUCATU,
PIRAMBÓIA, ROSÁRIO DO SUL, BUENA VISTA, MISIONES AND
TACUAREMBÓ FORMATIONS**

ARAUJO, L.M.; FRANÇA, A. B. & POTTER, P. E.
SET/1995

Cid. t.t. 913777

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS	
N.º CHAMADA	551.48
	Arts
V. _____	EX. _____
TOMBO BC/	2570 2570
TOMBO IG/	
PROC.	16 123/06 alt. p/ folheto em 06/11 2013
C <input type="checkbox"/>	D <input checked="" type="checkbox"/>
PREÇO	28,00
DATA	07/02/06
N.º CPD	

Solicit 200699346

Proc. 16 P 123/2006

516

94719002

BIBLIOTECA IG / UNICAMP
DOAÇÃO
Lia B.C.
m: 25 01, 97

AQUÍFERO GIGANTE DO MERCOSUL NO BRASIL, ARGENTINA, URUGUAI E PARAGUAI: MAPAS HIDROGEOLÓGICOS DAS FORMAÇÕES BOTUCATU, PIRAMBÓIA, ROSÁRIO DO SUL, BUENA VISTA, MISIONES E TACUAREMBÓ.

L. M. Araújo¹, A. B. França¹ e P. E. Potter²

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 à 1.194.000 km² que se estende desde a Bacia do Paraná até a Bacia do Chaco-Paraná.

O arcabouço hidrogeológico regional do aquífero 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 até a ausência completa em áreas internas da bacia. 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 aquífero foi controlado por diversos fatores, destacando-se: os depocentros das extrusivas da 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 megatrazos estruturais da bacia. O Arco de Ponta Grossa, intrudido por diques de diabásio, 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.

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 Tacuarembó no Uruguai e Argentina).

O objetivo deste trabalho foi reunir os dados de 322 poços perfurados (94 para petróleo) 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 é confinado pelos basaltos da Formação Serra Geral (Cretáceo) 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, argentina, paraguaia e uruguaia, 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. Este alto teor de argila é o principal meio de distinção entre as duas unidades, principalmente utilizando-se os perfis de raios gama.

¹ PETROBRÁS/NEXPAR: Rua Padre Camargo, 285. Curitiba, PR. 80060-240, Brasil.

² UNESP, Instituto de Geociências, Caixa Postal, 178. Rio Claro, SP. 13506-900, Brasil.

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 Sinelli (1979), Souza e Algarte (1979), Gallo e Sinelli (1980), Szikszay *et al.* (1981), Teissedre e Barner (1981), Kimmelmann *et al.* (1986).

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 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 maior quantidade de argilas nos poros (porosidade média de 16% e condutividade hidráulica inferior a 0,01 até 4,6 m/dia). 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.

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 contato inferior do Sistema Aquífero Juro-triássico é com o Aquitarde Permo-triássico saturado por águas doce e salobra. Nas regiões mais confinadas 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 Aquitarde Permo-triássico, inviabilizando a potabilidade da água. A potabilidade também pode ser afetada pelo enriquecimento de alguns íons considerados nocivos à saúde. Teores acima dos limites toleráveis de flúor têm sido encontrados em algumas regiões da bacia (>1,2 mg/l). 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. No mapa de superfície potenciométrica em anexo, 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, com base nos mapas e seções em anexo, as características gerais do arcabouço hidrogeológico do Sistema Aquífero Juro-triássico das bacias do Paraná e Chaco-Paraná.

MAPA DE ISÓPACAS DO AQUÍFERO

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). O depocentro deposicional delineado por espessuras superiores a 500m ocorre ao longo do eixo NNE-SSW subparalelo e próximo aos Rios-Paraná e Uruguai. Os maiores depocentros deposicionais ocorrem a leste de Campo Grande no Estado de Mato Grosso do Sul (> 600m) e ao longo Rio Uruguai no limite entre a Província de Entre Rios e o Estado do Rio Grande do Sul. As variações na espessura do aquífero podem ser atribuídas: 1) ao controle estrutural durante a deposição evidenciado pela existência de dois depocentros do ambiente flúvio-desértico; 2) à variação faciológica ambiental, onde o ambiente flúvio-lacustre caracterizado por argilitos intercalados com arenitos argilosos, diminui sensivelmente a espessura do aquífero no Estado do Rio Grande do Sul, na Argentina e no Uruguai e 3) ao controle erosional do ambiente desértico responsável pelas variações locais na espessura do aquífero, uma vez que o ambiente desértico notabiliza-se pelas grandes variações na espessura das dunas.

Variações locais na espessura do aquífero, junto às regiões de afloramento, foram originadas pelos controles acima citados e principalmente pela erosão iniciada após o Cretáceo.

MAPA ESTRUTURAL DO TOPO DO AQUÍFERO

O comportamento estrutural do Sistema Aquífero Juro-triássico foi controlado por diversos fatores, destacando-se: 1) os depocentros de lavas da Formação Serra Geral que subsidiou o aquífero; 2) a ativação regional de sistemas de falhas; 3) os soerguimentos das atuais bordas da bacia, e 4) a ativação dos arcos do Rio Grande e de Ponta Grossa.

O baixo estrutural definido pelo topo do aquífero 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, originados pelo gradual soerguimento da região costeira, no sudeste do Brasil e por movimentações verticais ao longo de elementos tectônicos de direção NW e EW. 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, ao 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 compressionais da Orogenia Andina na borda oeste, foi o responsável pela delimitação de um contorno estrutural concêntrico, onde as camadas mergulham a partir das regiões de afloramento em direção à calha. 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.

MAPA DE ISÓPACAS DE ROCHAS ACIMA DO AQUÍFERO.

O comportamento das isópacas acima do Sistema Aquífero Juro-triássico foi controlado: 1) pelo derrame de lavas da Formação Serra Geral; 2) pela calha de deposição da Sequência Cretácica-terciária; 3) pela ativação regional de sistemas de falhas; 4) pelo soerguimento das atuais bordas da bacia e 5) pela ativação dos arcos do Rio Grande e de Ponta Grossa.

A atuação dos mecanismos acima citados foi responsável pela configuração atual do arcabouço da sequência sobrejacente ao aquífero. Pode-se verificar na comparação entre os Mapas Estrutural e de Isópacas Acima do Aquífero, que existe uma boa similaridade nos contornos delineados em ambos mapas. Três áreas, ao longo do calha central da Bacia do Paraná, no Brasil, apresentam mais de 1000m de basaltos e arenitos sobrepostos ao aquífero: 1200m na região de Fernandópolis, 2200m na região de Cuiabá Paulista e 1400m na região de alto Piquiri. Na Província de Entre Rios mais de 1400m de basalto e arenito recobrem o aquífero.

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 e as variações na espessura das rochas sobrejacentes ao aquífero são menos bruscas.

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 megalineamentos e sistemas de falhas.

MAPA DE COTA POTENCIOMÉTRICA DO AQUÍFERO

O termo *cota potenciométrica* (também chamado de superfície piezométrica), adotado no mapeamento do Sistema Aquífero Juro-triássico, corresponde à elevação dos níveis de água nos poços que atingiram o aquífero, em relação ao nível médio do mar. Esta elevação também chamada de *cabeça hidráulica* (ou nível estático do aquífero) pode ser obtida, teoricamente, pela interpolação do segmento de reta definido pela altura da coluna de água da área de recarga e de descarga (Ramos *et al.* 1989). Na prática, os níveis estáticos do aquífero são mensurados em poços produtores de água ou calculados através das pressões registradas no reservatórios de poços perfurados para petróleo, onde não é usual a realização de testes de produção de água. O contorno das elevações do nível de água do aquífero, em relação ao nível do mar, corresponde ao mapa de superfície potenciométrica. Este mapa é útil para mostrar a direção de fluxo da água no aquífero e o seu gradiente em m/km.

O arcabouço hidrogeológico se desenvolveu a partir do Cretáceo. O soerguimento das atuais bordas permitiu a progressiva erosão das sequências sedimentares, possibilitando o aparecimento das *cabeças hidráulicas* (seções anexas) 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.

O Arco de Ponta Grossa, com enxames de diques de diabásio, 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. A outra área de recarga importante se localiza nos afloramentos existentes nos 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 depressurização 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).

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.

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.

MAPA DE ISOTERMAS

O mapa de isotermas foi confeccionado utilizando-se a temperatura da água do aquífero 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.

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.

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 até a ausência completa em áreas internas da bacia. Na atual borda oeste, foram individualizados dois depocentros. O depocentro ao norte, com espessuras superiores a 600m, e ao sul, com mais de 800m. 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 NE-SW que coincide com a calha deposicional da bacia.

O padrão de fluxo delineado a partir do Cretáceo foi controlado pelos megatraços estruturais da bacia. A feição mais proeminente, o Arco de Ponta Grossa, intrudido por diques de diabásio, 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 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

ACUÍFERO GIGANTE DEL MERCOSUR (BRASIL, ARGENTINA, URUGUAY Y PARAGUAY): MAPAS HIDROGEOLÓGICOS DE LAS FORMACIONES BOTUCATÚ, PIRAMBÓIA, ROSARIO DO SUL, BUENA VISTA, MISIONES Y TACUAREMBÓ

L. M. Araújo, A. B. França & P.E. Potter

RESUMEN

El Acuífero Gigante del Mercosur (uno de los mayores del mundo) está constituido por areniscas de edad Triásico-Jurásico, confinadas por los derrames basálticos cretácicos, y cubre aproximadamente un área de 1.194.000 km² incluyendo a toda la Cuenca del Paraná y parte de la Cuenca Chaco-Paraná. El esquema hidrogeológico regional del acuífero fue elaborado a partir de la compilación de datos de 322 pozos y a través de la confección de mapa de isópacas, mapa estructurales del tope, mapa de isópaca de las rocas que están encima del acuífero, mapa potenciométricos y de isotermas.

El espesor total de este acuífero varía de valores algo mayores de 800 metros hasta la total ausencia en áreas internas de la cuenca. La subsidencia diferencial parece ser el principal factor controlador del espesor. El comportamiento estructural del acuífero fue controlado por diversos factores, entre los que se destacan: los depocentros asociados a las rocas extrusivas de la Formación Serra Geral, la reactivación de sistemas de fallas a nivel regional, los levantamientos de los actuales bordes de cuenca y la reactivación de los arcos de Rio Grande y Ponta Grossa. La actual configuración estructural ya estaba establecida hacia el Cretácico Superior, y desde entonces, el acuífero tiene una importante circulación de agua fresca.

El Arco de Ponta Grossa, con miles de intrusiones de diques de diabasa, divide a la cuenca en dos dominios o regímenes hidrológicos. El primero, hacia el norte de este arco, tiene un comportamiento centrípeto, con un padrón de flujo de dirección suroeste hacia el Rio Paraná desde la región de afloramientos en los estados de São Paulo, Goiás, Mato Grosso y Mato Grosso do Sul. El segundo, ubicado hacia el sur del arco, presenta una mayor variación, con un gradiente de flujo mayor con dos áreas predominantes de descarga - una más importante entre los Ríos Uruguay y Paraná, y otra menor en el Atlántico en Rio Grande do Sul.

Las isotermas que presenta el acuífero, generalmente tienen una distribución siguiendo un gradiente de temperatura equivalente de 29°C/km y salvo en unas raras excepciones, coincidentes con las porciones más profundas, las temperaturas exceden los 55° C.

INTRODUCCIÓN

El término, Acuífero Gigante del Mercosur, dado a uno de los mayores acuíferos del mundo (Rebouças, 1994), es el nombre formal para parte del Sistema Hidroestratigráfico Mesozoico que incluye, al Acuífero Triásico (Formaciones Pirambóia / Rosario do Sul en Brasil y Formación Buena Vista en Uruguay) y al Acuífero Jurásico (Formación Botucatú en Brasil, Formación Misiones en Paraguay, Formación Tacuarembó en Uruguay y Argentina). En este estudio, se utilizaron los datos de 228 pozos para agua y 94 para petróleo, a efectos de definir y caracterizar regionalmente a este acuífero. Con este objetivo, se realizaron los siguientes mapas: a) estructural; b) isópacas; c) isópacas encima del acuífero; d) isotermas y e) potenciométrico. Con la ayuda de seis secciones fue posible estudiar este acuífero. La distribución de los datos respecto al mismo es muy irregular en la región. El estado de São Paulo, más industrializado y con la mayor población de todo el Mercosur, cuenta con el mayor cantidad de pozos perforados (2/3 de los datos utilizados en este mapeo). Por otro lado, en las áreas que quedan al oeste y adyacentes a los ríos Paraná y Uruguay, (en las regiones brasilera, argentina, parguaya y uruguaya), la información disponible es menor y los datos son muy espaciados regionalmente alcanzando el orden de 50 pozos.

El acuífero se encuentra confinado, encima por los basaltos de la Formación Serra Geral de edad Cretácico, y debajo por las rocas sedimentarias de baja permeabilidad del Permo-Triásico (acuitardo). El Acuífero Mercosur, aproximadamente ocupa un área de 839.000 km² en la Cuenca del Paraná (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 y MT=26.400 km²) y de unos 355.000 km² en la porción este de la Cuenca del Chaco-Paraná (Paraguay=71.700 km², Argentina=225.500 km² y Uruguay=58.500 km²). Los depósitos eólicos jurásicos constituyen la mejor parte del acuífero, mientras que facies areno-arcillosas correspondientes a ambientes fluvio-lacustres del Triásico, tienen un comportamiento notablemente inferior como acuífero. El alto contenido de arcilla, observable en los cuttings, es perfectamente identificable en lo perfile rayo Gama.

Estudios pioneros de este acuífero incluyen trabajos de Bigarella & Salamuni (1961), referidos a su ambiente de sedimentação y más recientemente Garrasino (1995). Zalán *et al.*(1990) establecen la

estructura geológica general y Milani (1992) incluye una revisión del origen de la Cuenca del Paraná. Esa estructura geológica también fue abordada por Marques *et al.* (1994). Estudios hidrológicos e hidroquímicos de partes del acuífero fueron realizados por Leinz & Sallentien (1962), Maack (1970), Rebouças (1976, 1979a, 1979b), Gilboa *et al.* (1976), Silva (1983), Fraga (1992) y Campos (1993). Por estudios más específicos pueden ser citados Szikszay *et al.* (1981), Tessedre & Barner (1981) y Kimmelmann (1986).

ESTRUCTURA HIDROGEOLOGICA

Las características hidrogeológicas del acuífero varían significativamente a lo largo de esta cuenca intracratónica, controladas principalmente por: las variaciones en el ambiente depositacional, su evolución estructural y el tiempo de permanencia del agua.

Generalmente, las areniscas jurásicas son pobremente cementadas (porosidad media de 17% y conductividad hidráulica de 0.2-4.6 m/día), ellas presentan una buena madurez textural (debido a su baja proporción de sedimentos arcillosos) y una fábrica de clastos cuarzosos bien redondeados. Los depósitos triásicos, en cambio, tienen una madurez textural menor con mayor contenido de arcilla entre los poros (porosidad media de 17% y una conductividad hidráulica en torno de valores menores que 0.01 a 4.6 m/día). El límite inferior de 0.01 tiene un efecto dramático sobre la calidad del acuífero.

A través de toda la extensión de este acuífero, el agua tiene características de potabilidad aceptables, a excepción de unas pocas localidades. El contacto inferior del Acuífero Mercosur es generalmente con el agua salobre a fresca y de baja permeabilidad correspondiente al Acuitardo Permo-triásico. En las regiones más confinadas y profundas del acuífero (parte central de la Cuenca del Paraná y áreas restringidas de flujos meteóricos, como por ejemplo en Rio Grande do Sul), existe una influencia del acuitardo basal en el Acuífero Mercosur. Así mismo, la calidad del agua se ve afectada por el enriquecimiento en sales de flúor. Los valores que exceden los límites tolerables de sales de flúor (>0.2 mg/l) aparecen solamente en algunas zonas restringidas del acuífero. Fraga (1992) concluye que esas altas concentraciones (3.6 - 12 mg/l) están relacionadas a estancamientos de aguas alcalinas - áreas donde el flujo es muy restringido y el tiempo de permanencia es muy largo - tal como ocurre a lo largo del Río Paraná, al oeste de los estados de São Paulo y Paraná.

Más adelante se presenta una discusión general de las características del Gigante Acuífero del Mercosur basada en cinco mapas y en cortes geológicos.

ISÓPACAS DEL ACUÍFERO

El espesor total del acuífero varía desde más de 800 m. cerca de Alegrete, hasta la completa ausencia en áreas internas de la cuenca cerca de Muitos Capões, ambos en Rio Grande do Sul. En un sentido amplio, los espesores mayores a 500 m. tienden a predominar a lo largo de un eje de dirección NNE-SSW, más o menos subparalelo al Río Paraná. El mayor centro depositacional (más de 600 m.), se localiza al este de Campo Grande (Mato Grosso do Sul) y a lo largo del borde entre la provincia de Entre Ríos y el estado de Rio Grande do Sul. No se sabe con absoluta certeza la razón de estas variaciones, sin embargo, se incluyen como probables causas a la subsidencia diferencial y a los cambios en el espesor de los ambientes fluvio-lacustres y eólicos. En las regiones en donde aflora se observan variaciones locales en el espesor del acuífero, lo que estaría controlado por los factores señalados anteriormente y principalmente por la erosión iniciada después del Cretácico.

ESTRUCTURA DEL ACUÍFERO

Los factores que regulan el tope estructural del acuífero son cuatro: a) grandes depocentros de lavas basálticas correspondientes a la Formación Serra Geral; b) activación regional de sistemas de fallas; c) reactivación de los arcos (Rio Grande y Ponta Grossa) y d) movimientos verticales (levantamientos) de los bordes actuales.

Un bajo estructural definido por el tope del Acuífero aparece delineado según la dirección NNE-SSW, coincidiendo con el eje depositacional de la cuenca. En este eje se definen tres depocentros: uno en el estado de Paraná y dos en el de São Paulo. El origen de éstos, probablemente esté relacionado a un gradual levantamiento costero brasileiro y a una reactivación tectónica a través de fallamientos de dirección regional NW y EW. Una interpretación tectónica para el origen de estos depocentros puede resumirse en:

a) un bajo estructural al norte, definido en la región de Fernandópolis, pudo haber sido controlado por movimientos verticales en la intersección del Lineamiento Rio Verde (NW), con la Zona de Falla Loanda-Presidente Epitácio;

b) un bajo estructural, definido al norte de la ciudad de Cuiabá Paulista (SP), pudo haber evolucionado a partir del control, al norte, de la Zona de Falla de Guapiara; e al sur, de la Zona de Falla de São Gerônimo-Curiúva;

c) un bajo estructural al sur, definido en la región de Alto Piquiri, pudo haber sido controlado por la Zona de Falla Cândido Abreu al norte; e al sur, por la Zona de Falla Rio Piquiri.

Los movimientos verticales ascendentes en los bordes de la cuenca, que tuvieron lugar durante la fase drift, momento de la separación de África y América del Sur, a través del efecto "shoulder" del rift en la margen este y por la Orogénesis Andina en el borde oeste, fueron los responsables por la actual configuración estructural de la misma. Tanto el Arco de Ponta Grossa como el de Rio Grande, tuvieron un papel importante durante este proceso. La reactivación del Arco de Rio Grande, durante la fase drift, generó un alto estructural que separó en dos a la cuenca: una porción del Argentina, Uruguay y Paraguay y una del Brasil.

ISÓPACAS DE LAS ROCAS ENCIMA DEL ACUÍFERO

El comportamiento de las isópacas de las rocas que yacen por encima del Acuífero está controlado por los derrames de basalto de la Formación Serra Geral, por el eje depositacional del Cretácico-Terciario, por la reactivación regional del sistema de fallas, por el levantamiento de los actuales bordes de la cuenca y por la reactivación de los Arcos de Ponta Grossa y Rio Grande. Todos estos factores en conjunto, son los responsables por la gran similitud entre las isópacas del Acuífero y las isópacas de los materiales que están por encima de él. Los tres depocentros estructurales definidos en el eje depositacional de la Cuenca de Paraná (Brasil), tienen más de 1000 m. de basaltos y areniscas por encima del Acuífero (1000 m. en la región de Fernandópolis, más de 2200 m. en la región de Cuiabá Paulista (SP) y más de 1400 m. en el área del Rio Piquiri). En la provincia de Entre Ríos (Argentina) existen más de 1400 m. de rocas basálticas y areniscas por encima del Acuífero.

El nivel de los movimientos de levantamiento de los bordes cuencales influyó directamente en el registro sedimentario posterior, pudiéndose observar en los mapas de isópacas de las rocas que están por encima del Acuífero. En el área de influencia del Arco de Ponta Grossa, en donde se produjeron los mayores levantamientos y consecuentes procesos erosivos, muestra un rápido espesamiento en dirección de la cuenca. Por otra parte, en la región occidental, hacia donde la cuenca se hunde más levemente, este mapa exhibe isópacas que crecen más suavemente en la dirección cuencal. De la misma manera, fueron observadas variaciones bruscas en el espesor de estas rocas en esta región.

SUPERFICIES POTENCIOMÉTRICAS DEL ACUÍFERO

El término *superficie potenciométrica* (también llamada superficie piezométrica), se utiliza para definir, una medida de la elevación del nivel de las aguas en pozos dentro de un acuífero confinado (Ramos *et al.*, 1989). Esta elevación también denominada *cabeza hidráulica*, se calcula por la interpolación lineal entre la recarga (captación) superficial y el nivel de base - local o regional. A los efectos del presente trabajo fue utilizado el nivel del mar (ver secciones). Este valor, es medido en todos los pozos que penetran acuíferos confinados y son mapeados para obtener una superficie potenciométrica. Estos mapas son muy útiles para ilustrar la dirección de flujo del agua en el acuífero e inclusive brindan información acerca de su gradiente en m/km. Asimismo, en un acuífero confinado en condiciones idealmente homogéneas, esta superficie potenciométrica indica la elevación a la que el agua puede subir en un pozo (cabeza hidráulica). La configuración hidráulica en el Acuífero Mercosur se desarrolló hacia el Neo-cretácico (aproximadamente 100 M.A.), momento en el que se verificaron los mayores levantamientos en las áreas de borde de la cuenca. Estas condiciones en el acuífero que tuvieron inicio en aquella época, perduran hasta el presente.

El Arco de Ponta Grossa, con sus muchos diques diabásicos, separa al acuífero en dos grandes dominios o regímenes hidrológicos principales.

El primero, localizado al norte del arco, presenta una superficie potenciométrica que tiene un amplio padrón centrípeto a partir de la zona de afloramientos (recarga) de los estados de São Paulo, Goiás, Mato Grosso y Mato Grosso do Sul; este padrón regional de desplazamiento hidráulico se focaliza principalmente a lo largo del Río Paraná con una dirección preferencial subparalela al mismo (SW). En el estado de São Paulo, importante zona de recarga, los valores de las superficies potenciométricas alcanzan los 600 m., y hasta 800 m. en algunas regiones. Es en esta situación que el gradiente de la superficie potenciométrica

disminuye de 3 m/km (junto a las zonas de afloramientos), hasta 0.2 m/km a una distancia de 50 km. Hacia la región norte de la cuenca, en el estado de Goiás y norte de Mato Grosso do Sul, se presenta una segunda área importante de recarga, en la que las superficies potenciométricas alcanzan 600 m. y la dirección del vector de desplazamiento se orienta al S (parte central de la cuenca) y hacia la zona de afloramientos en el Paraguay. En esta zona el gradiente cae de 1.5 m/km (junto a los afloramientos) para 0.2 m/km a 30 km. de las áreas limítrofes de recarga. Este descenso a lo largo del eje depositacional en Presidente Epitácio, coincide con un probable flujo en dirección al Río Paraná, que se encuentra encajado en la región de la Zona de Falla Loanda-Zona de Falla de Presidente Epitácio.

El segundo dominio hidrológico, creado por el Arco de Ponta Grossa e individualizado al sur del mismo, presenta altos gradientes hidráulicos y significativas áreas de descarga entre los Ríos Uruguay y Paraná. En la región sur de este Arco, las caídas potenciométricas entre las áreas de afloramiento del borde este y oeste, está determinada por la gran diferencia de cotas en dirección suroeste, expresadas por valores de 1200 m. a 50m., y con gradientes que varían entre 5 m/km y 0.3 m/km. Estas zonas de planicies y pantanos, entre los ríos Uruguay y Paraná, *representan la mayor área de descarga global del Acuífero del Mercosur.*

El área de recarga en el estado de Santa Catarina tiene dos direcciones principales de flujo. Una de dirección SW hacia Torres (RS), la que indica un flujo de descarga localizado en la costa atlántica; y otra, en dirección oeste, que atraviesa la mayor parte del estado de Rio Grande do Sul, en la que el gradiente hidráulico es inicialmente de 3 m/km y cae, próximo a la frontera con Argentina, a 0.4 m/km. Probablemente, se verifiquen también algunas descargas localizadas a lo largo del Río Pelotas, región de Piratuba (SC), dadas por la caídas abruptas de las superficies potenciométricas de 650 m. a 350 m. en una distancia menor a 40 km.

Porque de muchos irreconocibles diques, sills y fallas, la actual superficie potenciométrica puede localmente diferenciarse de aquella presentada en el mapa potenciométrico, especialmente cerca a los afloramientos.

ISOTERMAS DEL ACUÍFERO

El mapa de isotermas se elaboró a partir de medidas en pozos productores y las registradas en termómetros de máximas en pozos de petróleo. El gradiente geotérmico medio, calculado en base a los datos de pozos de petróleo, fue de 29°C/km. Las temperaturas obtenidas por extrapolación están referenciadas al tope del acuífero.

De una manera general, las isotermas del acuífero se distribuyen siguiendo el tope de la estructura y coincide con el gradiente de temperatura de 29°C/km, la que presenta tres áreas con temperaturas mayores a 55° C en Brasil y una en la provincia de Entre Ríos. Fueron localizadas anomalías positivas y negativas de gradiente geotérmico. A lo largo del Río Pelotas, en la región de Aratiba (RS)/Piratuba(SC), en el límite de los estados de Rio Grande do Sul y Santa Catarina, el gradiente geotérmico cae para 20°C/km, lo que sugiere un área de descarga y tal vez, una mezcla de aguas con las del Acuífero de Serra Geral. En la región de Cachoeira Dourada (MG), en donde el acuífero se apoya directamente sobre el basamento y es cubierto por los derrames basálticos (tal como sucede en los estados de São Paulo y Goiás), el gradiente geotérmico alcanza valores de 55°C/km. Este alto geotérmico puede estar originado en una mayor densidad de flujo de calor proveniente del basamento cristalino y por las mayores condiciones de estancamiento causado por el confinamiento basáltico.

CONCLUSIONES

El Acuífero Gigante del Mercosur de edad Juro-Triásico es uno de los mayores del mundo y cubre aproximadamente un área de 1.194.000 km², en las Cuencas de Paraná y Chaco-Paraná.

Las isópacas del acuífero varían de valores superiores a 800 metros, hasta 0 en algunas áreas internas de la cuenca. Existen dos centros depositacionales mayores, que definen un eje de dirección aproximada NNE-SSW, subparalelo al Río Paraná. Uno que se localiza en el norte (territorio brasileiro), tiene un espesor que supera los 600 m.; otro, hacia el sur, con espesor mayor a 800 m. a lo largo del Río Uruguay. En el resto del área, el espesor del acuífero es menor a 200 m., especialmente a lo largo del borde este de la cuenca. La configuración estructural de la cuenca coincide con sus ejes depositacionales.

El flujo del agua subterránea en el acuífero comenzó en el Cretácico Superior, junto a los levantamientos de los bordes cuencaleses, el que ha continuado sin interrupción hasta el presente. El Arco de Ponta Grossa divide al flujo en dos dominios hidrológicos principales - un régimen mayor al norte y un régimen menor al sur. El dominio ubicado al norte, presenta un amplio desplazamiento del flujo con padrón

centrípeto, desde el norte hacia el suroeste, a partir de los afloramientos en los estados de São Paulo, Goiás, Mato Grosso y Mato Grosso do Sul. El dominio hidrológico del sur, tiene por otra parte, altos gradientes hidráulicos y presenta la mayor área de descarga de la cuenca entre los Ríos Uruguay y Paraná.

Las isotermas del acuífero, generalmente, siguen un gradiente de 29°C/km y reflejan las condiciones estructurales. Se presentan dos áreas con temperaturas mayores a 55°C. Una en el oeste, ocupando parte de los estados de São Paulo y Paraná; y otra, en la provincia de Entre Ríos.

GIANT MERCOSUL AQUIFER OF BRAZIL, ARGENTINA, URUGUAY, AND PARAGUAY: HYDROGEOLOGIC MAPS OF BOTUCATU, PIRAMBÓIA, ROSÁRIO DO SUL, BUENA VISTA, MISIONES AND TACUAREMBÓ FORMATIONS

By

L. M. Araújo, A. B. França and P. E. Potter

ABSTRACT

The Giant Mercosul Aquifer, consisting of Triassic-Jurassic sandstones confined by Cretaceous basalt flows, covers about 1,194,000 km² and includes all the Paraná Basin and part of the Chaco-Paraná Basin and is one of world's largest. Maps (322 wells) of its thickness, structure, overburden and water temperature plus a potentiometric map define its hydrogeologic characteristics.

The total thickness of the aquifer varies from more than 800 m to total absence in some limited areas in the subsurface. Differential subsidence seems to be the principal control on thickness, whereas depocenters of the lavas of the Serra Geral Formation, penecontemporaneous activity of a basin-wide fault system, uplift of the borders of the Paraná Basin, and influence of the Rio Grande and the Ponta Grossa Arches and even Andean Orogeny all contributed to today's structural configuration. At the end of the Cretaceous the present structural configuration was largely established and, since then, the aquifer has almost everywhere been flushed with fresh water.

The Ponta Grossa Arch, intruded by thousands of diabase dikes, divides the basin into two hydrologic domains. The first, to the north of the arch, has a broadly axial-seeking, southwesterly-oriented flow pattern toward the Paraná River away from bordering outcrops in the States of São Paulo, Goiás, Mato Grosso and Mato Grosso do Sul. The second, south of the arch, has a more variable, higher-gradient flow pattern with two discharge areas - a major one between the Uruguay and Paraná Rivers and a minor one into the Atlantic in Rio Grande do Sul.

The isotherms of the aquifer generally, have a gradient of 29° C/km and, with only a few exceptions, closely conform to the structural configuration of the aquifer, where in its deepest parts, temperatures exceed 55°C.

INTRODUCTION

The term Giant Mercosul Aquifer, one of the world's largest (Rebouças, 1994), is the formal name given to part of the Mesozoic Hydrostratigraphic System that includes both a Triassic Aquifer (Pirambóia and Rosário do Sul formations in Brazil and Buena Vista formation in Uruguay) and a Jurassic Aquifer (Botucatu formation in Brazil, Misiones formation in Paraguay, and Tacuarembó formation in Uruguay and Argentina). Our study used 228 water and 94 wells drilled for petroleum to define and regionally characterize this aquifer - maps of structure, thickness, overburden, and water temperature plus a potentiometric map. Six cross sections help portray the aquifer. Data distribution is very uneven in the aquifer. It is highest in São Paulo State (2/3), the most populous and most industrialized state of all of Mercosul. On the other hand, data is very sparse west and along of the Paraná and Uruguay Rivers (around 50 wells).

The aquifer is confined by the Cretaceous basalts of the Serra Geral Formation and by underlying Permo-Triassic sedimentary rocks of low permeability (Permo-Triassic Aquitard). The Mercosul Aquifer underlies an area of about 839,000 km² in the Paraná Basin (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 and MT=26,400 km²) and 355,000 km² in the eastern part of the Chaco-Paraná Basin: Paraguay (71,700 km²), Argentina (225,500 km²) and Uruguay (58,500 km²). Jurassic eolianites everywhere form the best part of the aquifer whereas more argillaceous fluvial-lacustrine Triassic sandstones are notably inferior. Their higher clay content, readily apparent in cuttings, is also the principal means of separating the two on gamma-ray log.

Prior studies of the aquifer include the pioneering work of Bigarella and Salamuni (1961) on its depositional environmental and, more recently, Garrasino (1995). Zalán et al. (1990) established its general geologic framework and Milani et al. (1992) has provided an overview of the origin of the Paraná Basin. The general structural framework has been made by Marques et al. (1994). Broad hydrologic and hydrochemical studies of parts of the aquifer have been made by Leinz and Sallentien (1962), Maack (1970), Rebouças (1976, 1994), Gilboa et al. (1976), Silva (1983), Fraga (1992) and Campos (1993). More specialized studies include those of Szikszay et al. (1981), Tessedre and Barner (1981) and Kimmelman et al. (1986).

HYDROGEOLOGIC FRAMEWORK

The hydrogeologic characteristics of the aquifer vary significantly across this large intracratonic basin and are largely the result of contrasts in depositional environment, its structural evolution, and the residence time of its water.

The Jurassic sandstones are generally poorly cemented (average porosity of 17% and a hydraulic conductivity of 0.2 to 4.6 m/day) with good textural maturity (because of their low clay content) and a framework of well rounded quartz grains. The Triassic deposits, on the other hand, generally have a lesser textural maturity with more clay in their pores (average porosity of 16% and a hydraulic conductivity ranging from less than 0.01 to 4.6m/day). This lower limit of 0.01 - ten less - has a dramatic effect on aquifer quality.

Throughout the vast area of this aquifer, most of its water is potable with only a few exceptions. The lower contact of the Mercosul Aquifer is generally with the brackish to freshwater, low-permeability Permo-Triassic Aquitard. In the most confined and deepest parts of the aquifer in the central part of the Paraná Basin and in areas of restricted meteoric inflow as in parts of Rio Grande do Sul, there may be some flow from the basal aquitard into the Mercosul Aquifer. Water quality is also affected by enrichment in fluorine. Values exceeding the tolerance limits for fluorine (> 0.2 mg/l) occur in some geographically restricted parts of the aquifer. Fraga (1992) concluded that locally high concentrations of 3.6 to 12 mg/l are related to areas of stagnant alkaline waters - areas where inflow is greatly restricted and residence time is long - such as occur along the Paraná River in western São Paulo and Paraná States.

Below is a discussion of the general characteristic of the Mercosul Aquifer based on five maps and cross sections.

THICKNESS

The total thickness of the aquifer varies from more than 800 m near Alegrete to complete absence in the subsurface near Muitos Capões, both in Rio Grande do Sul. But in broad terms, thicknesses of more than 500 m tend to prevail along a NNE-SSW axis subparallel to or near the Paraná and Uruguay rivers. There is a major depositional center east of Campo Grande in Mato Grosso do Sul State (> 600 m) and along the border between Entre Rios Province and Rio Grande do Sul State. These variations are not fully understood, but include differential subsidence and variations in thickness of both the fluvial/lacustrine and eolian environments. Along the outcrop Tertiary and later erosion is also important.

STRUCTURE

The structure of the top of the aquifer evolved from four factors - great depocenters of lavas of the Serra Geral Formation which depressed the aquifer, regional faulting, activation of arches (Rio Grande and Ponta Grossa) and uplift of the outcrop.

The structural low defined by the top of the aquifer broadly trends NNE-SSW and coincides with the depositional axis of the basin. Within this trend are three depositional centers, one in the State of Paraná and two in the State of São Paulo - all three probably originated by the gradual uplift of the Brazilian coast and by reactivation of the regional NW and EW fault systems within the two basins. Possible tectonic origins for these depocenters include:

- a) The northern structural low near Fernandópolis could have been controlled by vertical movements of the NW-SE Rio Verde Lineament and the NE-SW Loanda-President Epitácio Fault Zone.
- b) The central structural low, north of the city of Cuiabá Paulista (SP), could have evolved from both the NW-SE Guapiara Fault Zone to its north and the NW-SE São Gerônimo-Curiúva Fault to its south.
- c) The southern structural low to the south near Alto Piquiri (PR) could have been controlled by the NW-SE Cândido de Abreu Fault Zone to its north and by the NW-SE Rio Piquiri Fault Zone to its South.

The uplift of the present borders of the basin occurred during the drift phase of the separation of South America from Africa - there was both a rift shoulder effect on the east side of the basin and an Andean Orogenic effect on its west side that gave the basin its present structure. The Ponta Grossa Arch and the Rio Grande Arch were both part of this process. The activation of the Rio Grande Arch, during the drift phase of South America's separation from Africa, structurally separated the deep basin in the west side along the Uruguay River from the deep Paraná Basin in Brazil.

OVERBURDEN

The thickness of overburden above the aquifer is controlled by variations in lava thickness of the Serra Geral Formation, the axis of Cretaceous and Tertiary deposition, by the activity of the regional fault system, by uplift of the basin's borders, and by the activity of the Ponta Grossa and Rio Grande Arches. These factors collectively are responsible for the good similarity between the overburden and thickness maps. Three areas along the main depositional axis of the Paraná Basin in Brazil all have more than 1000 m of basalt and sandstone above the aquifer - 1200 m near Fernandópolis, more than 2200 m near Cuiabá Paulista (SP), and more than 1400 m near Alto Piquiri (PR). In Entre Rios Province more than 1400 m of basalt and sandstone overlie the aquifer.

The amount of uplift along the borders of the basin directly determines the thickness of overburden above the aquifer. Around the Ponta Grossa Arch, where there was great uplift and much later erosion, the thickness of overburden increases rapidly basinward. On the other hand, on the western side of the basin, where dip is gentle, the thickness of the overburden increases basinward much more slowly. Local abrupt variations of the thickness of overburden may also result from local structural deformation.

POTENTIOMETRIC SURFACE

The term potentiometric surface (also called piezometric surface) is used to define a calculated elevation of water in a well drilled into a confined aquifer (Ramos et al. 1989). This elevation is also called the hydraulic head and is calculated by linear interpretation between the elevation of the recharging outcrop and a base level - either the local base level of an inland basin or world sea level (please see cross sections). It has been used sea level. This value is calculated for every well drilled into the aquifer and contoured to obtain the potentiometric surface. Such a map is useful to show the flow direction of water within the aquifer and also gives its gradient in m/km. In an ideally homogeneously confined aquifer, this potentiometric surface indicates the elevation to which water will rise in a well (its hydraulic head). The hydraulic head of the Mercosul Aquifer developed at the end of the Cretaceous about 100 million years ago, when the borders of the basin were significantly uplifted for the first time. With the development of this hydraulic head, sustained flow initially started in the aquifer and has continued to the present.

The Ponta Grossa Arch, with its great number of diabase dikes, divides the aquifer into two major domains.

To the north of the arch, the potentiometric surface has a broad centripetal pattern away from recharge areas in the states of São Paulo, Goiás, Mato Grosso, and Mato Grosso do Sul; this centripetal pattern is focused on the Paraná River and oriented to the southwest subparallel to it. In the State of São Paulo, an important recharge area, typical potentiometric surface of the outcrop are 600 m and locally even reach 800 m. Here the gradient of the potentiometric surface decreases from 3m/km near the outcrop to as little as 0.2 m/km only 50 km downdip. On the north side of the basin in Goiás and northern Mato Grosso do Sul, a second important recharge area, the potentiometric surface reaches 600 m and has a southerly dip toward the center of the basin and toward Paraguay. Here the gradient decreases from 1.5 m/km near the outcrop to only 0.2 m/km 30 km downdip from it. The potentiometric low along the axis of the basin near Presidente Epitácio, coincides with probable outflow into the Paraná River, especially where it is entrenched along the Loanda-President Epitácio Fault Zone.

The second hydrologic domain created by the Ponta Grossa Arch lies to its south, has a higher hydraulic gradient and the basin's most significant discharge area between and along the Uruguay and Paraná rivers. Here, along the south side of the Ponta Grossa Arch, the potentiometric surface falls to the southwest from over 1200 m to as little as 50 m with gradients changing from 5m/km to only 0.3 m/km along the Uruguay and Paraná Rivers. Here the vast swamps between and along the Uruguay and Paraná Rivers represent the great discharge area of the Mercosul Aquifer.

The recharge area in the State of Santa Catarina has two major directions of outflow - one to the southwest toward Torres (RS) and indicates a localized flow into the Atlantic - and the other to the west across most of the State of Rio Grande do Sul, where the hydraulic gradient is initially 3 m/km until it falls to about 0.4 m/km at the Argentine border. Discharge probably also occurs along the Pelotas River near Piratuba (SC), judging by the abrupt fall of the piezometric surface from 650 to 350 m in a distance of less than 40 km.

Because of many unrecognized dikes, sills and faults, the actual potentiometric surface may locally differ from the surface shown on the map interpreted, especially near the outcrops.

ISOTHERMS

The map of water temperatures of the aquifer was made from measurements in water wells and from measurements of maximum bottom temperatures in oil exploration wells. The thermal gradient calculated from petroleum exploration wells is $29^{\circ}\text{C}/\text{km}$. All the calculated temperatures are for the top of the aquifer.

The isotherms of the aquifer generally follow the structure of its top, and confirm the gradient of $29^{\circ}\text{C}/\text{km}$, which has three areas of water temperatures greater than 55°C in Brazil and one in Entre Rios Province. Locally, there are anomalies, both positive and negative, in the geothermal gradient. Along the Pelotas River in the region of Aratiba (RS)/Piratuba (SC) along the frontier between Santa Catarina and Rio Grande do Sul, the geothermal gradient falls to as low as $20^{\circ}\text{C}/\text{km}$ and suggests an area of discharge - and possibly some mixing with water from the Serra Geral Aquifer. In the Cachoeira Dourada region (MG), where the aquifer rests directly over basement and is covered by basalt, as is true for much of the States of São Paulo and Goiás, the thermal gradient is as high as $55^{\circ}\text{C}/\text{km}$. This high gradient seems to be the product of high heat flow from the crystalline basement and from semi-stagnation caused by a tight basaltic seal.

CONCLUSIONS

The Giant Mercosul Aquifer of Jurassic and Triassic age is one of the largest in the world and covers an area of about $1,194,000 \text{ km}^2$ in the Paraná and Chaco-Paraná basins.

The thickness of the aquifer varies from more than 800 m to complete but rare local absence in the subsurface. There are two major depositional centers that define a trend approximately NNE-SSW subparallel to Paraná River. The northern one in Brazil has thicknesses in excess of 600 m and the southern one thicknesses in excess of 800 m along the Uruguay river. Much of the rest of the aquifer is less than 200 m thick, especially along the east side of the basin. The structural configuration of the basin closely coincides with the basin depositional trough.

Ground water flow in the aquifer started at the end of the Cretaceous, when the borders of the basin were uplifted, and has continued without interruption to the present. The Ponta Grossa Arch divides this flow into two major domains - a larger domain to the north and a smaller one to the south. The northern domain has broadly centripetal flow focused to the southwest and the Paraná River away from bordering recharge areas in the States of São Paulo, Goiás, Mato Grosso and Mato Grosso do Sul. The southern domain has, on the other hand, higher hydraulic gradients and the basin's largest discharge area along and between the Uruguay and Paraná Rivers.

The isotherms of the aquifer generally follow a gradient of $29^{\circ}\text{C}/\text{km}$ and broadly reflect its structure. Two areas of the basin have temperatures higher than 55° - one in the western parts of São Paulo and Paraná States and the other in the Province of Entre Rios.

AGRADECIMENTOS/AGRADECIMIENTOS/ACKNOWLEDGEMENTS

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 fornecidas 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 Huñt Oil Co., Argentina; por Daniel Lanussol da YPF, Argentina; e por Pedro M. Gonzáles da HGM Perforaciones, 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, professor Ernani F. da Rosa filho e Donizeti A. Giusti, pela publicação dos dados.

BIBLIOGRAFIA/BIBLIOGRAFÍA/REFERENCES

- 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 Bulletin*, **72**, p. 989-1106.
- Campos, H. C. N. S. 1993. Caracterização e cartografia das províncias hidrogeoquímicas do Estado de São Paulo. São Paulo, USP. Tese de doutorado, 177p.
- 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.
- Gallo, G. & Sinelli, O. 1980. Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas na região de Ribeirão Preto. *Rev. Bras. de Geoc.*, SBG, **10**, p.129-140.
- 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.165-179.
- 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.
- 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. 8º Cong. Bras. Ag. Subt., ABAS, p.500-509.
- Kimmelman, 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. 4º GBAS, Brasília, DF, p.1-25.
- 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.
- Sinelli, O. 1979. Química das águas subterrâneas - Aplicação a águas subterrâneas do Brasil meridional. Ribeirão Preto, São Paulo, USP-FFCLRP. Tese de Livre-Docência.
- Souza Filho, M. N. & Algarte, J. P. 1979. A captação de água subterrânea no aquífero Botucatu, SP. Atas do 2º Simpósio Regional de Geologia, Rio Claro, **2**, p.67-84.
- Szikszay, M., Teissedre, 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.
- Teissedre, 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.



551.48
Ar15
IG

Caixa

Ma



UFPR



PETROBRAS