USO DOS ISÓTOPOS NATURAIS DO URÂNIO NO ESTUDO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DO AQUIFERO CALCÁRIO BAMBUÍ (BA)*

FRANCISCO VILMAR MOREIRA GOMES e FRANCISCO CLODORIAN FERNANDES CABRAL

ABSTRACT The uranium isotopic disequilibrium in the groundwaters of the Bambuí aquifer appears to be related with regional hidrogeological structure. In the recharge area, the activity ratios were found to vary between 3 and 6. Out of the recharge area the ratio increases northward with the highest values close to 10. The ^{234}U excess taken in reference to a activity basic ratio (fundamental leaching ratio) has a behavior in accordance with hydrological data. This has provided better information about the recharge area and underground flow direction.

INTRODUÇÃO O urânio é encontrado na natureza principalmente em dois estados de oxidação, urânio + 4 (U^{+4}) e urânio + 6 (U^{+6}). No primeiro caso, o íon, além de ser relativamente imóvel em solução, possui uma forte tendência tanto para se hidrolisar como para formar compostos de baixa solubilidade na água. O U^{+6} , encontrado na forma UO_2^{+2} (radical uranila), é bem mais móvel e possui um potencial iônico um tanto mais baixo que o U^{+4} (Cherdintsev, 1971; e Garrels e Christ, 1965). A oxidação do urânio é reconhecidamente um fator importante em sua mobilização, durante os processos de intemperismo. Por outro lado, ambientes redutores promovem a precipitação do urânio (Hostetler e Garrels, 1962; e Dooley *et al.*, 1966). O ^{234}U é produzido na natureza pelo decaimento radioativo do ^{238}U e, para um sistema fechado, esses nuclídeos deveriam estar em equilíbrio secular, ou seja, a razão de atividade (RA) seria tomada como unidade, assim $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,00$. Entretanto, em um sistema aberto, o fracionamento do ^{234}U em relação ao ^{238}U é muito comum na natureza e tem sido objeto de muito estudo depois que Cherdintsev *et al.* (1955) observaram tal fenômeno em minerais secundários de urânio.

Thurber (1962 e 1964) discutiu alguns possíveis mecanismos responsáveis pelo fracionamento: destruição das redes cristalinas vizinhas ao nuclídeo, no momento do primeiro decaimento alfa; comportamento químico diferente dos nuclídeos intermediários ^{234}Th e ^{234}Pa ; auto-oxidação ou oxidação diferencial do ^{234}U ; recuo do nuclídeo durante o decaimento, dentro de localizações mais acessíveis.

A auto-oxidação foi observada em fosfatos antigos não sujeitos a lixiviação, em que a fração do urânio no estado oxidado (U^{+6}) é enriquecida em ^{234}U enquanto a fração de U^{+4} apresenta $\text{RA} < 1$ (Chalov e Markulova, 1966; e Kolodny e Kaplan, 1970). Kigoshi (1971) mostrou que o recuo do ^{234}Th , resultando em sua expulsão através da interface sólido-líquido, poderia enriquecer em ^{234}U as soluções vizinhas aos grãos dos minerais, com urânio, por decaimentos posteriores do ^{234}Th . Este mecanismo faria aumentar o ^{234}U sem a companhia do ^{238}U , sendo o excesso de ^{234}U função do tempo de residência da água subterrânea.

O aumento da razão de atividade com o tempo de residência da água subterrânea foi observado por Osmond

et al. (1974), Kronfeld *et al.* (1975) e, recentemente nas águas do Bambuí, por Gomes (1978). Dependendo do tipo de rocha por onde a água passa e também dos parâmetros geoquímicos, a RA e a concentração de urânio podem dar evidências das direções de fluxo, áreas de recarga e, talvez, a indicação sobre a possibilidade de existência de alta concentração de urânio dentro do aquífero (Coward e Osmond, 1977). Muitos trabalhos têm discutido o uso dos isótopos do urânio na definição de razões de mistura de águas e outras interpretações geoquímicas (Osmond *et al.*, 1968; Kaufman *et al.*, 1969; Kronfeld, 1971; e Wakshal e Yaron, 1974).

Para interpretações hidroológicas podemos reconhecer dois principais processos que contribuem para a razão isotópica encontrada em águas naturais. O primeiro é a lixiviação, que produz uma "razão de lixiviação fundamental" $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, que será abreviada por RL, característica de um tipo de rocha em uma área particular. A origem dessa razão é muito difícil de entender, pois depende do tipo de rocha, história da lixiviação da rocha e fatores ambientais, tais como, pH, Eh e tipo de cobertura do solo. O segundo processo, o recuo alfa, é um mecanismo mais dinâmico, que contribui para o aumento do ^{234}U sem a companhia do ^{238}U , aumentando a RA como função do tempo a partir da razão de lixiviação fundamental.

MODELO SIMPLIFICADO PARA INTERPRETAÇÕES DOS DADOS DE URÂNIO EM ÁGUA SUBTERRÂNEA

Osmond e Cowart (1976), em recente revisão das aplicações dos isótopos de urânio, afirmam que talvez ainda não haja nenhum modelo-padrão para interpretação e aplicação desses isótopos a todos os problemas hidroológicos. Não obstante, apresentamos um modelo que poderia ser aplicado em alguns casos particulares. Precisamos, entretanto, distinguir dois pontos básicos: o uso desses isótopos como traçadores para água de uma origem particular, que é o objetivo deste trabalho, e a datação de águas por meio da relação do ^{234}U com o tempo, quer diretamente, quer utilizando outro método independente para calibração (Gomes, 1978; e Gomes *et al.*, 1978).

Considerando o sistema hidrologicamente simples e geoquimicamente uniforme, estando a água em um esta-

* Programa de Pesquisa e Pós-graduação em Geofísica da Universidade Federal da Bahia, Rua Caetano Moura, 123 — Federação. CEP 40000, Salvador, Bahia.

Figura 1, a e b — Curvas de evolução para os isótopos do urânio na água subterrânea

do estacionário e em equilíbrio com o aquífero, espera-se que os isótopos do urânio sejam incorporados na solução em proporções relativas determinada pelo tipo de rocha e por fatores ambientais. Uma maneira conveniente de descrever a situação é mostrada na Fig. 1a. A razão isotópica para amostras jovens poderia ser uniforme em todo lugar, proporcionada por águas de recargas recentes. Essas amostras caem sobre a linha diagonal que passa pela origem e com inclinação (RA) denominada “razão de lixiviação fundamental” (RL). Águas de maiores idades poderiam normalmente ser acompanhadas de dois efeitos: lixiviação posterior do urânio (^{234}U e ^{238}U) à mesma RL e adição do ^{234}U por recuo. Uma tendência típica de envelhecimento poderia ser de A para B (Fig. 1a). Com os dados do urânio podemos obter diretamente o excesso de urânio-234 (^{234}U) pela seguinte relação:

$$^{234}\text{U}_r = (RA - RL) \cdot U$$

em que U é a concentração de urânio (^{238}U). Este excesso seria encontrado na ordenada da Fig. 1a por uma linha passando por B e com inclinação igual à razão de lixiviação fundamental e seria relacionado com o tempo pela equação abaixo (Kigoshi, 1971).

$$^{234}\text{U}_r = \alpha \frac{\lambda_{238}}{\lambda_{234}} \left[1 - \exp(-\lambda_{234} t) \right]$$

em que α é um parâmetro que envolve alguns fatores, tais como, distância de recuo do ^{234}Th , a concentração de urânio na rocha, a área da superfície dos grãos, a densidade das rochas, entre outros.

A tendência de idade observada na Fig. 1a pode também ser mostrada em um diagrama de RA versus $1/U$ (Fig. 1b), adaptado de Osmond *et al.* (1974). Nesta figura, águas mais velhas tomam a direção do quadrante noroeste. Entretanto, um possível equívoco pode surgir devido à não distinção entre a tendência de aumento de idade e a mistura de dois tipos de águas (Gomes, 1978).

Métodos analíticos Para cada amostra foi coletada um volume médio de 19 litros. A medida da concentração de urânio foi feita utilizando-se o processo de diluição isotópica, adicionando previamente 8,5 dpm de ^{232}U , isótopo artificial que atua como traçador. Este foi calibrado com o padrão de rocha fosfática do New Brunswick Laboratories (NBL nº 1) com 243 ppm de urânio.

O urânio foi concentrado por precipitação do hidróxido férrico, purificado por extração com solventes orgânicos e separado dos isótopos do tório por troca iônica em resina (Kaufman, 1968). A solução final com urânio foi depositada em uma plaqueta de aço inoxidável e levada ao espectrômetro alfa para contagem. Este aparelho possui detectores de estado sólido e pertence ao Laboratório de Física Nuclear Aplicada da UFBA. Detalhes do processo são descritos por Gomes (1978). Um espectro alfa típico é mostrado na Fig. 2.

Figura 2 — Espectro alfa típico

ÁREA DE ESTUDO A região em estudo, no centro do Estado da Bahia, é ocupada pelos sedimentos que constituem o Grupo Bambuí e tem uma área de aproximadamente 10 000 km², totalmente nas bacias dos rios Verde e Jacaré, os quais são tributários da margem direita do Rio São Francisco (Fig. 3). As reservas hídricas de superfície são deficientes, uma vez que aqueles dois rios têm caráter intermitente ou apresentam deflúvios insignificantes, contribuindo principalmente para estes fatores, o clima (Bsh semi-árido) e a baixa pluviosidade regional (500-600mm) restrita ao período novembro-abril (Instituto de Pesquisas Tecnológicas, 1972). A idade mínima para o Bambuí foi estimada em aproximadamente 600 m.a. (Pré-cambriano Superior) por Amaral e Kawashita (1967), e recentemente confirmada por Bonhome (1976).

LEGENDA

- AMOSTRAS AGRUPADAS
- * AMOSTRAS NÃO AGRUPADAS
- (B) GRUPOS
- S₁ FLUXO PARA O NORTE
- S₂ DIREÇÃO PRINCIPAL DE FLUXO NO GRUPO A
- ESTRADA PRINCIPAL
- ⊙ CIDADES PRINCIPAIS
- RIOS
- CONTATO DEFINIDO
- - - CONTATO INFERIDO

Figura 3 — Localização da área de estudo e de coleta das amostras na região central do Estado da Bahia. Cada grupo geográfico, A, B e C, representa um agrupamento de acordo com os dados isotópicos

Geologia Brito Neves (1967) estimou a espessura do Bambuí em torno de 250 m. Entretanto, um poço perfurado na cidade de Central atingiu 1 000 m totalmente no calcário (Instituto de Pesquisas Tecnológicas, 1972). Marinho (1978), baseado em dados de gravimetria e eletrorresistividade, estimou que a espessura do Grupo Bambuí é muito variável, atingindo até 2 km em alguns locais.

O Grupo Bambuí está subdividido em duas seqüências: Formação Sete Lagoas (unidade superior essencialmente carbonática) e Formação Bebedouro (unidade inferior constituída por sedimentos terrígenos, podendo comportar ainda um nível quartzítico). Misi

(1973), estudando extensa área no vale do Rio Jacaré, estabeleceu três membros para a Formação Sete Lagoas. No topo (membro A), há predominância de calcários micríticos cinza-escuro a preto, de granulação variável, os quais apresentam forte odor de H₂S quando partidos. O membro intermediário (membro B) caracteriza-se por apresentar calcários cinza-claro, em geral finos e muito bem laminados. O membro inferior (membro C) é constituído principalmente por dolomitos vermelhos, argilosos, comportando intercalações centimétricas de metargilitos.

Torquato e Misi (1977), baseados em análises isotópicas do carbono e oxigênio dos carbonatos da Formação Sete Lagoas, sugerem um ambiente de deposição que variou desde um caráter estritamente continental (membro C), passando por um ambiente misto, de alternância entre o marinho restrito e o continental (membro B), a condições tipicamente marinhas (membro A) mais caracterizado ao final da deposição dos sedimentos.

O Grupo Bambuí encontra-se em discordância tectônica ou erosional sobre o Grupo Chapada Diamantina, que serve de substrato para aqueles sedimentos. Muitos dobramentos resultantes de movimentos epigenéticos de compensação isostática, com mergulhos geralmente fortes para o norte, são observados na região (Brito Neves, 1967; Misi, 1973).

Hidrogeologia A Formação Sete Lagoas é reconhecida como a principal contribuinte para o armazenamento de água regional, estando condicionada a muitos fraturamentos, relacionados diretamente com a carstificação do calcário. Esse sistema de fendas superficiais deve funcionar semelhante a um aquífero suspenso que descarrega por gravidade para um sistema mais profundo. Os níveis da água na Formação Sete Lagoas acompanham, de um modo geral, a topografia. No centro da região, os níveis mais profundos atingem até 27 m, havendo gradual redução em direção ao Rio Jacaré. Os níveis das águas dos poços perfurados nas proximidades do citado rio estão situados aproximadamente na mesma cota do rio (CERB, 1979). O poço n.º 33 da Tab. 1 é um poço surgente e foi perfurado no Grupo Chapada Diamantina. A amostra n.º 34 é de uma fonte evidenciando o potencial de zonas de surgência. CERB (1979), em recente trabalho na região do Rio Jacaré, mostra que a zona de surgência se dispõe ao longo do rio acompanhando o contato calcário-quartzito e se alarga para o norte.

A alimentação da Formação Sete Lagoas é devida essencialmente às precipitações na área, devendo haver também contribuição dos quartzitos ainda pouco estudada. O levantamento gravimétrico de reconhecimento do calcário Bambuí feito por Marinho (1979) indica ser muito provável que a carstificação já tenha atingido a profundidades superiores a 300 m. Acreditamos que tais níveis sejam alimentados diretamente por águas dos flancos em subsuperfície. A Fig. 4, apresentada por Gomes (1978), mostra curvas que representam a diferença entre os níveis freáticos (F) e o piezométrico (P). Observa-se neste mapa que, a sudeste de Irecê, uma extensa área apresenta boas condições de recarga para o aquífero artesiano.

A vazão média dos poços perfurados na Formação Sete Lagoas é de 6 700 l/h, sendo 46 600 l/h a vazão média máxima observada (Secretaria do Planejamento Ciência e Tecnologia, 1974).

LEGENDA

—	ESTRADA PRINCIPAL	- - -	CONTATO DEFINIDO
⊙	CIDADES PRINCIPAIS	- - -	CONTATO INFERIDO
~	RIOS	- - -	CURVAS (F - P)

Figura 4 — Curvas representativas da diferença entre lençol freático (F) e o nível piezométrico (P), em m; Gomes (1978) e Cabral (1978)

RESULTADOS E DISCUSSÕES Os dados de razão de atividade e concentração de urânio estão na Tab. 1. A comparação desses dados com os valores obtidos em outras águas subterrâneas de diversas regiões (Gomes, 1978) mostra que as águas subterrâneas do Bambuí têm valores elevados, destacando-se claramente aos demais. O teor médio de urânio medido em quatro amostras do calcário é de 1 ppm e a razão de atividade variando entre 1,2 e 2,2.

De acordo com o modelo proposto, representamos graficamente os dados de RA versus $1/U$ (Fig. 5). As amostras foram agrupadas, com algumas exceções, em três grupos, A, B e C, cuja localização geográfica é mostrada na Fig. 3. Observamos que os grupos isotópicos estão relacionados aos grupos geográficos de maneira bem ordenada. A região do grupo A parece ser área de recarga enquanto B e C estão na direção geral de fluxo para o norte. Esta tendência, em princípio, poderá representar um aumento na idade das águas, podendo ser relacionada com o recuo alfa. Isso concordaria com os dados do radiocarbono dessas águas (Cabral, 1978; e Gomes *et al.*, 1979). No grupo A existe também uma tendência de envelhecimento, de acordo com o que apresenta a Fig. 1a. Este grupo caracteriza-se por baixos valores de RA, localizando-se exatamente na extensa área, onde parece haver boa continuidade entre o lençol freático e o aquífero artesiano, conforme é observado na Fig. 4. Nesta área, a diferença $F - P$ é zero.

Os dados das águas do grupo A são também representados em um gráfico $^{234}\text{U}_t$ versus U (Fig. 6). O comportamento dessas amostras é também similar à tendência de idade, mostrada na Fig. 1b. O grupo A contém a família

Figura 5 — Agrupamentos das amostras com os dados isotópicos do urânio em um gráfico $RA \times 1/U$

de amostras da região calcária que na Fig. 6 atingem a linha básica de razão de atividade ($RA = 3,00$), ou razão de lixiviação fundamental. Este valor é característico da região Bambuí.

Nos grupos B e C, os parâmetros relacionados à hidrologia são mais complicados em consequência dos intensos dobramentos ao norte. Um maior número de análises seria necessário para um melhor entendimento da relação entre os dados isotópicos do urânio e os parâmetros hidrogeológicos.

Figura 6 — Interpretação gráfica segundo os processos de evolução (Fig. 1a) para o grupo A. A curva tracejada tangencia a linha $RA = 3$ quando a concentração do urânio se aproxima de zero

Tabela 1 — Dados da razão de atividade $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, concentração de urânio e excesso de ^{234}U de amostras de águas extraídas de poços tubulares

Amostra n°	Data da coleta	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	Concentração (ug/l)	Excesso de ^{234}U (equiv. em ^{238}U)
1	4-1-76	$5,26 \pm 0,16$	$1,28 \pm 0,05$	2,89
2	7-8-76	$5,27 \pm 0,16$	$1,21 \pm 0,06$	2,75
3	5-1-77	$6,00 \pm 0,18$	$0,89 \pm 0,04$	2,67
4	4-1-77	$7,54 \pm 0,15$	$1,70 \pm 0,07$	7,72
5	10-8-75	$8,07 \pm 0,16$	$9,23 \pm 0,33$	46,80
6	5-8-76	$7,53 \pm 0,23$	$1,04 \pm 0,04$	4,71
7	6-8-76	$8,17 \pm 0,25$	$1,25 \pm 0,07$	6,46
8	5-8-76	$5,54 \pm 0,17$	$1,12 \pm 0,05$	3,96
9	9-8-76	$10,58 \pm 0,21$	$6,15 \pm 0,22$	46,62
10	9-8-76	$5,75 \pm 0,12$	$8,63 \pm 0,21$	23,73
11	7-8-76	$5,00 \pm 0,10$	$1,95 \pm 0,08$	3,90
12	8-8-76	$7,76 \pm 0,16$	$2,33 \pm 0,12$	11,09
13	5-1-77	$6,04 \pm 0,06$	$3,00 \pm 0,10$	9,12
14	8-8-76	$3,28 \pm 0,13$	$0,87 \pm 0,04$	0,24
15	8-8-76	$3,36 \pm 0,13$	$0,62 \pm 0,02$	0,22
16	5-1-77	$3,00 \pm 0,09$	$0,58 \pm 0,02$	0,00
17	10-8-76	$4,92 \pm 0,15$	$0,88 \pm 0,03$	1,69
18	5-1-77	$10,45 \pm 0,10$	$4,12 \pm 0,14$	30,69
19	5-1-77	$8,26 \pm 0,17$	$1,32 \pm 0,04$	6,94
20	6-1-77	$7,37 \pm 0,15$	$1,54 \pm 0,06$	6,73
21	6-1-77	$3,07 \pm 0,12$	$0,41 \pm 0,02$	0,03
22	6-1-77	$4,21 \pm 0,13$	$0,19 \pm 0,03$	0,23
23	7-1-77	$3,09 \pm 0,09$	$0,54 \pm 0,02$	0,05
24	7-1-77	$5,82 \pm 0,12$	$1,21 \pm 0,04$	3,41
25	7-1-77	$7,07 \pm 0,21$	$0,74 \pm 0,03$	3,01
26	8-1-77	$10,57 \pm 0,21$	$1,20 \pm 0,04$	9,08
27	8-8-75	$8,04 \pm 0,24$	$4,85 \pm 0,20$	24,44
28	8-1-77	$7,53 \pm 0,30$	$0,89 \pm 0,04$	4,03
29	9-1-77	$4,72 \pm 0,09$	$1,80 \pm 0,06$	3,10
30	9-1-77	$6,60 \pm 0,13$	$1,90 \pm 0,06$	6,84
31	10-1-77	$5,62 \pm 0,17$	$0,28 \pm 0,01$	—
32	10-1-77	$2,12 \pm 0,15$	$0,12 \pm 0,01$	—
33	10-1-77	$3,35 \pm 0,10$	$0,33 \pm 0,01$	—
34	11-8-76	$6,20 \pm 0,25$	$0,57 \pm 0,03$	—
35	11-8-75	$8,06 \pm 0,56$	$0,18 \pm 0,01$	—
36	12-8-76	$4,26 \pm 0,13$	$0,54 \pm 0,02$	—
37	11-8-76	$5,21 \pm 0,31$	$0,68 \pm 0,06$	—
38	13-8-76	$2,12 \pm 0,13$	$0,13 \pm 0,01$	—
39	11-1-77	$2,80 \pm 0,08$	$0,58 \pm 0,02$	—

A Fig. 7 mostra geograficamente as linhas do mesmo excesso de ^{234}U , sendo tais dados apresentados na Tab. 1. O aumento radial deste parâmetro no centro da bacia calcária sugere que o fluxo subterrâneo é também radial e para fora como mostra a citada figura. A área de recarga está portanto definida, ou seja, localizada onde os excessos de ^{234}U são baixos. Na direção norte, as linhas estão mais próximas, indicando uma maior velocidade de fluxo nesta direção. Entretanto, na região onde o excesso de ^{234}U é maior, da ordem de $40 \mu\text{g/l}$ em equivalentes de ^{238}U , as feições estruturais parecem dificultar o movimento da água subterrânea. Na Fig. 4, observamos que parece existir uma acentuada descontinuidade entre o lençol freático e o aquífero artesianos nesta região.

As amostras não agrupadas são em sua maioria águas dos quartzitos, ou da zona do contato calcário-quartzito. Algumas apresentam RA menor que 3,00, indicando possivelmente que a razão de lixiviação fundamental das águas dos flancos é menor que o valor 3,00 encontrado para as águas da região calcária. Outras amostras, apesar de

Figura 7 — Curvas representativas do excesso de ^{234}U (em $\mu\text{g/l}$ equivalentes de ^{238}U) das águas subterrâneas do aquífero Bambuí

apresentarem $RA > 3,00$, têm excesso de ^{234}U muito menor que os excessos de águas do calcário com idades correspondentes (Gomes, 1978).

CONCLUSÕES A interpretação a partir dos dados de piezometria são dificultadas devido à natureza cárstica da região e ao não-conhecimento das contribuições dos quartzitos para o aquífero Bambuí. O uso dos isótopos do urânio como traçador é um outro meio pelo qual podemos obter informações adicionais a fim de melhor entender a hidrologia do sistema.

Devido ao comportamento ordenado da $RA^{234}U/^{238}U$ e também do excesso de ^{234}U , reconhecemos a área onde as águas têm baixos valores desses parâmetros, como a principal área de recarga regional. Ficou também definida a razão de lixiviação fundamental, que é a razão de

atividade-base das águas regionais. O fluxo subterrâneo na área de recarga é radial e para fora, com tendência geral para o norte, sendo o fluxo subterrâneo nesta direção maior que nas demais, pelo menos até onde o excesso de ^{234}U atinge um valor máximo, onde parece haver uma barreira hidrológica.

Os altos valores de RA e concentração de urânio são difíceis de explicar no momento. Uma possível justificativa seria talvez a alta concentração de urânio nos condutos de água.

Agradecimentos Agradecemos ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes), pelo auxílio financeiro e bolsas recebidas, bem como ao Dr. David Lawrence Thurber pela orientação durante os trabalhos.

BIBLIOGRAFIA

- AMARAL, G. e KAWASHITA, K. — 1977 — Determinação da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb-Sr. Anais do 21º Congresso Brasileiro de Geologia, 214-217.
- BONHOMME, M.G. — 1976 — Minéralogie des fractions fines et datations Rubidium-Stromtium dans le Groupe Bambuí, M.G., Brésil, *Rev. Bras. Geoc.* 6: 221-222.
- BRITO NEVES, B.B. — 1967 — Água subterrânea na região central da Bahia - Condicionamento e Demanda. Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (Sudene)/Conesp, Relatório Técnico nº 21, Pernambuco.
- CABRAL, F.C.F. — 1978 — Uso dos isótopos naturais do carbono no estudo das águas subterrâneas do aquífero calcário Bambuí, Bahia. Tese de Mestrado, PPG, UFBA, Bahia.
- CERB — 1979 — Detalhamento hidrogeológico na região Tareco-Médio Jacaré. Companhia de Engenharia Rural da Bahia, Salvador.
- CHALOV, P.I. e MERKULOVA, K.I. — 1966 — Comparative oxidation rates of U-234 and U-238 atoms in certain minerals. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 167: 146-148.
- CHERDINTSEV, V.V., CHALOV, P.I. e KHAIDAROV, G.Z. — 1955 — Transaction of the third session of committee for determination of absolute ages of geological formations. *Izv. Akad. Nauk. SSSR*, 175.
- COWART, J.B. e OSMOND, J.K. — 1974 — $^{234}U/^{238}U$ in the Carrizo sandstone aquifer of south Texas. *Isotopes Techniques in Groundwater Hydrology*, 1974, vol. 2, 131-149. IAEA, Viena.
- COWART, J.B. e OSMOND, J.K. — 1977 — Uranium isotopes in groundwater: Their use in prospecting for sandstone-type uranium deposits. *J. Geochem. Explor.* 8: 365-379.
- GOMES, F.V.M. — 1978 — Aplicação dos Isótopos do Urânio como Traçadores da Água Subterrânea do Bambuí, Bahia. Tese de Mestrado, PPG/UFBA, Salvador, Bahia.
- GOMES, F.V.M., CABRAL, F.C.F. e THERBER, D.L. — 1979 — The use of ^{238}U for the dating of groundwater in Northeastern Brazil. Trabalho submetido à *Geophysical Research Letters*.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS (IPT) — 1972 — Estudos Hidrogeológicos das bacias dos rios Verde e Jacaré. Relatório nº 6530, Cidade Universitária, São Paulo.
- KAUFMAN, M.I. — 1968 — Uranium Isotope Investigation of the Floridan Aquifer and Related Natural Waters of North Florida. M.S. Thesis, Florida State University.
- KAUFMAN, M.I., RYDELL, H.S. e OSMOND, J.K. — 1969 — $^{234}U/^{238}U$ disequilibrium as an aid to hydrologic study of the Floridan aquifer. *J. Hydrol.* 9: 374-386.
- KIGOSHI, K. — 1971 — Alpha-recoil thorium-234: dissolution into water and the $^{234}U/^{238}U$ disequilibrium in nature. *Science* 173: 47-48.
- KOLODNY, Y. — 1969 — Studies in Geochemistry of Uranium and Phosphorites. Phd. Thesis, University of California, Los Angeles.
- KOLODNY, I. e KAPLAN, I.R. — 1970 — Uranium isotopes in sea floor phosphorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34: 3-24.
- KRONFELD, J. — 1971 — Hydrologic investigations and the significance of $^{234}U/^{238}U$ disequilibrium in the groundwater of the Central Texas. Rice University, Houston, Texas.
- KRONFELD, J., GRADSTAJN, E., MULLER, H.W., RADIN, J., YANIV, A. and ZACH, R. — 1975 — Excess ^{234}U : An aging effect in confined waters Earth Planet. *Sci. Lett.* 27: 342-345.
- MARINHO, J.M.L. — 1978 — Reconhecimento Geofísico da Região de Irecê, Bahia. Tese de Mestrado, PPG-UFBA, Bahia.
- MISI, A. — 1973 — As Mineralizações de Chumbo, Zinco, Flúor e Bário no Vale do rio Jacaré (Bahia) e seu Contexto Geológico. Tese apresentada à Universidade Federal Bahia para concurso a Professor-Assistente, Salvador, Bahia.
- OSMOND, J.K., RYDELL, H.S. e KAUFMAN, M.I. — 1968 — Uranium disequilibrium groundwater: An isotope dilution approach in hydrology investigations. *Science* 162: 997-999.
- OSMOND, J.K., KAUFMANN, M.I. e COWART, J.B. — 1974 — Mixing volume calculations, sources and aging trends of Floridan aquifer water by uranium isotopic methods. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38: 1083-1100.
- OSMOND, J.K. e COWART, J.B. — 1976 — The theory and uses of natural uranium isotopic variations in hydrology. *At. Energy Rev.* 14: 621-679.
- SECRETARIA DE PLANEJAMENTO, CIÊNCIA E TECNOLOGIA (Seplan-ec) — 1974 — Microregião 12 — Irecê. Governo do Estado da Bahia.
- THURBER, D.L. — 1962 — Natural Variations in $^{234}U/^{238}U$. National Academy of Sciences, National Research Council Conference on Nuclear Geochemistry, *Proceedings*, 41-51.
- THURBER, D.L. — 1964 — Geochemistry of ^{234}U . Doctoral Dissertation. Columbia University, New York.
- TORQUATO, J.R. e MISI, A. — 1977 — Medidas isotópicas de carbono e oxigênio em carbonatos do Grupo Bambuí, na região centro-norte do Estado da Bahia. *Rev. Bras. Geoc.* 7: 14-24.
- WAKSHAL, E. e YARON, F. — 1974 — $^{234}U/^{238}U$ disequilibrium in waters of the Judea Group (Cenomanian-Turonian) aquifer in Galilee, Northern Israel. *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology* 1974, vol. 2, 151-177. IAEA, Viena.

Recebido em 17 de abril de 1980.