



MÉTODOS GEOFÍSICOS DE CORRENTE CONTÍNUA NUM ESTUDO HIDROGEOLÓGICO EM CAPELLANÍA - REPÚBLICA DE PANAMÁ

¹Abel Carrasquilla y ²Alberto Caballero

¹LENEP/UENF - Laboratório de Engenharia e Exploração de Petróleo, Universidade Estadual do Norte Fluminense. Rodovia Amaral Peixoto, Km 164, Imboacica. CEP: 27.973-030. Macaé - RJ - Brasil. Telefax: +55-24-773-6565. email: abel@lenep.uenf.br

²DF/UPA -Departamento de Física, Facultad de Ciencias Naturales, Exactas y Tecnología, Laboratorio de Hidrogeología y Geofísica Aplicada-VIP. Universidad de Panamá.. Apartado 00063 / Zona 0824, Universidad de Panamá. Fone -223-9985. email: alberto@ancon.up.ac.pa; alcaba99@yahoo.com

RESUMO

Entre 1985 e 1987, o "Departamento de Fuentes Subterráneas" do "Instituto para Acueductos y Alcantarillados Nacionales" e o "Departamento de Física" da "Universidad de Panamá" utilizaram métodos geofísicos de corrente contínua (eletro-resistivo e potencial espontâneo), além de dados litológicos e hidráulicos obtidos em poços perfurados na área, num estudo hidrogeológico em Capellania, República de Panamá. Esta região se caracteriza por apresentar problemas no fornecimento de água potável à população, relacionados com a má qualidade das águas subterráneas e a presença de uma estação seca prolongada, o que dificulta a perfuração de poços produtivos. Os objetivos deste estudo foram parametrizar o aquífero na área, detetar o relevo do embasamento resistivo e determinar alguns parâmetros hidrogeológicos, tais como a direção do fluxo subterrâneo de água, a condutividade e a transmissividade hidráulicas. Os resultados com o método eletro-resistivo revelam que os setores oeste e sudeste da área estudada, onde o embasamento cristalino é mais profundo e a camada aquífera é mais espessa, apresentam as melhores possibilidades para a perfuração de poços. As direções de fluxo indicadas pelo método SP e pelas condutividades/transmissividades hidráulicas, as quais foram obtidas a partir de parâmetros geoeletricos e testes hidráulicos em poços, comprovam que os setores antes mencionados são os mais favorecidos quanto à recarga do aquífero.

PALAVRAS – CHAVE

ABSTRACT

Between 1985 and 1987, the Groundwater Department of the National Institute of Sewerages and Aqueducts and the Physics Department of the University of Panama utilized direct current geophysical methods (resistivity and self potential), besides lithological and hydraulic data obtained on wells drilled in the area, to perform a hydrogeological study in Capellania, Republic of Panamá. This region has serious problems of water supply to populations, due to the bad quality of groundwater and the presence of a long dry season, which hinders the location of productive wells. The objectives of the study were to evaluate the aquifer in the area, to detect the bedrock relief and to determine some hydrogeological parameters, such as the direction of groundwater flow, hydraulic conductivity and transmissivity. The results with resistivity method show that in western and southeastern sectors of the studied area, where resistive basement is deeper and aquifer is thicker, present best conditions for successful wells. The flow directions inferred from self potential and hydraulic conductivities/transmissivities measurements, which were obtained from geoelectrical parameters and *in situ* well tests, verified that the mentioned areas are more favorable in terms to aquifer recharge. In the place where Capellania is located, although, it is not appropriated to drill wells, because the results indicated that in this place the bedrock is shallower, the aquifer is thinner and the groundwater flows away.

KEYWORDS

Geophysical methods, hydrogeology, Republic of Panama.

INTRODUÇÃO

O abastecimento de água potável em Capellania, localizada numa região da República de Panamá conhecida como "Arco Seco", a 200 km ao SW da Cidade do Panamá, se constitui num problema difícil, devido a que a principal fonte de água potável tem origem subterrânea (Fig. 1). Diversos motivos, tais como o crescimento populacional, a super - exploração dos poços na temporada seca de seis meses e a presença de pirita na litologia aquífera, que levam a salinização e a uma alta concentração de ferro nas águas subterrâneas, contribuem para que os reservatórios subterrâneos existentes não sejam suficientes para atender às necessidades mínimas da população.

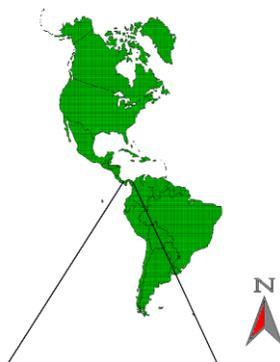


Fig. 1. Localização da área de estudo.

Pensando nessa problemática, na década dos 80, o "Departamento Fuentes Subterráneas" do "Instituto de Acueductos y Alcantarrillados Nacionales" (DFS/IDAAN) e o "Departamento de Física" da "Universidad de Panamá" (DF/UP) utilizaram métodos geofísicos de corrente contínua (eletro-resistivo e potencial espontâneo), informações litológicas e dados hidráulicos de poços perfurados na região (Fig. 2). Todas as informações foram integradas e re-interpretadas neste artigo, correlacionando os dados geológicos de superfície, os registros litológicos, os testes hidráulicos de diversos poços e os dados geofísicos, com o objetivo de estimar parâmetros hidráulicos, encontrar as direções de fluxo subterrâneo de água, parametrizar as camadas aquíferas e determinar o relevo do embasamento cristalino. Finalmente, como resultado deste estudo, foi possível sugerir os locais mais convenientes para a realização perfurações.



Fig. 2. Mapa Geológico e Localização de poços e sondagens elétricas verticais.

GEOLOGIA

A área de estudo, de aproximadamente 1 km², está localizada numa região do Mioceno que possui unidades rochosas de caráter ígneo, principalmente extrusivas compostas por cinzas vulcânicas e fluxos de lavas basálticas e andesíticas. Sedimentos aluviais recentes, do tipo conglomerados, existem também depositados nas partes topograficamente mais baixas. Cronologicamente, esta geologia está constituída pelos seguintes elementos (Caballero 1987):

- unidade do Mioceno - Plioceno, formada por uma sucessão de cinzas vulcânicas e tufos, os quais se apresentam fraturadas e com uma permeabilidade média;
- unidade do Mioceno superior, formada por lavas e tufos, os quais apresentam grande fraturamento e afloram de forma irregular;
- complexo vulcânico composto principalmente por lavas e basaltos andesíticos elipsoidais, os quais se apresentam na forma de diques que afloram em pequenas unidades dispersas;

Localmente, a geologia é constituída por material aluvionar compacto e por uma cobertura argilosa e, de acordo com a estratigrafia de algumas perfurações, os estratos presentes na área são: argila, conglomerados, tufos e basaltos (Fig. 3). Por outro lado, do ponto de vista da geomorfologia, a área estudada está localizada numa região onde teve corridas de lava, sendo os terrenos, portanto, na forma de terraços. A altitude média é de 30 m acima do nível do mar, com diferença máxima de 5 m, existindo, nas proximidades, pequenos morros cujas elevações não ultrapassam 200 m. Nas direções norte e sudoeste de Capellania existem baixos na topografia, precisamente na direção dos vales aluviais de rios presentes na região (Carrasquilla 1986).

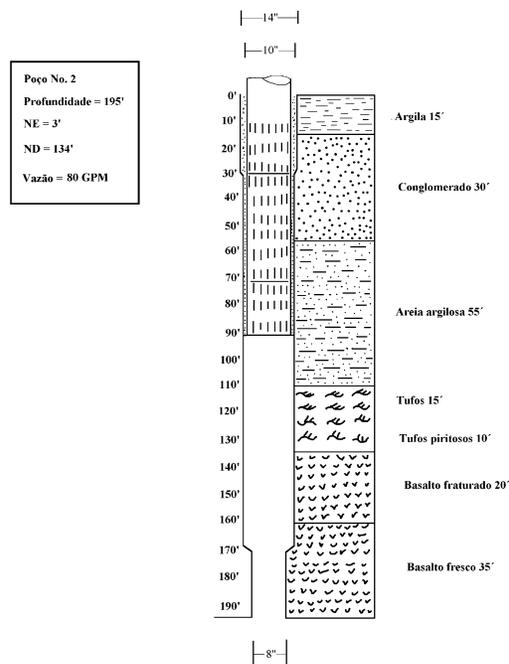


Fig. 3. Perfil estratigráfico típico da região.

METODOLOGIA

Em 1986, o DFS/IDAAN utilizou o método eletro-resistivo (ER) para obter 27 sondagens elétricas verticais (SEVs) com o arranjo Schlum-

$$T = \rho_1 h_1 + \rho_2 h_2 + \dots + \rho_n h_n = \sum_{i=1}^n \rho_i h_i;$$

$$S = \frac{h_1}{\rho_1} + \frac{h_2}{\rho_2} + \dots + \frac{h_n}{\rho_n} = \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{\rho_i} ;$$

berger, valendo-se do aparelho Stratameter R-50/SoilTest. Estas SEVs foram complementadas com outras 5 anteriormente realizadas na área por Lezcano & González (1983) com o mesmo aparelho (Fig. 2). A teoria utilizada para modelar os dados eletro-resistivos, é a bem conhecida teoria dos meios horizontalmente estratificados para o arranjo Schlumberger (Koefoed 1979). Usando esta teoria, ajustamos os dados reais através de uma modelagem iterativa direta e, com os modelos geoeletricos resultantes, foi possível classificar as SEVs em três famílias características, além de melhorar a interpretação com o cálculo de parâmetros como os de Darr Zarrouk e parâmetros hidráulicos como a condutividade e transmissividade. Para encontrar esses parâmetros, considera-se que a corrente elétrica atravessa um prisma constituído de n camadas paralelas, isotrópicas e homogêneas, de resistividades $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_n$ e espessuras h_1, h_2, \dots, h_n , e uma área transversal de 1 m^2 (Fig. 4). Quando a corrente flue normal à base do prisma se tem a resistência total T do prisma e quando ela flui paralela, obtemos a condutância total S (Keller & Frischknecht 1966):

dados em Ωm^2 e S (Siemens), respectivamente.

Estes parâmetros geoeletricos estão relacionados com outros dois, conhecidos como resistividades longitudinal (ρ_l) e transversal (ρ_t) do bloco homogêneo que é equivalente ao prisma de camadas, expressados na forma:

$$\rho_t = \frac{T}{H}; \quad \rho_l = \frac{H}{S}; \quad (2)$$

ambas em Ωm , em que $H = h_1 + h_2 + \dots + h_n$ é a espessura total do pacote de camadas em m.

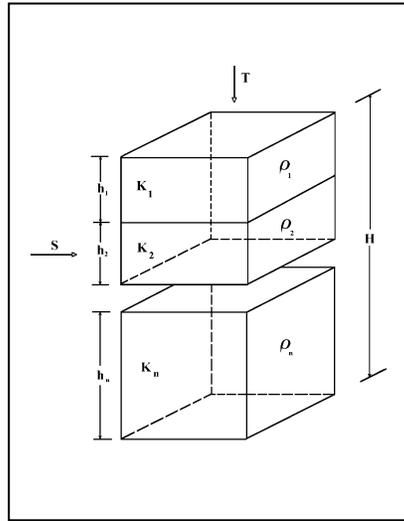


Fig. 4. Prisma de n camadas paralelas, isotrópicas e homogêneas (Koefoed 1979).

Devido à analogia entre fluxo subterrâneo da água e fluxo da corrente elétrica no meio geológico, respectivamente expressos pelas Leis de Darcy e de Ohm (Wang & Anderson 1982):

$$q = -K\nabla h; \quad \vec{J} = -\sigma\nabla V; \quad (3)$$

com q sendo a descarga específica (m^3/s), K a condutividade hidráulica (m^2/s), J a densidade de corrente elétrica (A/m^2), $\sigma = 1/\rho$ a condutividade elétrica (S/m), V a voltagem (Volts) e ∇ o operador gradiente, é possível calcular dois parâmetros hidráulicos, conhecidos como condutividades hidráulicas longitudinal (K_l) e transversal (K_t):

$$K_l = \frac{H}{\left(\frac{h_1}{K_1} + \frac{h_2}{K_2} + \dots + \frac{h_n}{K_n}\right)}; \quad K_t = \frac{(K_1 h_1 + K_2 h_2 + \dots + K_n h_n)}{H} \quad (4)$$

em que K_1, K_2, \dots, K_n são as condutividades hidráulicas de cada camada, em m/s .

A partir dos resultados anteriores, podemos definir outros quatro parâmetros: o coeficiente de anisotropia (λ , adimensional), a resistividade média (ρ_m , em Ωm), a condutividade hidráulica média (K_m) e a anisotropia hidráulica (K_a), na forma:

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_t}{\rho_l}}; \quad \rho_m = \sqrt{(\rho_t \rho_l)}; \quad K_m = \sqrt{(K_t K_l)}; \quad K_a = \sqrt{\frac{K_t}{K_l}}. \quad (5)$$

Dependendo do tipo de meio geológico, segundo Mazác et al. (1990), o valor de K pode ser expressado por relações empíricas, dependendo se o meio é poroso (K_p) ou se é fraturado (K_f):

$$K_p = (10^5 \text{ m/s}) = (97.5^{-1}) (\rho^{1.195}) \quad \text{ou} \quad K_f = (33.7) (\rho^{-0.268}). \quad (6)$$

Uma vez conhecido K , é possível calcular a transmissividade hidráulica (T , em m^2/s) do aquífero através de (Marinho & Lima 1997):

$$T = KH. \quad (7)$$

Na região pesquisada, o DFS/IDAAN perfurou 10 poços, cujos dados referentes a perfis litológicos e testes hidráulicos foram também incorporados neste estudo (Tab. I). Com estes dados, calculamos T e K do aquífero, os quais também podem ser conhecidos a partir de testes hidráulicos dos poços in situ, por intermédio da expressão (Domenico & Schwartz 1990):

$$T = \left\{ \left[\frac{(2.3 * Q)}{(4\pi \Delta s)} \right] * \left[\log_{10} \left(\frac{t_1}{t_2} \right) \right] \right\}; \quad (8)$$

e a equação 7, respectivamente. Nesta equação, Q é a vazão do poço em m^3/h , $\Delta s = n_d - n_e$ (com n_d e n_e sendo os níveis estático e dinâmico da água dentro do poço), t_2 e t_1 são os tempos inicial e final do teste hidráulico, geralmente maior que 48 horas.

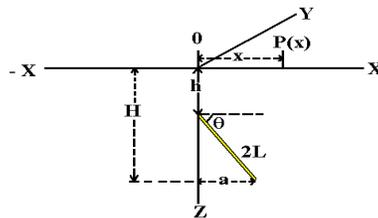
Tabela I. Dados dos poços perfurados na região.

Poço Nº	Nível Estático (m)	Nível Dinâmico (m)	Vazão (m ³ /h)	Espessura do Aquífero (m)
1	9	110	0,7	28
2	3	134	18,1	31
3	5	94	27,0	52
4	9	110	0,9	42
5	10	120	1,1	6
6	20	44	18,6	22
7	20	44	14,3	22
8	95	112	18,1	37
9	20	112	26,3	35
10	1	100	9,3	49

Em relação ao método do potencial espontâneo (SP, da sigla em inglês), o DF/UP realizou quatro perfis de 1 km de comprimento na direção leste - oeste, com separação de 50 m entre estações e com uma separação de 250 m entre perfis (perfis 100S, 0, 100N e 200N na Fig. 2). A técnica de medição utilizada foi a dos potenciais, que consiste em fixar um dos eletrodos a uma estação base e medir a diferença de potencial existente entre esta e cada uma das estações em perfis paralelos. Na medição dos potenciais, usou-se um voltímetro digital Fluke 8060A, com uma impedância de entrada de 80 MΩ, um cabo condutor comprido com cobertura isolante e um par de eletrodos não - polarizáveis de argila porosa. Com os dados obtidos, construiu-se o mapa das equipotenciais elétricas, a partir do qual se extrairam perfis que indicam as direções de fluxo, tal como indica a teoria dos potenciais espontâneos electrocinéticos (Becker & Telford 1968). Utilizando estes perfis, foi feita uma parametrização dos mananciais subterrâneos, com o objetivo de localizar a direção de fluxo subterrâneo e a profundidade do seu eixo médio. Neste sentido e devido ao tipo de anomalia obtida, selecionou-se o modelo matemático da folha bidimensional de Rao & Babu (1983), que consiste numa linha de polos de igual intensidade ao longo da parte superior e inferior da mesma, cuja representação e parâmetros mais importantes estão indicados na Fig. 5. A equação matemática que calcula o potencial em qualquer ponto sobre a superfície é:

$$\Delta V(x) = M \ln \left[\frac{(x^2 + h^2)}{[(x - a)^2 + H^2]} \right]; \quad (9)$$

em que $a = (H - h)\tan\theta$, θ é o ângulo que a lâmina faz com a horizontal, $M = (I\rho)/(2\pi)$ é o momento de dipolo, com ρ sendo a resistividade elétrica do meio encaixante à lâmina. Para tal fim, é utilizado um processo iterativo automático no sentido dos mínimos quadrados, no qual as posições e os pontos de amplitudes do máximo, mínimo e zero são escolhidos, avaliando então parâmetros tais como a origem, profundidade e a extensão da folha bidimensional infinita através do gradiente horizontal da curva.



$V(x) = M \ln \left\{ \frac{x^2 + h^2}{(x - a)^2 + H^2} \right\}$ <p>(Volts)</p> <p>com:</p> <p>$a = (H - h)/\tan\theta$</p> <p>$M = (I\rho)/(2\pi)$</p> <p>$\rho = \text{resistividade } (\Omega\text{m})$</p> <p>$I = \text{corrente elétrica (Amp)}$</p>
--

Fig. 5. Modelo do fluxo subterrâneo de água.

RESULTADOS

As SEVs mostradas na Fig. 6, as quais aparecem ajustadas ao modelo teórico, foram agrupadas em três famílias, localizadas, a primeira a leste, a segunda a noroeste e a terceira ao sudoeste da área prospectada (Tab. II). Estas SEVs apresentam as seguintes camadas geoeletricas (Carrasquilla & Caballero 1997):

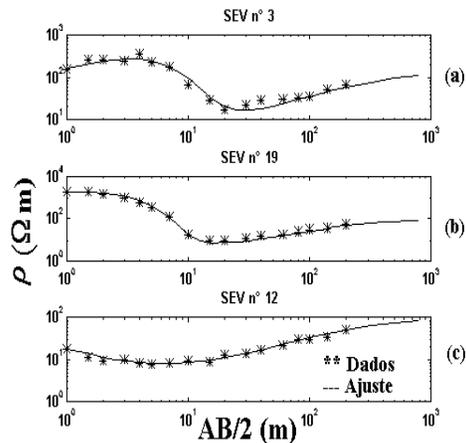


Fig. 6. Famílias de curvas e suas interpretações: a) primeira, b) segunda e, c) terceiras famílias.

- a primeira, representa o solo, geralmente argiloso com material orgânico, com espessuras (h) entre 0,2 a 4,5 m e resistividades (ρ) oscilando entre 23 e 4100 Ωm . Esta camada aparece claramente representada no começo das SEVs características de todas as famílias;
- a segunda, representada pela subida inicial nas curvas, caracteriza seixos cimentados com argila, portanto, com pouca porosidade e permeabilidade. Esta camada aflora localmente, possuindo ρ entre 80 e 3000 Ωm e h entre 0,4 e 12 m, sendo característica da primeira e segunda famílias;
- a terceira, indicada pela descida nas curvas, mostra uma camada condutiva, com ρ variando entre 7,5 e 80 Ωm e h entre 19 e mais de 100 m, valores estes que dependem da grande saturação e do tipo litológico. Esta camada é reconhecida em todas as famílias de curvas e é composta por tufo, o principal aquífero da área e;
- a quarta camada é uma subida final das curvas em ângulos próximos dos 45° , com ρ entre 100 e 500 Ωm , a qual é considerada como o embasamento cristalino resistivo. Em diversas perfurações do DFS/IDAAN, esta camada é descrita de forma diferente, seja como basalto, andesito ou tufo recristalizado.

Tabela II. Parâmetros resultantes da interpretação das SEVs características de cada família.

Parâmetros\Sondagem	SEV N° 3	SEV N° 19	SEV N° 12
$\rho_1(\Omega m)$	120	2000	23
ρ_2	1000	7,5	8
ρ_3	14	100	20
ρ_4	150	----	100
h_1 (m)	0,6	1,7	0,6
h_2	1	20	10
h_3	30	----	15

O ramo terminal das SEVs foi utilizado para determinar a profundidade do embasamento resistivo, com cujos dados se elaborou um mapa que mostra maiores profundidades a sudoeste, com profundidades de até 150 m, e a sudeste, onde a rocha resistiva foi detetada a profundidades de até 90 m. No local onde se localiza a vila, observamos que a rocha fresca está mais próxima da superfície, a menos de 30 m (Fig. 7).

Considerando os tufos como o aquífero desta área, o mapa da spessura desta camada mostra que a mesma é mais espessa nos lugares nos quais o embasamento é mais profundo, com até 100 m. No centro da vila, porém, esta camada é bem delgada, com valores menores que 20 (Fig. 8a).

O mapa da iso-resistividade para $AB/2 = 3$ m é representativa das formações mais rasas e serve para delimitar a camada de seixos mais resistiva e impermeável. Sendo assim, podem-se observar valores maiores que 1500 Ωm na parte leste e valores menores, de até 100 Ωm , no setor oeste de Capellanía (Fig. 8b).

Os valores de λ , tal como dado na equação 5, mostram que quanto mais próximo de 1, mais homogêneos e isotrópicos são os terrenos atravessados pela corrente elétrica. No mapa da Fig. 9a, pode-se observar que no setor sudoeste da área pesquisada, encontram-se valores deste parâmetro iguais a 1, o que demonstra a homogeneidade destes terrenos, com circulações da corrente iguais nas direções horizontal e vertical. Nos outros setores vizinhos, os valores são muito maiores que 1, trata-se, portanto, de terrenos muito heterogêneos, com $\lambda > 1$.

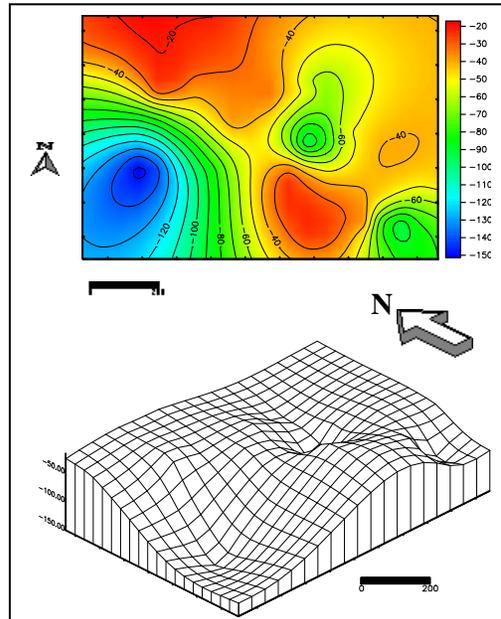


Fig. 7. Mapas da profundidade do embasamento resistivo. Escalas em metros.

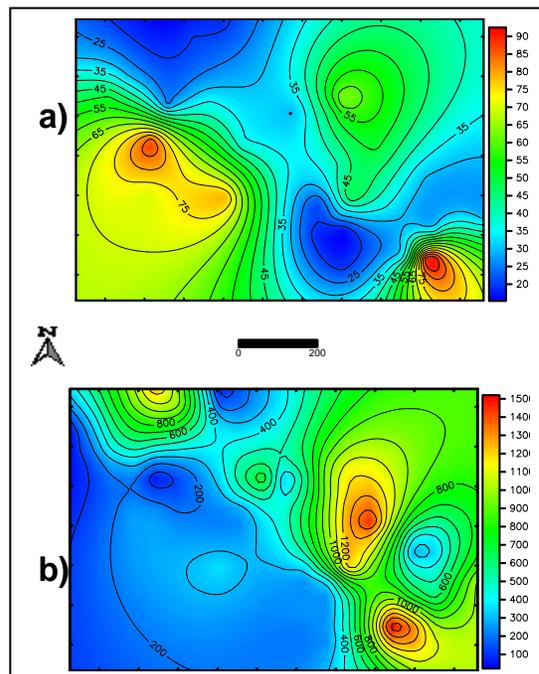


Fig. 8. Mapas da a) espessura do aquífero. b) resistividade aparente em $AB/2=3$ m. Escalas em metros.

O mapa do potencial espontâneo, mostra que a direção preferencial do fluxo de água subterrânea está numa direção sudoeste, a qual é indicada no mapa como P1. Entretanto, na região central da área de estudo, percebemos uma outra linha do fluxo na direção sudeste, quase perpendicular à primeira, indicada no mapa como P2 (Fig. 9b). Na direção nordeste da área, pode-se pensar na existência de uma outra direção de fluxo, mas, não temos confiança neste valores, pois os mesmos podem ser produto do tipo de interpolação utilizado.

Fig. 9. Mapas do a) coeficiente de anisotropia e do, b) potencial espontâneo na área. Escalas em metros.

Na interpretação de ambas anomalias, foram ajustados o modelo teórico da fig. 5 aos dados de campo (Fig. 10), obtendo-se os resultados que aparecem na Tabela III.

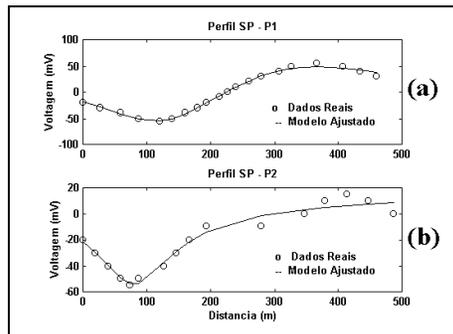


Fig. 10. Interpretações dos perfis P1 e P2.

Tabela III. Parâmetros resultantes da modelagem de uma folha bidimensional infinita e inclinada.

Parâmetro\Perfil	P1	P2
Profundidade (m)	73	43,7
Comprimento (m)	199,1	100,1
Inclinação (graus)	163,3	99,7
Resistividade (Ωm)	36,5	26,1
Erro do ajuste (%)	11,3	28,4
Iterações (No.)	16	25

Os valores de K_m e T_m calculados pela Eq. 5 e representados na Fig. 11 na forma de mapas, mostram altos valores de T_m nos setores oeste e sudeste, apesar dos altos valores de K_m ao norte e sul da área. Por outro lado, os valores calculados para o aquífero, destes dois parâmetros, usando-se a Eq. 8, são mostrados nos mapas da Fig. 12. Estes últimos parâmetros também nos indicam altos valores para o oeste e o sudeste da região, mostrando o fluxo subterrâneo preferencial da água nestas direções.

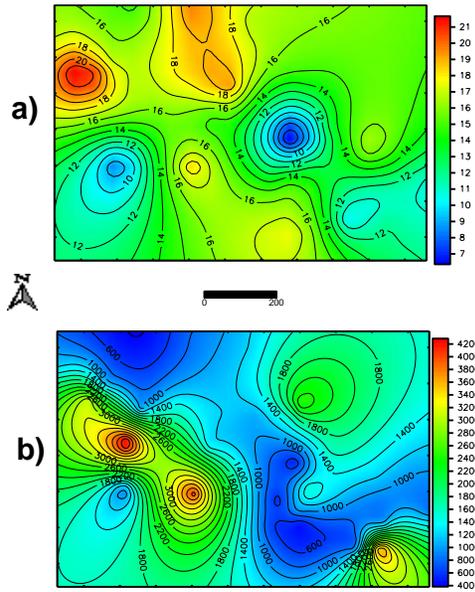


Fig. 11. a) Condutividade e b) transmissividade hidráulicas da região a partir de dados geolétricos. Escalas em metros.

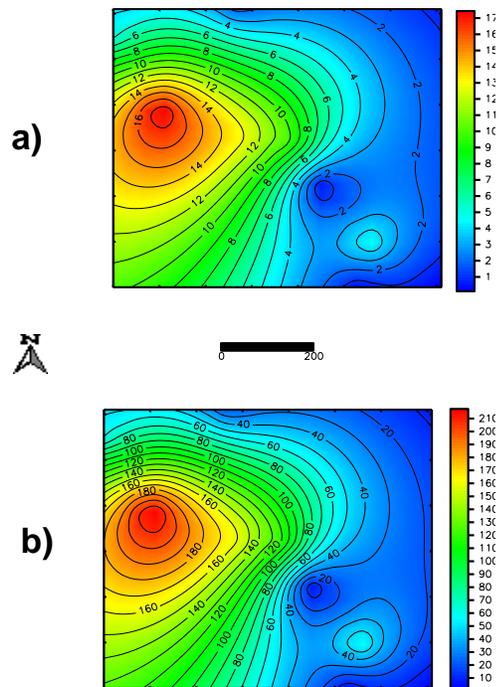


Fig 12. a) Condutividade e b) transmissividade hidráulicas da região a partir de testes *in situ*. Escalas em metros.

CONCLUSÕES

Os resultados com o método ER indicam que os setores oeste e sudeste são os mais convenientes para realizar perfurações, justamente onde o embasamento é mais profundo e a camada de tufos é mais espessa. Entretanto, onde a vila se localiza, não é aconselhável perfurar porque ali o embasamento é mais raso e a camada aquífera mais fina. Por outro lado, o mapa do λ (coeficiente de anisotropia) indica que a corrente elétrica circula facilmente na vertical e na horizontal nos terrenos localizados a oeste, possivelmente devido a que são terrenos geologicamente homogêneos e saturados em água. No setor sudeste, pelo contrário, os altos valores de λ no local denunciam uma alta heterogeneidade destes terrenos. Isto pode ser também observado no mapa de iso-resistividade $AB/2=3$ m, o qual mostra altos valores de ρ para o setor leste, com a presença da camada impermeável de conglomerados, e baixos valores no setor oeste, com a presença de um pacote homogêneo condutivo de tufos por cima do embasamento resistivo.

Os resultados com o método SP mostram a existência de duas direções preferenciais do fluxo subterrâneo de água na área, os quais saem da vila nas direções indicadas pelos perfis P1 e P2. Nestes perfis, novamente os setores oeste e sudeste aparecem como os melhores locais para perfurar poços. A vila, pelo contrário, situa-se na zona de recarga do aquífero subterrâneo, como mostram vários poços aí perfurados, as possibilidades de altas vazões no local são baixas. O ajuste do perfil P1 se apresenta com menor erro (11,3 %) e os parâmetros calculados, tais como a inclinação, a profundidade e a ρ para o meio que envolve a lamina polarizada, são mais confiáveis. O pior ajuste para o perfil P2 de 28.4 %, mostra a existência de um fluxo quase vertical nesta direção, que pode-se dar através de fraturas.

Os valores calculados para K e T, usando-se duas metodologias diferentes, mostram as mesmas direções preferenciais de fluxo subterrâneo nas direções oeste e sudeste. Existem discordâncias nos valores obtidos através das duas metodologias, mas é preciso esclarecer que para o cálculo teórico, escolhemos um fluxo teórico de forma fraturada, porque a geologia sugere isso e porque o modelo de fluxo poroso teórico apresentava valores discordantes ainda maiores. No caso dos testes

hidráulicos, estes parâmetros foram calculados exclusivamente para a camada aquífera, embora outras camadas podem contribuir na vazão do poço, além de que o aquífero pode apresentar um fluxo misto entre fraturado e poroso. É necessário também mencionar que a densidade de informações geoeletricas é três vezes maior que a dos testes hidráulicos.

Baseados em todas estas informações, sugerimos o setor W de Capellania como o melhor para a construção de poços. Isto se deve a que esta área apresenta o embasamento cristalino a uma profundidade maior, uma espessura adequada do aquífero, uma recarga possível pela inclinação do embasamento cristalino, a ausência da camada superficial impermeável de seixos, as direções de fluxo indicadas pelo método SP e os altos valores de T. A existência do poço No. 9 com uma boa vazão neste setor da área prospectada é um excelente indicativo das boas possibilidades. Ao perfurar os poços neste setor, é conveniente não ir muito na direção SW, porque apesar desta área apresentar parâmetros físicos semelhantes, a presença de águas subterrâneas salgadas no poço N° 8 e a camada condutiva encontrada na porção terminal das SEVs, sugerem que pode existir água deste tipo em profundidade. Por outro lado, poderia-se pensar que o setor sudeste, o qual apresenta características semelhantes ao W pode constituir-se numa outra opção. Entretanto, a presença de uma camada superficial impermeável de conglomerados, provavelmente impede a principal fonte de recarga da área, que são as chuvas, o que nos leva a não considerar este setor.

REFERÊNCIAS

Becker, A. & W.M. Telford. 1968. Spontaneous polarization studies. *Geophysical Prospecting*, 13(2): 173-188.

Caballero, A. 1987. El método de potencial espontáneo en la exploración geofísica de fuentes subterráneas de agua". Informe de Proyecto, Departamento de Física, Universidad de Panamá. 21 p. Inédito.

Carrasquilla, A. 1986. Estudio geofísico para aguas subterráneas en Capellanía, Natá". Reporte Interno, Departamento Fuentes Subterrá-

neas, Instituto de Acueductos y Alcantarillados Nacionales. 110 p. Inédito.

Carrasquilla, A. & A. Caballero. 1997. Métodos geofísicos de corriente continua en Capellania - Republica de Panamá. Anais 5° Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, Vol. 1: 449 - 452, São Paulo, SP.

Domenico, P.A. & F.W. Schwartz. 1990. Physical and chemical hydrogeology. John Wiley & Sons, New York. 824 pp.

Keller, G.V. & F.C. Frischknecht. 1966. Electrical methods in geophysical prospecting. Pergamon Press, Inc., New York. 517 pp.

Koefoed, O. 1979. Geosounding Principles I: Resistivity Sounding Measurements. Elsevier, Amsterdam, 276 pp.

Lezcano, M. & J. González. 1983. Aplicación del método eletroresistivo en la prospección de agua subterránea en el área de Capellania, Aguadulce. Tesis de Licenciatura, Departamento de Física, Universidad de Panamá. 165 pp.

Marinho, J.M.L. & O.A.L. De Lima. 1997. Características hidráulicas na região Acaraci-Itarema/Ceará, usando sondagens de eletroresistividade. Anais 5° Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, Vol. 1: 445-448, São Paulo, SP.

Mazác, O., M. Cislárová, W.E. Kelly, I. Landa, & D. Venhodová. 1990. Determination of hydraulic conductivities by surface geoelectrical methods. In: Ward, S..H.. Investigations in Geophysics N° 5, Geotechnical and Enviromental Geophysics, Enviromental and Groundwater. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists. Vol. 2:125-131.

Rao, A. & R.H.V. Babu. 1983. Quantitative interpretation of self-potential anomalies due to two-dimensional sheet-like bodies. Geophysics, 48 (12):1659-1664.

Wang, H.F. & M.P. Anderson. 1982. Introduction to groundwater modelling. Academic Press, London. 237 p.

AGRADECIMENTOS

As seguintes instituições contribuíram na realização deste trabalho: CNPq, LENEP/UENF, IDAAN, DF/UPA, Vice-Reitoria de Investigação / Pós-Graduação e Instituto de Geociências, estes dois últimos da Universidade do Panamá. As sugestões dos revisores foram também de muita utilidade no aprimoramento deste artigo.

Recibido enero de 2004, aceptado enero de 2006.