

Cálculo do Balanço Hídrico Para o Estabelecimento do Volume de Recarga dos Aquíferos na Área do Distrito (Brasília)

*J. C. BARROS **

*A. F. MENDONÇA ***

A. R. COIMBRA

RESUMO:

Para a definição da viabilidade de aproveitamento das águas subterrâneas para consumo humano e outros fins na área do Distrito Federal, estabeleceu-se o balanço hídrico regional. Algumas simplificações foram necessárias devido à carência de dados e ao objetivo do trabalho. O volume anual de água infiltrada em 5.783 km² é de $1,7 \times 10^9$ m³, dos quais $1,20 \times 10^9$ m³ participam da recarga dos aquíferos.

1. INTRODUÇÃO

No Distrito Federal, para o atendimento da crescente demanda de água para uso doméstico, industrial e agropecuária e imperativo a realização de pesquisas visando a quantificação e a qualificação dos recursos e das reservas hídricas.

Com este objetivo têm sido desenvolvidos projetos básicos e específicos sobre a viabilidade de aproveitamento das águas subterrâneas. Neste trabalho estabeleceu-se uma ordem de grandeza do volume de água infiltrada e a conseqüente recarga dos aquíferos na área. Este estudo é parte do inventário Hidrogeológico do Distrito Federal, realizado para a DRTA da CAESB (Barros et al, 1987).

* Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

** Hidrogeo.

A vocação hidrogeológica da área é pouco significativa, sendo identificados dois conjuntos de aquíferos que se intercomunicam. Os aquíferos fissurais ocorrem nos litótipos de idade Pré-Cambriana média a Superior dos Grupos Canastra e Paranoá. Os aquíferos do sistema poroso desenvolveram-se na cobertura detrito-laterítica tida como de idade Terciária-quadernária e nos aluviões/eluviões/coluviões recentes.

A equação do balanço hídrico relaciona as entradas e saídas de água (efluências e defluências), ocorridas num determinado espaço e durante um certo período de tempo, com a variação do volume do mesmo líquido no interior desse espaço, durante o intervalo de tempo referido. Logo, ela nada mais é do que a equação da continuidade:

$$\int_t^{t+\Delta t} q_a(t)dt - \int_t^{t+\Delta t} q_e(t)dt = V(t + \Delta t) - v(t) \quad (i)$$

em que $q_a(t)$, $q_e(t)$ e $V(t)$ representam as leis da variação com o tempo, respectivamente, das afluições e das efluências do armazenamento de água no interior do espaço.

O balanço hídrico é aplicado: na determinação das necessidades de rega de um sistema de culturas agrícolas e da recarga natural de um aquífero; na aferição conjunta dos valores dos seus termos quando eles são determinados separadamente; na estimativa de um deles quando não há possibilidade de o medir diretamente; na análise dos efeitos nos valores dos restantes termos da equação das modificações introduzidas num ou mais deles pelas diversas ações do homem; na caracterização climática de uma região.

O uso da equação do balanço hídrico (i) é feito calculando-se a disponibilidade de água no solo, contabilizando a precipitação perante a evapotranspiração potencial e levando em conta a capacidade de armazenamento do solo.

Neste trabalho faz-se uma estimativa, em termos médios mensal e anual, por meio do balanço hídrico, da quantidade de água que infiltra no Distrito Federal. Convém salientar que o objetivo deste estudo é hidrogeológico e que algumas simplificações foram feitas. Assim, os resultados obtidos devem ser encarados como preliminares e apenas como um indicativo da quantidade de água que percola. Deve-se considerar também que nem toda a água infiltrada atinge os aquíferos.

2. DESCRIÇÃO DA METODOLOGIA

A técnica mais divulgada para aplicação seqüencial do balanço hídrico é devida a Thornthwaite e Mather (1957), que utilizaram a seguinte equação, para intervalo mensal:

$$P - (ETR + \Delta V_{so}) = R + \Delta V_s + G + \Delta V_{ss} \quad (ii)$$

onde: P é a precipitação; ETR, a evapotranspiração real; R, o escoamento superficial; G, o escoamento subterrâneo; ΔV_s , ΔV_{so} e ΔV_{ss} , as variações do armazenamento de água à superfície, no solo arável e no subsolo, expressos em mm.

A aplicação seqüencial dessa equação exige, no mínimo, o conhecimento prévio de P, da evapotranspiração potencial ETP, e da capacidade utilizável do solo pelas plantas Nu. Esta pode ser calculada por:

$$Nu = Da (Uc - Um)/100 \times H \quad (iii)$$

em que: Da é a densidade aparente do solo; Uc umidade do solo na capacidade de campo, em base gravimétrica (%); Um, a umidade do solo no ponto de murchamento, em base gravimétrica (%); e H, a profundidade do sistema radicular (mm).

Verifica-se que o valor da capacidade de armazenamento é função do tipo de solo e da vegetação da bacia hidrográfica. Por questões de simplicidade, ele tem sido tabelado em função apenas da cobertura vegetal, embora a sua determinação tenha resultado de experimentos de campo.

A evapotranspiração real é igual a ETP quando não houver limitações de água para o fenômeno, e quando houver a $P + \Delta V_{so}$ (casos em que $V_{so} < 0$). O armazenamento de água no solo V_{so} , e a sua variação ΔV_{so} são limitados pela respectiva capacidade utilizável Nu. Admite-se que, durante um período úmido, o aumento do armazenamento de água no solo é igual ao excesso da precipitação sobre a evapotranspiração, até ao limite da capacidade utilizável do solo. Já durante um período seco, a diminuição do mesmo não é linear, devido ao aumento das forças de retenção de água no solo com a sua secagem, e sim exponencial, em função da perda potencial de água e de Nu.

Os termos do segundo membro da equação (ii) são determinados em conjunto a partir dos termos do primeiro membro. No caso de haver conhecimento direto de alguns termos do segundo membro (normalmente R e V_s), poderão os restantes ser determinados por subtração do respectivo valor total. Na aplicação da equação distinguem-se dois tipos de intervalo de tempo:

$$\text{com superávit hídrico, SH, em que } P > ETP \\ SH = P - (ETP + \Delta V_{so}) \quad (V_{so} \geq 0) \quad (iv)$$

$$\text{com déficit hídrico, DH, em } P < ETP \\ DH = ETP - ETR \quad (v)$$

ou

$$DH = (ETP + \Delta V_{so}) - P \quad (va)$$

Nas bacias hidrográficas em que a perda de água dos aquíferos G para outra região seja pouco significativa, Thornthwaite e Mather (op. cit.) sugerem que se considere o escoamento em cada mês igual a:

$$R = 1/2 [SH_1 (V_s + V_{sso}) i - 1] \quad (vi)$$

A partir dos valores anuais de DH, SH e ETP, podem ser estabelecidos os seguintes índices climáticos:

$$I_a = DH/ETP \quad I_u = SH/ETP \quad I_h = I_u - 0.6I_a \quad (vii)$$

onde: I_a é o índice de aridez; I_u , o índice de umidade; e I_h , o índice hídrico.

Com base nos valores desses índices são estabelecidas as seguintes classificações climáticas:

Pelo índice hídrico

$I_h \geq 100\%$	A — Super-úmido
$80\% \leq I_h < 100\%$	Ba — muito úmido
$60\% \leq I_h < 80\%$	B2 — moderadamente úmido
$40\% \leq I_h < 60\%$	B3 — úmido
$20\% \leq I_h < 40\%$	B1 — pouco úmido
$0\% \leq I_h < 20\%$	C2 — sub-úmido úmido
$-60\% \leq I_h < -40\%$	C1 — sub-úmido seco
$-40\% \leq I_h < -20\%$	D — semi-árido
$-20\% \leq I_h < 0\%$	E — árido

Pelos índices de Aridez e Umidade

* Climas Úmidos A, B e C2)

$0,0\% < I_a \leq 16,7\%$	r — DH nulo ou pequeno no ano
$16,7\% < I_a \leq 33,3\%$	s — DH moderado no verão
$16,7\% < I_a \leq 33,3\%$	w — DH moderado no inverno
$I_a > 33,3\%$	s2 — DH grande no verão
$I_a > 33,3\%$	w2 — DH grande no inverno

* Climas Secos e Áridos C1, D e E)

$0.0\% < I_u \leq 10\%$	d — SH nulo ou pequeno no verão
$10\% < I_u \leq 20\%$	s — SH moderado no inverno
$10\% < I_u \leq 20\%$	w — SH moderado no verão
$I_u > 20\%$	s2 — SH grande no inverno
$I_u > 20\%$	w2 — SH grande no verão

A classificação climática utilizada neste trabalho apresenta sobre a de Köppen a vantagem de levar em conta o comportamento da bacia hidrográfica diante dos fatores atmosféricos, e não apenas estes. É, portanto, mais adequada aos trabalhos em que o meio físico terrestre é o objeto dos estudos.

3. CRITÉRIOS PARA APLICAÇÃO DE METODOLOGIA AO D.F.

O Distrito Federal tem a sua rede de drenagem constituída por quatro bacias hidrográficas principais. Os principais rios, que a elas dão nome, são:

Maranhão, ao Norte	— 750,00 km ²
Preto, a Leste	— 1.343,75 km ²
Descoberto, a Oeste	— 825,00 km ²
São Bartolomeu, a Centro-Leste	— 2.864,05 km ²

Julgou-se mais adequado aplicar o balanço hídrico a cada uma das bacias acima citadas. Todavia, ao invés de calculá-lo ano a ano, optou-se, em virtude do exposto no item 1, pela determinação dos seus componentes em termos médios, ou seja, a partir da precipitação e da evapotranspiração médias de todos os meses em que se dispõem de dados.

A determinação do balanço hídrico numa área pode ser feita de duas maneiras:

- A partir das observações em vários postos distribuídos pela bacia, são determinadas as isoietas e as isolinhas de evapotranspiração potencial, e, após, os valores médios (no espaço) desses parâmetros.
- Escolhe-se um posto com observações de chuva e dos parâmetros necessários para o cálculo da evapotranspiração potencial, considerando-se que ele seja representativo de toda a área. Os parâmetros desse posto são adotados como iguais para qualquer ponto da bacia.

É lógico que o primeiro critério fornece melhores resultados, já que no segundo, mais rápido, é ignorada a variação espacial de P e de ETP.

Considerando-se que somente existem séries de dados necessários ao cálculo da evapotranspiração potencial disponíveis em duas estações climatológicas, o que impede o traçado das isolinhas desses parâmetros: a rede pluviométrica do D.F. tem distribuição de certa maneira irregular, e as séries de dados disponíveis estão em estágio de consistência; não é finalidade deste trabalho o estabelecimento com alto grau de acurabilidade do balanço hídrico, optou-se por calculá-lo pelo segundo método antes descrito.

Como critério para escolha da estação representativa de cada bacia usou-se localização a mais próxima possível do centro da área; dados com maior confia-

bilidade; tamanho da série. Assim sendo, foram selecionadas as estações indicadas na tabela 1. Como as séries de chuvas dessas estações foram observadas em períodos diferentes, julgou-se conveniente verificar algum tipo de tendência que elas possam conter, a fim de que os resultados do balanço hídrico possam ser comparados e os obtidos com séries menores sejam representativos de um período maior.

A aplicação do balanço hídrico foi feita supondo serem desconhecidos os valores do escoamento superficial R e da variação do armazenamento de água à superfície ΔV_s , visto que não há levantamentos desses parâmetros que permitam inferir os seus valores a partir de dados de vazão e das características da cobertura das bacias.

A capacidade máxima de água armazenada no solo utilizável pela vegetação (Nu) foi avaliada por meio de dados de vegetação, solo, litologia e hipsometria de cada bacia (CODEPLAN, 1984). Inicialmente foram selecionados vários valores de Nu e calculado o balanço hídrico com cada um deles. Os critérios para definição do melhor valor foram: coeficiente de "run-off" anual variando entre 0,25 e 0,30; variação do escoamento superficial ao longo do ano semelhante à das vazões registradas nos postos mais a jusante das bacias; deflúvio total anual dos rios menor ou quase igual à diferença entre precipitação e evapotranspiração real. Os valores obtidos de Nu foram:

- Maranhão — 125 mm
- Preto — 125 mm
- Descoberto — 100 mm
- São Bartolomeu — 100 mm

Convém salientar que o último dos critérios anteriores não foi obedecido em nenhum caso.

Os critérios para aplicação do balanço hídrico citados anteriormente são passíveis das seguintes críticas: a) Um posto pluviométrico e um climatológico não representam os respectivos regimes nas bacias; b) O valor de Nu não teve sua determinação precisa, ou pela falta de levantamentos de campo ou pelo estágio atual deste estudo; e c) O valor de Nu não é constante para toda a bacia. Entretanto, deve-se levar em conta que não se pretendeu obter valores exatos, pois fugia ao escopo deste trabalho.

4. SÉRIE DE DADOS UTILIZADOS

As séries de dados utilizados foram obtida no relatório da ENGEVIX (1987), cujos valores médios mensais de interesse ao presente estudo constam da Tabela 2. Outrossim, os totais anuais de chuva em Brasília (Estação do INEMET) são apresentados na Tabela 3.

TABELA 1 - Estações Representativas

BACIA	CHUVA	EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL
MARANHÃO	1547016-CPAC	CPAC
PRETO	1547222-RIO PRETO	BRASILIA - INEMET
DESCOBERTO	1548000-BRAZILANDIA Q. 18	BRASILIA - INEMET
SÃO BARTOLOMEU	1547004-BRASILIA	BRASILIA - INEMET

TABELA 2 - Valores Médios Mensais de Parâmetros Hidrometeorológicos

PARÂMETRO	ESTACÃO	MES											
		JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
CHUVA (mm)	1547316	219,6	174,5	242,2	189,7	30,2	10,7	13,6	21,7	51,5	162,2	179,7	219,1
	1547822	239,1	117,5	168,9	120,7	23,7	32,6	10,5	34,0	30,3	112,8	127,3	176,3
	1548000	311,4	165,3	226,3	113,4	37,7	19,9	14,2	25,4	39,5	193,2	262,4	334,3
	1547804	292,9	217,3	194,4	124,9	42,7	22,7	17,6	20,9	60,6	131,7	241,9	250,1
TEMPERATURA (°C)	BRASILIA	21,6	21,8	22,0	21,4	20,2	19,1	19,1	21,1	22,5	22,1	21,7	21,6
	CPAC	22,0	22,4	22,6	22,0	21,0	19,1	19,7	21,6	22,9	22,8	22,3	22,1
INSOLAÇÃO (h/d)	BRASILIA	5,0	5,6	5,9	6,5	7,5	8,4	8,5	8,4	6,8	5,4	4,8	4,4
RADIAÇÃO SOLAR (Cal/cm²/ala)	CPAC	387,9	427,5	390,0	384,4	379,3	362,5	394,2	412,6	404,4	393,1	392,2	382,3
VAZÃO (m³/s)	4246050	285	198	207	184	78,8	62,7	47,9	46,1	41,5	52,8	60,3	117
	6043600	52,6	55,0	34,8	22,1	9,8	6,5	4,2	4,6	8,0	10,4	15,3	
	6049000	126	114	108	95,9	45,3	33,7	25,6	26,5	28,5	49,1	76,3	

Fonte: ENGEVIX-1987

TABELA 3 - SÉRIE DE ALTURAS PLUVIOMÉTRICAS MENSIS (mm) EM BRASILIA, ESTACÃO INEMET (1987)

ANO	MES												TOTAL ANUAL
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	
62					0,0	0	0	0	125,2	213,6	252,1	380,0	
63	177,4	254,1	24,2	144,0	5,5	0	0	0	0	82,5	322,9	275,0	1235,6
64	463,2	331,9	212,6	91,8	55,7	0	12,9	0	32,0	187,5	279,3	291,1	1960,0
65	275,2	163,3	319,4	165,5	7,1	31,8	0	4,8	73,1	360,8	449,7	121,5	2804,6
66	230,7	352,1	159,3	196,9	87,2	0	0	0	122,2	136,9	154,0	347,8	1687,1
67	90,3	169,1	285,4	211,3	4,4	0,1	0	0	39,0	64,3	218,4	179,7	1261,0
68	91,9	450,7	225,1	148,8	27,5	0	0	7,1	49,0	88,3	314,7	265,5	1565,6
69	189,3	150,5	138,5	91,0	120,8	0	0	0	4,8	195,5	303,6	271,1	1537,1
70	470,2	236,0	139,5	113,3	0	0	0	0	93,0	226,6	230,8	195,3	1735,7
71	211,1	117,3	190,5	125,8	33	33,8	61,5	1,3	124,3	274,3	367,6	313,7	1854,2
72	21,7	92,1	159,5	142,1	27,6	0	7,4	0	1,7	24,4	259,7	371,5	1524,8
73	206,8	183,5	225,1	83,3	17,7	26,6	0	0	132,0	201,4	197,6	160,9	1514,9
74	90,7	296,3	359,9	90,7	49,8	0	0	33,0	0	177,3	186,1	186,3	1274,1
75	233,3	227,7	55,1	133,7	59,3	0	22,8	0	30,4	121,1	155,0	239,8	1336,2
76	137,5	349,9	236,3	76,0	77,4	0	13,4	0	74,8	99,7	244,3	260,8	1569,3
77									34,4	149,5	163,2	230,6	
78	317,1	251,0	192,8	116,3	87,1	0	1,9	0	32,8	160,9	155,2	190,6	1445,7
79	376,9	177,1	188,5	72,5	34,1	0	2,6	23,5	33,3	187,1	190,9	313,3	1539,8
80	459,2	459,9	38,3	140,8	23,2	21,6	0	0	68,8	0,4	203,7	215,0	1677,9
81		75,3	360,3	90,3	17,8	22,4	10,6	1,3	2,8	425,8	396,7	219,5	
82	398,8	81,9	233,9	114,7	105,3	0	0	28,6	80,4	161,9	127,7	160,2	1493,4
83			208,3	218,4	54,4	0	25,0	0	63,3	288,8	304,6	295,9	
84	137,8	136,7	159,9	92,2	1,6	0	0	93,3	59,0	215,8	87,3	134,8	1118,4
85	323,5	158,0	178,1	117,4	51,1	0	0	14,7	55,7	231,7	127,9	282,7	1540,8
86	199,3	136,7											
MED.	242,9	217,3	194,4	124,9	42,7	22,7	17,6	20,9	60,6	181,7	241,9	250,1	1549,0

5. ANÁLISE DE TENDÊNCIAS DA PRECIPITAÇÃO EM BRASILIA

Mencionou-se no item 3 que as séries de precipitação nos quatro postos considerados como representativos de cada bacia foram observadas em períodos distintos, podendo, como consequência, apresentar características diferentes, hipótese em que os resultados do balanço hídrico não poderiam ser analisados

em conjunto para toda a área do D.F. Isto fez com que se tornasse necessária a verificação da indistinguibilidade de dois períodos de chuva de uma mesma estação. Selecionou-se, então, por ter maior número de observações, a Estação Brasília do INEMET, cuja série foi dividida em dois períodos, 1963-1973 e 1974-1985, sendo testada a igualdade das médias e das variações dos valores mensais e anual desses intervalos.

Pela relação direta da infiltração com a precipitação resolveu-se também verificar a tendência de variação do total anual de chuva. Para tanto, foi utilizada a técnica da média móvel de cinco anos à Estação Brasília.

5.1. Testes de igualdade de Variações e de Médias

Os testes mais adequados para verificação da identidade de médias e de variações são o de Fisher, para a variação, e o de Student, para a média. As condições para sua aplicação são que as observações sejam independentes e se ajustem à distribuição normal, ambas atendidas no caso em análise. Na Tabela 4 tem-se os valores das estatísticas F e t para a Estação Brasília, calculadas a partir das médias e das variações das alturas pluviométricas mensais e anual dos períodos 1963-1973 e 1974-1985, bem como os valores teóricos para 5% de nível de significância.

A Tabela 4 permite as seguintes conclusões:

As médias das alturas pluviométricas mensais e anual dos dois períodos são estatisticamente iguais;

A hipótese de identidade das variações foi rejeitada nos meses de julho, agosto e dezembro, meses em que ocorrem grandes oscilações do total de chuva de ano para ano.

TABELA 4 - Estatísticas F e t calculadas para a Estação Brasília - Períodos 1963-1973 e 1974-1985 - e teóricas com $\alpha = 5\%$.

MES	F			t		
	CALCULADAS	GL	TEÓRICA	CALCULADAS	GL	TEÓRICA
JANEIRO	1,29	9,10	3,08	0,59	19	2,09
FEVEREIRO	1,16	10,10	2,98	0,22	20	2,09
MARÇO	1,57	10,10	2,98	0,07	20	2,09
ABRIL	1,40	10,10	2,98	0,49	20	2,09
MAYO	1,43	10,10	2,98	1,08	20	2,09
JUNHO	2,37	10,10	2,98	0,68	20	2,09
JULHO	7,54*	10,10	2,98	0,06	20	2,09
AGOSTO	4,79*	10,10	2,98	1,27	20	2,09
SETEMBRO	2,83	10,11	2,85	0,61	21	2,08
OUTUBRO	1,27	11,10	2,95	0,37	21	2,08
NOVEMBRO	1,59	11,10	2,95	2,91	21	2,08
DEZEMBRO	5,68*	10,11	2,85	1,24	21	2,08
ANO	1,85	8,10	3,07	1,05	18	2,10

GL = nº de graus de liberdade

* = rejeitada a hipótese de igualdade de variações ao nível de significância 5%

Pode-se concluir pelo exposto que a Estação Brasília, com período de dados de 1963 a 1985 pode ser utilizada para o cálculo do balanço hídrico juntamente com as três outras já citadas, que têm menor período de observação, e os resultados comparados.

5.2. Média Móvel

A técnica da média móvel tem sido extensivamente utilizada em Hidrologia, consagrando-se como um método clássico para a identificação de tendências. Por meio dela a série x é transformada noutra y pela média dos vários valores precedentes e subsequente a um dado x_1 , ou seja, são utilizados $2m$ ou $2m + 1$ valores sucessivos.

A transformação por meio da média móvel pode ser feita utilizando-se funções lineares ou não-lineares, devendo-se determinar a de melhor ajuste, bem como o valor de m. Considerando o objetivo do presente estudo, optou-se por:

$$y = 0,25x - 1 + 0,50x + 0,25x + 1 \quad (\text{viii})$$

As principais dificuldades do método da média móvel provêm das distorções que os componentes periódicos das séries hidrológicas provocam nos vários parâmetros, e das pseudo-oscilações produzidas na suavização do componente estocástico, o qual é removido simultaneamente com a remoção da tendência. Em função disso optou-se pela utilização de séries de alturas pluviométricas anuais ao invés de mensais, visto estas últimas conterem um forte componente periódico do tipo função trigonométrica ou até mesmo Série de Fourier.

As séries de alturas pluviométricas anuais e das médias móveis são apresentadas, respectivamente, nas Figuras 1 e 2, que, se comparadas, mostram a eficácia da equação (viii).

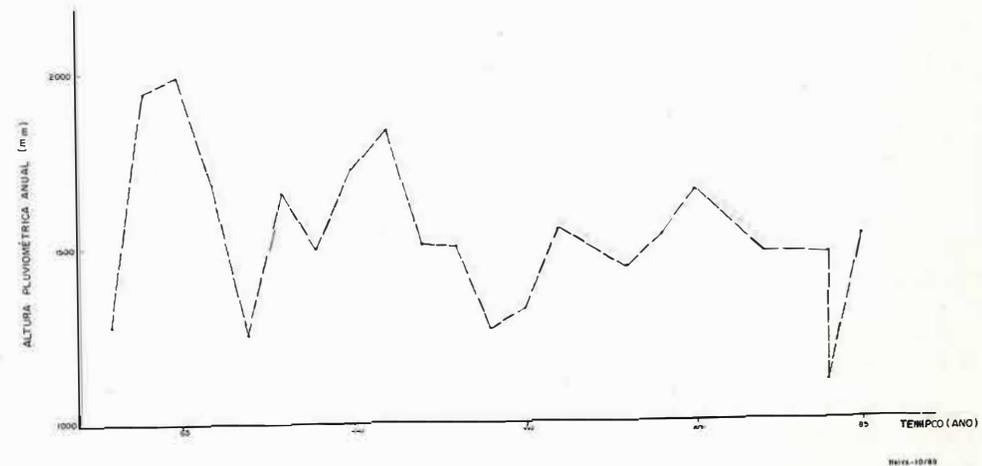


FIGURA Nº 1 - ALTURA PLUVIOMÉTRICA ANUAL (mm) EM BRASÍLIA.

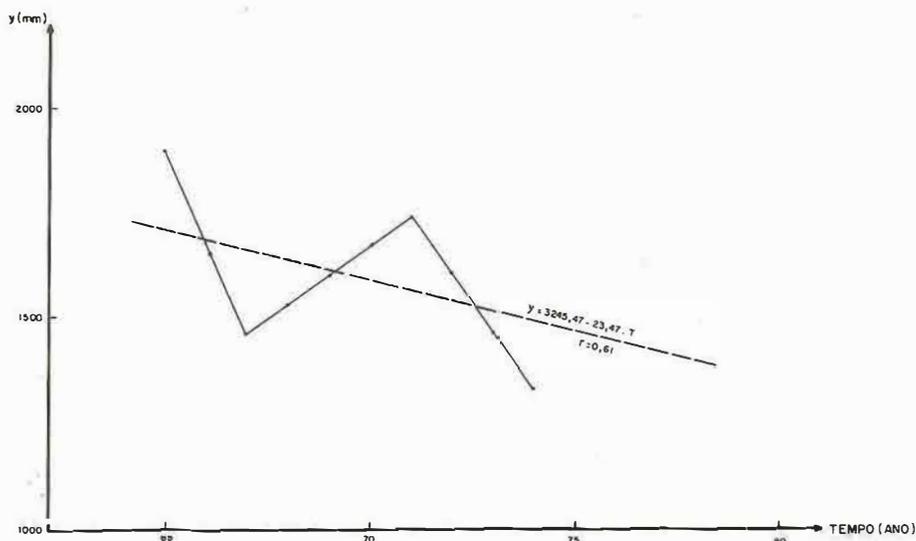


FIGURA Nº 2 - MÉDIA MÓVEL DE TRES ANOS DA ESTAÇÃO DE BRASÍLIA.

Reim-10/89

Na busca de definir uma tendência global para as alturas pluviométricas anuais de Brasília, determinou-se por meio do método dos mínimos quadrados, a reta de melhor ajuste entre y e T , mostrada na Figura 2, que entretanto, apresentou um baixo coeficiente de correlação (0.61).

Mesmo com o pequeno número de alturas anuais de chuva disponíveis, prejudicadas ainda por falhas de observação, a Figura 2 permite as seguintes conclusões, a nível preliminar:

. Mesmo não havendo uma tendência única de variação das alturas pluviométricas anuais, é possível que estas tenham apresentado uma ligeira tendência de baixa nos últimos anos, o que provoca a redução do volume infiltrado; e

. O tempo de aumento e de diminuição dos totais anuais de chuva é de 4 e 3 anos, respectivamente.

Levando em conta que o teste de igualdade de médias e de variações apresentado não rejeitou essa hipótese a nível anual, a primeira das conclusões acima é sujeita à confirmação com o aumento do tamanho da série.

6. EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL

Para a estimativa da evapotranspiração potencial considerou-se os métodos de Penman, Thornthwaite e Hargreaves. O primeiro, por ter base física, apresenta melhores resultados, mas requer um número de parâmetros não disponíveis, razão pela qual não foi utilizado.

O método de Thornthwaite normalmente fornece valores de ETP inferiores aos obtidos pelo de Penman, e o seu uso pode resultar em valores maiores de superávit hídrico. Porém ele é o recomendado para o cálculo do balanço hídrico.

O método de Hargreaves foi deduzido usando dados do Nordeste do Brasil, por correlação com o de Penman. A seguir são apresentadas as equações de ambos os métodos:

. Thornthwaite

$$ETP = K.C.T^a \quad (ix)$$

onde ETP = evapotranspiração potencial mensal (mm)

$$K = N/12 \times DM/30 \quad (ixa)$$

onde N = número máximo possível de horas de insolação

DM = número de dias do mês

$$C = 16(10/J)^a \quad (ixb)$$

onde J = índice de calor anual

$$J = \sum_{i=1}^{12} (t_i/5) \quad (ixc)$$

$$a = 0,492 + 1,79 \cdot 10^{-2} J - 771 \cdot 10^{-7} J^2 + 675 \cdot 10^{-9} J^3 \quad (ixd)$$

t = temperatura média mensal (°C)

. Hargreaves

$$ETP = 0,075 \times RS \times DM \times 10/L \times (32 + 1,8t) \quad (x)$$

onde RS = radiação solar média mensal (cal/cm²/dia)

L = calor latente de vaporização

$$L = 595,9 - 0,55t \quad (xi)$$

Obs.: para a Estação do CPAC existem dados disponíveis de RS, enquanto que para a Estação de Brasília esse parâmetro pode ser estimado por:

$$RS = Q_0 \cdot (0.29 \cos \varnothing + 0.52n/N) \quad (xii)$$

onde Q_0 = energia máxima que atingiria uma superfície horizontal na ausência da atmosfera (cal/cm²/dia)

\varnothing = a latitude (°);

n = o número de horas de insolação médio diário no mês;

N = o número máximo possível de horas de insolação.

Na Tabela 5 tem-se a estimativa de ETP para as Estações Brasília e CPAC, feita pelos métodos de Thornthwaite e Hargreaves. Ela permite as seguintes conclusões: o método de Thornthwaite fornece menores valores de ETP do que o de Hargreaves; a ETP em Brasília, calculada pelo método de Hargreaves, é maior do que no CPAC, em virtude da radiação na primeira ser maior do que na segunda; o contrário ocorre quando é utilizado o método de Thornthwaite, em virtude de o CPAC apresentar maiores temperaturas.

TABELA 5 - Evapotranspiração Potencial Média Mensal (mm) Estimada pelos Métodos de Thornthwaite e Hargreaves

MES	THORNTHWAITTE		HARGREAVES	
	BRASÍLIA	CPAC	BRASÍLIA	CPAC
JANEIRO	94,3	96,7	135,3	110,6
FEVEREIRO	85,0	89,1	126,6	111,3
MARÇO	92,3	96,8	136,5	113,0
ABRIL	80,4	84,2	123,6	106,1
MAIO	70,9	75,9	117,3	105,3
JUNHO	59,3	57,5	109,4	92,5
JULHO	61,3	64,0	117,6	105,7
AGOSTO	79,7	82,6	135,8	116,4
SETEMBRO	92,5	95,1	136,2	114,2
OUTUBRO	94,8	100,5	135,3	114,4
NOVEMBRO	91,5	95,9	127,6	109,1
DEZEMBRO	95,0	98,5	128,4	109,3
TOTAL	997,0	1036,8	1529,0	1307,9

Embora a evapotranspiração potencial obtida pelo método de Hargreaves seja, provavelmente, mais próxima daquela que ocorre na realidade, optou-se pela calculada pelo método de Thornthwaite, em virtude da metodologia do balanço hídrico aqui utilizada ter sido nela baseada.

7. BALANÇO HÍDRICO E CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA

A aplicação da metodologia e dos critérios para determinação do balanço hídrico conduziu aos resultados mostrados nas Tabelas 6 a 9 e 10, as quais permitem as seguintes conclusões:

Os valores do escoamento anual obtido por essa metodologia situam-se próximos das vazões medidas;

A evapotranspiração real em relação ao total anual de chuva varia de 54,4% no Descoberto a 74% na Bacia do Rio Preto;

O déficit hídrico ocorre de maio a setembro;

O superávit hídrico vai de outubro a abril, com exceção da Bacia do Rio Preto, em que ele começa em dezembro;

A bacia do Rio Preto é a que apresenta a menor produção hídrica, enquanto que a do Descoberto apresenta a maior;

O clima no D.F. varia de úmido nas bacias dos rios São Bartolomeu e Descoberto, a moderadamente úmido no Maranhão, e pouco úmido no Rio Preto, mas sempre com déficit pequeno no ano.

TABELA 6 - Componentes do Balanço Hídrico (mm) - Bacia do Rio Maranhão

MES	ETE	DH	SH	R + U _s + U _{SSO}	U _s + U _{SSO}
JANEIRO	96,7	-	122,9	96,5	48,2
FEVEREIRO	89,1	-	85,4	91,0	45,5
MARÇO	96,8	-	145,4	118,2	59,1
ABRIL	84,2	-	25,5	71,9	35,9
MAIO	68,5	7,4	-	35,9	18,0
JUNHO	37,8	19,7	-	18,0	9,8
JULHO	33,4	30,6	-	9,0	4,5
AGOSTO	37,0	45,6	-	4,5	2,2
SETEMBRO	58,7	36,4	-	2,2	1,1
OUTUBRO	100,5	-	0,0	1,1	0,6
NOVEMBRO	95,9	-	37,8	19,5	9,7
DEZEMBRO	98,5	-	120,6	70,1	35,0
TOTAL	897,1	139,7	537,6	-	268,8

TABELA 7 - Componentes do Balanço Hídrico (mm) - Bacia do Rio Preto

MES	ETE	DH	SH	R + U _s + U _{SSO}	U _s + U _{SSO}
JANEIRO	94,3	-	144,8	80,4	40,2
FEVEREIRO	85,0	-	32,5	56,4	28,2
MARÇO	92,3	-	76,6	66,5	33,3
ABRIL	80,4	-	20,3	43,4	21,7
MAIO	63,0	7,9	-	21,7	10,9
JUNHO	49,1	10,2	-	10,9	5,4
JULHO	33,6	27,7	-	5,4	2,7
AGOSTO	48,1	31,6	-	2,7	1,4
SETEMBRO	42,9	49,6	-	1,4	0,7
OUTUBRO	94,8	-	0,0	0,7	0,3
NOVEMBRO	91,5	-	0,0	0,3	0,1
DEZEMBRO	95,0	-	31,4	15,9	7,9
TOTAL	870,0	127,0	305,6	-	152,8

TABELA 8 - Componentes do Balanço Hídrico (mm) - Bacia do Rio Descoberto

MES	ETR	DH	SH	R + V _s + U _{SSO}	V _s + U _{SSO}
JANEIRO	94,3	-	217,1	157,4	78,7
FEVEREIRO	85,0	-	100,3	128,8	64,4
MARÇO	92,3	-	134,0	131,4	65,7
ABRIL	80,4	-	33,0	82,2	41,1
MAIO	70,1	0,8	-	41,1	20,6
JUNHO	48,4	10,9	-	20,6	10,3
JULHO	36,4	24,9	-	10,3	5,2
AGOSTO	40,9	38,8	-	5,2	2,6
SETEMBRO	48,3	44,2	-	2,6	1,3
OUTUBRO	94,8	-	1,0	1,8	0,9
NOVEMBRO	91,5	-	110,9	56,1	28,1
DEZEMBRO	95,0	-	139,3	97,7	48,9
TOTAL	877,4	119,6	735,6	-	367,8

TABELA 9 - Componentes do Balanço Hídrico (mm) - Bacia do Rio São Bartolomeu

MES	ETR	DH	SH	R + V _s + U _{SSO}	V _s + U _{SSO}
JANEIRO	94,3	-	148,6	132,1	66,1
FEVEREIRO	85,0	-	132,3	132,2	66,1
MARÇO	92,3	-	102,1	117,1	58,5
ABRIL	80,4	-	44,5	80,9	40,5
MAIO	67,3	3,6	-	40,4	20,2
JUNHO	45,8	13,5	-	20,2	10,1
JULHO	36,1	25,2	-	10,1	5,0
AGOSTO	35,9	43,8	-	5,2	2,6
SETEMBRO	65,8	26,7	-	2,6	1,3
OUTUBRO	94,8	-	0,5	1,3	0,7
NOVEMBRO	91,5	-	150,4	75,9	37,9
DEZEMBRO	95,0	-	155,1	115,5	57,8
TOTAL	884,2	112,8	733,5	-	366,8

TABELA 10 - índices Climáticos

BACIA	I _a	I _w	I _n	C L I M A
MARANHÃO	13,5	51,9	43,8	B _{2R} - moderadamente úmido com DH pequeno no ano
PRETO	12,7	30,7	23,0	B _{1R} - pouco úmido com DH pequeno no ano
DESCOBERTO	12,0	73,8	66,6	B _{3R} - úmido com DH pequeno no ano
SÃO BARTOLOMEU	11,3	73,6	66,8	B _{3R} - úmido com DH pequeno no ano

Em virtude de não se dispor de medidas de escoamento superficial, adotou-se o armazenamento de água no sub-solo como igual à metade do escoamento potencial em cada mês. Há de se convir que essa é uma simplificação, pois em determinados meses do ano não há nenhuma geração de "run-off". Conseqüentemente, deve ser dada atenção somente aos valores anuais das duas últimas colunas das Tabelas 6 a 9 que são objeto deste estudo.

Como o volume de água armazenado a superfície V_s tende assintoticamente a zero para o período de um ano, já que não existem depressões marcantes no terreno das bacias e os reservatórios nelas existentes representam uma pequena porcentagem das suas áreas, o volume anual de água infiltrado V pode ser calculado por:

$$V = \sum_{i=1}^A V_{SSO} \times A$$

o que resulta em

$$V = 1.760.893.540 \text{ m}^3$$

Os levantamentos de campo efetuados no decorrer deste estudo permitem concluir que deste total, cerca de 68% atingiriam e seriam disponíveis no aquífero, resultando:

$$V \cong 1.20 \times 10^9 \text{ m}^3$$

8. CONCLUSÕES

Neste estudo procurou-se estimar o volume de água que, em termos médios, atinge anualmente os aquíferos do D.F., obtendo-se o valor de $1,20 \times 10^9 \text{ m}^3$. Este deve ser encarado como uma primeira aproximação e, até mesmo, mais sob o aspecto qualitativo. Tendo em vista o objetivo deste estudo devem ser considerados os seguintes pontos:

A equação do Balanço Hídrico é melhor empregada quando o volume do escoamento superficial é obtido por medição direta, e dele não se tem informações precisas;

A falta de séries mais longas de informações hidrometeorológicas, impôs a adoção de uma estação pluviométrica apenas para caracterização do regime de chuvas em cada bacia;

A evapotranspiração potencial estimada pelo método de Thornthwaite forneceu, em termos de balanço hídrico, melhores resultados do que a de Hargreaves. Todavia, num trabalho mais específico não se poderá trabalhar apenas com dados de duas estações climatológicas para sua estimativa;

Não se dispõe de levantamentos de campo que forneçam valores mais exatos da capacidade máxima utilizável de água pelas plantas e de sua variação espacial;

Vale também citar os resultados obtidos relativos à tendência do regime pluviométrico:

A hipótese de que as médias de dois sub-períodos de chuvas mensais e anual em Brasília sejam iguais foi aceita. Por outro lado, a hipótese da identidade das variações foi rejeitada, como era de se esperar, em meses de regime pluviométrico irregular;

O intervalo de tempo igual a 4 e 3 anos da ascensão e queda, respectivamente, das alturas pluviométricas anuais, deverá ser confirmado futuramente com a incorporação de novos anos de observações, assim como a tendência de diminuição da chuva anual. Finalmente, sugere-se que os estudos com vistas ao estabelecimento do balanço hídrico do D.F. tenham continuidade, considerando a sua importância para o gerenciamento e aproveitamento dos recursos hídricos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARROS, J. C. et al., 1987. Inventário Hidrogeológico do D.F. — DRTA — CAESB — Inédito.
- CODEPLAN, 1984. Atlas do Distrito Federal — Brasília, vol. 1 — Bsb, D.F.
- ENGEVIC, 1987. Diagnóstico dos Recursos Hídricos para o Abastecimento de Água do Distrito Federal — Inédito.
- THORNTHWAITE, C. W. & MATHER, J. R., 1957. Potencial Evapotranspiration and Water Balance. Laboratory of Climatology Publication, num. 10. Centerton, N.Y. USA, 1957.

RESUMO

Para a definição da viabilidade de aproveitamento das águas subterrâneas do Distrito Federal (Brasília) procurou-se calcular os componentes envolvidos no balanço hídrico regional. Em função da carência de dados e dos objetivos do trabalho foi necessário realizar algumas simplificações. Os resultados mostram que a água infiltrada, na área de 5.783 km², é de $1,7 \times 10^9$ m³, dos quais $1,20 \times 10^9$ m³ participam da recarga dos aquíferos.

Palavras chaves: Água subterrânea, Balanço hídrico, Brasília, Recarga dos aquíferos.

ABSTRACTS: *The water budget analysis aiming to establish the aquiferous recharge process in the Distrito Federal (Brasília) area.*

This paper focuses the ground water resources in the Distrito Federal (Brasília) area, considering the components of the water budget. The area has 5.783 km². The water infiltration was calculated in $1,7 \times 10^9$ m³, whose about $1,20 \times 10^9$ m³ is used in the aquiferous recharge process.

Key words: Aquiferous recharge. Brasilia. Groundwater; Water budget.

Recebido em 19-09-1989