

*Koji Kawashita*



**O método Rb-Sr em rochas sedimentares.  
Aplicação para as Bacias do Paraná e do  
Amazonas.**

**KOJI KAWASHITA**

Tese de doutoramento apresentada ao  
Instituto de Geociências da Universi-  
dade de São Paulo

**DEDALUS - Acervo - IGC**



30900005080

**SÃO PAULO  
1972**

## ÍNDICE

	Página
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO II - SÍNTESE DOS CONHECIMENTOS SOBRE DATAÇÃO RADIOMÉTRICA DE ROCHAS SEDIMENTARES	6
CAPÍTULO III - MÉTODOS EXPERIMENTAIS	11
1) Tratamento das amostras	11
2) Análises de rubídio e de estrôncio	12
3) Análises de potássio e argônio	16
CAPÍTULO IV - AVALIAÇÃO ESTATÍSTICA DOS DADOS Rb-Sr	18
CAPÍTULO V - SITUAÇÃO ESTRATIGRÁFICA REGIO- NAL DO MATERIAL ESTUDADO	26
1) Bacia do Paraná	26
2) Bacia do Amazonas	29
CAPÍTULO VI - RESULTADOS E DISCUSSÕES	33
1) Formação Ponta Grossa	33
2) Formações Itararé e Rio Bonito	47
3) Formação Trombetas	55
4) Formações Maecuru e Ererê	62
5) Formação Curuã	66
6) Formação Itaituba	70
CAPÍTULO VII - CONCLUSÕES	78
1) Interpretação dos dados radiométricos em rochas sedimentares	78

Página

2) Critérios para seleção de amostras e para os tratamentos analíticos em determinações Rb-Sr de rochas sedimentares	83
3) Considerações finais sobre os resultados obtidos	85
 BIBLIOGRAFIA	 89
 APÊNDICE 1- Descrição sucinta das amostras analisadas	 95
 APÊNDICE 2- Determinações Rb-Sr; dados analíticos	 104
 APÊNDICE 3- Determinações K-Ar; dados analíticos	 110

TABELAS

	Página
1 - Análises de $Sr_N$ (E+A)	13
2 - Comparação entre as análises Rb e Sr (D.I. versus FL.RX)	16
3 - Correlação entre os erros de Y e X	20
4 - Cálculos de idade das isócronas	24
5 - Dados geocronológicos: poço CT-2-PR - - 197 m	35
6 - Dados geocronológicos: Test. 12 do poço AG-1-MT - 1 001 m	38
7 - Dados geocronológicos: Test. 18 do poço RP-1-MT - 2 807 m	40
8 - Dados geocronológicos: poços MO-1-PR e MO-2-PR	44
9 - Dados geocronológicos: poço CP-1-SP	48
10 - Dados geocronológicos: poço TV-4-SC	52
11 - Dados geocronológicos: poço NO-3-AZ	56
12 - Dados geocronológicos: poço UR-1-AM	60
13 - Dados geocronológicos: poço MS-4-AM	63
14 - Dados geocronológicos: poço NA-1-PA	67
15 - Dados geocronológicos: poço MS-6-AM	71

Página

16 - Dados geocronológicos: poço FB-1-AZ	75
17 - Idades Rb-Sr das formações estudadas - comparações com idades bioestratigráficas	81

QUADROS

1 - Coluna estratigráfica e idade dos Grupos Paraná e Tubarão	27
2 - Coluna estratigráfica e idade das forma- ções estudadas da Bacia do Amazonas	30

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

	Página
FIGURA 1 - Mapa de localização dos poços estudados	34
FIGURA 2 - Diagrama isocrônico de um <u>fo</u> lhelho do poço CT-2-PR	36
FIGURA 3 - Diagrama isocrônico de um <u>fo</u> lhelho do poço RP-1-MT	41
FIGURA 4 - Isôcronas de referência de <u>fo</u> lhelhos dos poços MO-1-PR e MO-2-PR	45
FIGURA 5 - Isôcrona de referência de <u>ro</u> cha da Formação Itararé	49
FIGURA 6 - Isôcronas de referência de amostras do poço TV-4-SC	53
FIGURA 7 - Isôcrona de referência de <u>amos</u> tras do poço NO-3-AZ	57
FIGURA 8 - Isôcrona de referência de <u>amos</u> tras do poço UR-1-AM	61
FIGURA 9 - Isôcronas de referência nas Formações Maecuru e Ererê no poço MS-4-AM	64
FIGURA 10 - Isôcrona de referência de <u>fo</u> lhelhos do poço NA-1-PA	68
FIGURA 11 - Isôcronas de referência de <u>fo</u> lhelhos da Formação Itaituba	72

FIGURA 12 - Diagrama isocrônico de um fo lhelho da Formação Itaituba	76
FIGURA 13 - Idades K-Ar e sua relação com a escala do tempo Fanerozóico	79
FIGURA 14 - Idades Rb-Sr das formações es tudadas e sua relação com a escala do tempo Fanerozóico	86

## RESUMO

Estudo radiométrico em sedimentos com posição estratigráfica conhecida, das Bacias do Paraná e do Amazonas, permite estabelecer critérios de seleção de amostras e procedimentos experimentais adequados para a obtenção de idades significativas.

Foram efetuadas 120 determinações Rb-Sr e 44 K-Ar. As idades K-Ar foram empregadas essencialmente para auxiliar a interpretação dos dados Rb-Sr. As interpretações Rb-Sr foram efetuadas mediante gráficos com linhas isócronas. Na avaliação estatística dos dados, o método usual dos mínimos quadrados, revelou-se deficiente na estimação dos parâmetros, em alguns exemplos testados. Na presente investigação, a melhor isócrona em cada caso foi definida levando-se em conta uma ponderação adequada para os pontos e uma correlação entre os erros específica e conveniente.

A Formação Ponta Grossa foi estudada em 8 amostras provenientes de testemunhos de 5 sondagens da Petrobrás S.A. na Bacia do Paraná. Os resultados obtidos em pelo menos 2 deles são concordantes com a idade estratigráfica. Nos outros 2 poços, apesar dos poucos dados, as isócronas mostram uma possível concordância, indicando que a diagênese teria ocorrido logo após a sedimentação marinha.

A Formação Rio Bonito, estudada em 8 amostras do poço TV-4-SC, apresentou 3 isócronas aproximadamente paralelas, com idades mais ou menos semelhantes e concordantes com a idade estratigráfica. Tal comportamento indicaria uma homogeneização isotópica mesmo entre as frações grosseiras.

Dentre as amostras estudadas na Bacia do Paraná, os sedimentos da Formação Itararé foram os únicos que não puderam ser interpretados adequadamente. Isto evidenciou que as isócronas Rb-Sr devem ser restritas a ro-

chas de apenas um determinado tipo litológico, quando examinamos Formações como a Itararé, de ambientes variados (fluvial, lacustre, glacial, marinho).

A Formação Trombetas foi estudada em 7 amostras de 2 poços localizados no Médio Amazonas. Ambas as isócronas obtidas, indicando idade ordoviciana-siluriana permitem supor que houve apenas uma homogeneização isotópica parcial após a deposição. Os dados podem ser considerados concordantes se forem levados em conta os erros experimentais das isócronas.

As Formações Maecuru e Ereré foram estudadas em 6 amostras do poço MS-4-AM. A litologia desfavorável das 4 amostras da Formação Ereré (Membro Ariramba), levaram o autor a definir uma "isócrona mínima", cuja idade revelou-se próxima da admitida estratigraficamente. A Formação Maecuru (Membro Jatapu), estudada em 2 arenitos arcozianos, apesar do material não ser considerado satisfatório para datações, evidenciaram uma isócrona de referência cuja idade é compatível com a situação estratigráfica.

A Formação Curuá foi analisada em 3 amostras do poço NA-1-PA. Tanto as rochas totais como as frações situaram-se, sobre uma isócrona de referência cuja idade calculada apresentou concordância, com a idade estratigráfica, dentro do erro experimental. A boa correlação linear verificada leva a admitir uma diagênese precoce, acompanhada de equilíbrio entre os isótopos de Sr.

A Formação Itaituba foi investigada em 7 amostras de 2 poços, situados um de cada lado do Alto de Purus. Os folhelhos evidenciaram grande dispersão dos pontos sobre o diagrama  $Rb^{87}/Sr^{86}$  x  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , devida a teores variáveis de minerais detríticos difíceis de serem identificados petrograficamente. Novamente foi traçada uma "isócrona mínima" da qual participaram materiais calcíferos. As idades idênticas, bem como a concordância com a idade estratigráfica da formação, parecem demonstrar a validade da técnica empregada.

Os dados do presente trabalho indicam que rochas sedimentares podem ser datadas pelo método Rb-Sr, desde que sejam obedecidos alguns critérios importantes de seleção do material. Além disso devem ser empregadas técnicas apropriadas, tais como separação granulométrica de frações menores que 2 ou 4 $\mu$ , ou lixiviação com HCl. As isócronas a serem traçadas, as quais indicariam a época da diagênese, devem incluir material de litologia semelhante, de um só ambiente de formação. As análises K-Ar podem servir como dados auxiliares, principalmente para avaliar a quantidade de material detrítico existente no sistema.

## CAPÍTULO I

### INTRODUÇÃO

Os métodos radiométricos têm sido largamente empregados para rochas magmáticas e metamórficas e com grande valia para a interpretação da evolução geológica regional, pois permitem situar, nos casos mais favoráveis, os eventos formadores de minerais e/ou rochas.

Já para as rochas sedimentares, as dificuldades de interpretação aumentam muito, devido aos componentes clásticos incorporados nos sedimentos por ocasião da sua deposição. Datações radiométricas têm sido efetuadas, até o presente, quase que exclusivamente em minerais autígenos favoráveis, como a glauconita. Entretanto, a raridade de tais minerais torna pouco utilizável o método, sendo um dos objetivos principais da geocronologia, na atualidade, a descoberta, ou a adaptação de novas técnicas geocronológicas que permitam a datação de sedimentos.

A técnica de datação de rochas sedimentares pelíticas pelo método Rb-Sr tem sido proposta e experimentada por vários autores (Compston e Pidgeon, 1962; Whitney e Hurley, 1964; Bonhomme e Millot, 1966; Bofinger, Compston e Vernon, 1968, e outros).

Entretanto, os resultados encontrados variam muito, dependendo dos materiais utilizados. Ainda não foram desenvolvidos critérios eficientes para selecionar amostras favoráveis para o método, nem foram testados adequadamente alguns procedimentos que pareceram promissores em certos casos.

É objetivo principal deste trabalho tentar estabelecer alguns critérios para a aplicabilidade do método Rb-Sr em rocha total, para sedimentos finos.

Para alcançar o objetivo foram selecionados materiais provenientes de testemunhos de sondagem, pertencentes a formações paleozóicas das bacias sedimentares brasileiras, cuja idade é razoavelmente bem conhecida, através de seu conteúdo fossilífero. Acresce que amostras provenientes de sondagens coletadas em certa profundidade, são especialmente adequadas para análises geocronológicas, visto que, de um modo geral, estão isentas de alterações intempéricas, muito comuns em amostras de superfície.

Durante vários anos, a Petrobrás S.A., tem perfurado dezenas de poços nas bacias sedimentares brasileiras, com vistas ao estabelecimento de áreas favoráveis à pesquisa do petróleo. Até o momento foram perfurados cerca de 100 poços na Bacia do Paraná e mais de 80 na Bacia Amazônica. As amostras recolhidas nestes poços têm fornecido enormes subsídios para o melhor conhecimento bioestratigráfico e paleogeográfico destas duas grandes bacias intracratônicas brasileiras.

Para o presente trabalho, a Petrobrás possibilitou ao autor a obtenção de 60 amostras da Bacia do Paraná de diversas formações perfuradas em 10 poços e cerca de 100 amostras da Bacia Amazônica selecionadas nos testemunhos de sondagem de 12 poços. Deste lote foram escolhidas as amostras analisadas, em número global de 43.

Uma peculiaridade que favorece o presente estudo geocronológico é o fato dos sedimentos de ambas as bacias não terem sofrido qualquer dobramento ou metamorfismo significativo. Além disso, a sedimentação de muitas formações ocorreu em ambiente marinho, o que as torna particularmente atraentes para um estudo radiométrico, visto que em tal ambiente, existem as melhores condições para uma homogeneização isotópica inicial, por ocasião da deposição do material.

Os resultados geocronológicos obtidos em rocha total em cada poço, ou em cada formação, são comparados com sua idade estratigráfica. Os dados são apresentados em diagramas isocrônicos, segundo o procedimento convencional.

(Nicolaysen, 1961; Compston e Pidgeon, 1962). Para isso as amostras pertencentes à mesma formação são aqui consideradas cogenéticas, não sendo levada em conta a diferença no tempo decorrido entre a deposição das diversas amostras do mesmo poço e da mesma formação. Para cada exemplo investigado, foram selecionados testemunhos que apresentassem razões  $Rb^{tot}/Sr^{tot}$  variadas, objetivando com isto a obtenção de pontos suficientemente dispersos nos diagramas isocrônicos.

Para auxiliar nas interpretações Rb-Sr, foram também efetuadas algumas dezenas de análises pelo método K-Ar, para avaliar a presença de grandes quantidades de material detrítico, ou para indicar possíveis eventos térmicos sofridos pelas amostras estudadas.

Finalmente, o autor incluiu um estudo estatístico aprofundado, com a finalidade de melhor avaliar os resultados numéricos obtidos pelo método isocrônico.

#### Agradecimentos

O presente trabalho tornou-se possível devido à valiosa colaboração prestada por várias pessoas e entidades. De início o autor deseja consignar ao seu orientador, o Professor Doutor Viktor Leinz, seus melhores agradecimentos pelas importantes sugestões apresentadas durante a elaboração da tese, e pelo constante estímulo. Os agradecimentos são extensivos ao Professor Doutor Umberto G. Cordani, Pesquisador Chefe do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, pela ajuda continuada na parte interpretativa do trabalho, bem como pela cuidadosa revisão do texto.

À Petrobrás S.A., o autor deve a especial gentileza da cessão das amostras, todas elas pertencentes à coleção de testemunhos de sondagem da empresa, bem como a permissão de utilizar alguns dados constantes de relatórios internos.

Ao Doutor Patrick M. Hurley, o autor agradece pela acolhida em seu laboratório, e pela ajuda prestada durante o estágio efetuado no Massachusetts Institute of Technology, em 1970. Os melhores agradecimentos são consignados também ao Doutor Felix G. Bonorino, pela inestimável colaboração oferecida na interpretação dos difratogramas utilizados, e no exame das seções delgadas.

Aos Doutores Yociteru Hasui, Adolpho J. Melfi, A.C. Rocha-Campos e Setembrino Petri, o autor agradece as proveitosas discussões, sugestões e críticas. Os professores Kenitiro Suguio, Ricardo Francesconi e Armando M. Coimbra auxiliaram no estudo das seções delgadas, e os estudantes Paulo Cesar Abrão, Fausto D. Giancursi e Agostinho F. Sobreiro Neto na interpretação de registros espectrométricos.

Na parte experimental, o autor consigna o seu reconhecimento ao Doutor Marcos Berenholc, pelo auxílio na obtenção e interpretação de análises por fluorescência de raios X. O Doutor Antonio Carlos Moniz e o Engenheiro Alain S. Lombaert auxiliaram na obtenção e interpretação de difratogramas. O segundo colaborou também na elaboração do programa de computação Pisody. O Engenheiro André Bittencourt foi responsável por algumas determinações por A.T.D.

Agradecimentos também são devidos aos técnicos do C.P.G., Senhores Cláudio Comerlatti, Maria Elisa C. da Silva Lucena, Claudio dos Santos, Mario B. Paquola e José R. de Medeiros. Os dois primeiros auxiliaram nas análises de K, e no tratamento químico das amostras; o sr. Claudio dos Santos efetuou as extrações de argônio, enquanto que os dois últimos foram responsáveis pela preparação do material. As seções delgadas foram confeccionadas pela técnica, Dona Melany Thereza Isauk, os desenhos pelas Srtas. Namie Koseki e Itacy Kroehne, e os trabalhos de datilografia são devidos ao Senhor José Ponchirolli e à Senhora Nair C. Louzada, pertencentes ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Esta pesquisa foi realizada em sua maior

parte nos Laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas, cujas pesquisas vêm sendo mantidas pela dotação orçamentária da U.S.P., bem como por auxílios sucessivos concedidos pelo Conselho Nacional de Pesquisas. À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo o autor agradece o auxílio financeiro que lhe permitiu o estágio de laboratório realizado no Massachusetts Institute of Technology.

## CAPÍTULO II

### SÍNTESE DOS CONHECIMENTOS SOBRE DATAÇÃO RADIOMÉTRICA DE ROCHAS SEDIMENTARES

A datação do material sedimentar pelítico é bastante complicada, devido à presença de  $Sr^{87}$  radiogênico herdado de minerais detríticos ricos em Rb, tais como muscovita e/ou feldspato potássico. Tem grande influência também as transformações de degradação ou agradação (Lucas, 1962) bem como a mecânica de neofomações e fenômenos dia genéticos posteriores à sedimentação.

A presença de  $Sr^{87}$  radiogênico herdado invariavelmente produz idades aparentes superiores à época de sedimentação, tal como demonstram Biscaye e Dash (1971).

O fenômeno das transformações degradantes, que consiste na alteração dos silicatos (argilosos ou não), rejuvenesce isotopicamente o material. Significa que em tais casos, o material herdado apresenta uma idade aparente intermediária entre a das formações geológicas supridoras e a da degradação. Por exemplo, Vialette (1962) em um perfil de alteração progressiva, demonstra a queda igualmente progressiva nas idades aparentes das biotitas. A mesma conclusão foi obtida por Dash (1969), porém trabalhando em rocha total pelo método Rb-Sr, com os granitos plutônicos de Elberton, Canadá.

Enquanto as transformações por degradação fornecem idades variáveis conforme a intensidade do processo, as transformações por agradação, ou seja os reajustamentos cristalocímicos que permitem aos minerais argilosos de gradados de readquirir uma estrutura própria, podem fornecer a idade da sedimentação. Isto porque é lícito pensar que, durante o curso das agradações, estabelece-se um equilíbrio isotópico entre os minerais argilosos e o meio am

biente. Assim sendo, a idade encontrada nesses sedimentos transformados poderá ser confundida com a de uma diagênese precoce.

O mecanismo de neoformação também pode fornecer a idade da deposição, visto que os minerais são sintetizados a partir das soluções do próprio ambiente. Por isso, é de se esperar um equilíbrio na composição isotópica dos elementos que entram nos retículos dos minerais neoformados.

Os fenômenos diagenéticos, dada a sua importância na evolução de um sedimento, provocam homogeneizações isotópicas que resultam em idades mais jovens, as quais tendem a representar a época em que ocorreu a diagênese. Quando esta é precoce, e desde que o sistema permaneça fechado, a idade aparente obtida no material será bastante próxima à da sedimentação. Interpretações deste tipo são atribuídas, por exemplo, à série de Franceville (Bonhomme et al., 1965), às argilas do Lias (Bonhomme e Montpeyrus, 1964) e aos sedimentos jurássicos da Austrália (Kulbicki, 1966).

Para os casos de diagênese tardia podemos referir-nos às rochas glauconíticas estudadas por Hurley et al. (1960), à série pelítica de L'Anse du Veryach (Bonhomme et al., 1968) e às rochas glauconíticas do Cretáceo inferior de Haute Provence (Bonhomme et al., 1969).

Em qualquer sedimento, o  $Sr^{87}$  radiogênico total existente no sistema pode ser considerado como constituído de dois componentes, um deles herdado do material fonte, e o segundo adicionado devido ao decaimento do  $Rb^{87}$ , desde a sedimentação até os dias atuais.

Ainda que o componente radiogênico seja nulo, ou praticamente nulo, é essencial conhecer a composição isotópica do estrôncio original, para poder-se calcular a idade da deposição. A técnica de efetuar-se o cálculo admitindo, por exemplo, como razão  $Sr^{87}/Sr^{86}$  inicial aquela dos basaltos oceânicos, igual a 0,704, leva normalmente a resultados errôneos, com idades aparentes maiores. Da mesma forma, outra técnica que admite como razão  $Sr^{87}/Sr^{86}$  inicial aquela

do calcário associado, pode levar a resultados falsos. Por exemplo, Dash (1969) concluiu que o estrôncio, mesmo nas frações mais finas dos aluminossilicatos depositados em oceanos, não chega a equilibrar-se isotopicamente com o estrôncio marinho, mesmo após prolongado contato com as águas do mar, e as águas intersticiais. A análise de calcários associados, de acordo com o sugerido inicialmente por Wickman (1948), pode revelar a composição isotópica do estrôncio marinho da época, que entretanto é menor, em geral, do que a razão isotópica dos sedimentos argilosos depositados contemporaneamente.

Por causa destes problemas interpretativos, o método mais promissor, para o caso de rochas sedimentares, é o preconizado simultaneamente por Nicolaysen (1961) e Compston e Jeffery (1961). O método isocrônico, assim denominado, vale-se de várias análises de materiais cogenéticos, e permite o cálculo da idade ao mesmo tempo que estabelece a razão  $Sr^{87}/Sr^{86}$  inicial.

Nos casos já conhecidos, de isócronas traçadas para rochas sedimentares, os valores resultantes para as razões iniciais tem sido, genericamente, maiores do que os encontrados para rochas ígneas, os quais oscilam em torno de 0,71. Um exemplo interessante é dos folhelhos de Vazante, pertencentes ao Grupo Bambuí (Amaral e Kawashita, 1968), que apresentaram uma razão inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}=0,83$ , valor dos mais elevados encontrados na literatura especializada.

Uma premissa fundamental para que o método isocrônico forneça um resultado significativo para a idade da sedimentação, ou da diagênese, é a de que o sistema permaneça fechado desde então. Verificada esta premissa, os resultados analíticos relativos à várias amostras (de rocha total) do mesmo sedimento, ou quaisquer de seus componentes (como por exemplo as frações finas  $< 4\mu$ ), indicarão pontos que se alinham sobre um diagrama isocrônico  $Sr^{87}/Sr^{86}$  versus  $Rb^{87}/Sr^{86}$ . Uma falta de alinhamento dos pontos pode significar que a homogeneização inicial assumida não ocorreu, ou

então que fenômenos posteriores perturbaram o sistema. Assim como no caso da diagênese, também fenômenos de metamorfismo brando podem levar a novas homogeneizações, especialmente nas frações argilosas.

Cabe aqui frisar que, na prática, não pode ser fixado um limite nítido entre os fenômenos diagenéticos e as transformações metamórficas de baixo grau. Há transição completa, em um diagrama PT, das condições que caracterizam o campo da diagênese para as que configuram o ambiente metamórfico do fácies zeolita de Turner e Verhoogen (1960). Um exemplo onde um metamorfismo regional de baixo grau, envolvendo temperaturas de somente 100 a 300°C, causou larga homogeneização isotópica, é o apresentado por Kovack e Faure (1967) para rochas da Formação Cunflint (Ontário).

As frações grosseiras, constituídas em geral de quartzo, feldspatos e micas, minerais ígneos ou metamórficos formados em alta temperatura, são evidentemente mais resistentes aos fenômenos diagenéticos, e suas rochas totais não são homogeneizadas isotopicamente. Para contornar em parte este problema, Bonhomme et al. (1968), por exemplo, utilizaram com sucesso as frações finas das amostras.

Outra técnica analítica, que tem a vantagem de "estender" os pontos sobre os diagramas isocrônicos, facilitando a sua interpretação, foi empregada com sucesso por Bofinger et al. (1968), em folhelhos australianos de idade ordoviciana média. Nesta técnica, as amostras foram lixiviadas com HCl, sob diferentes condições, com o objetivo principal de remover o estrôncio comum contido em carbonatos.

No tocante à datação de rochas sedimentares, pelo método K-Ar, muitas dificuldades também são encontradas. Vários trabalhos foram efetuados em diferentes materiais (ilitas, glauconitas, folhelhos, etc.), por diversos autores (Evernden et al., 1961; Hurley et al., 1961; Hower et al., 1963; Novikov, 1963; Amaral, 1967). No caso de glauconitas, considerado como um dos mais adequados entre

os minerais autígenos, por seu alto teor de potássio, as idades aparentes apresentadas podem diferir de até + 20% em relação ao valor real da época de formação do mineral. Isto seria devido a fenômenos tais como a perda de argônio por difusão, ou ganho de potássio por troca iônica com o ambiente.

No caso de folhelhos, Baylei et al. (1962) e Hower et al. (1963), encontraram uma idade aparente menor para a ilita  $1 M_d$ , que caracterizaram por difração de raios X na fração fina. Esta idade foi interpretada como devido à perda preferencial de argônio pelo tamanho pequeno das partículas, ou à reorganização e fixação de potássio em montmorilonita e micas degradadas. Por outro lado, obtiveram idades bem maiores na muscovita 2M da fração grosseira, o que indicaria seu caráter detrítico. Eventualmente, os dois componentes, muscovita 2M mais velha e ilita  $1 M_d$  mais nova, podem compensar-se, de modo que a rocha total poderia casualmente apresentar uma idade aparente muito próxima da época real da sedimentação. Este caso parece ter ocorrido com as investigações K-Ar realizadas em folhelhos de idade bioestratigráfica conhecida por Novikov (1963) e por Permyakov e Savchenko (1963), conforme observa Hurley (1963).

De uma forma geral, folhelhos e siltitos tendem a evidenciar idades K-Ar mais velhas do que a da sedimentação. Entretanto, em relação ao material fonte, segundo Abdel-Monen e Kulp (1968), os valores são mais baixos.

Os casos mais favoráveis parecem ser os de argilas ilíticas, mas as interpretações são sempre complexas, de modo que quando possível, o método K-Ar deve ser empregado paralelamente com outro (Rb-Sr). Seu valor interpretativo é limitado quanto à possibilidade de datação precisa do sedimento, entretanto pode revelar dados importantes quanto ao mecanismo de formação dos minerais argilosos, desde que se conheça a idade do material fonte para devidas comparações.

## CAPÍTULO III

### MÉTODOS EXPERIMENTAIS

#### 1) Tratamento das amostras

Do material disponível, cuja descrição sucinta pode ser encontrada no Apêndice 1, foram selecionadas amostras com 50 a 100 gramas. O material foi separado tendo em vista a obtenção de amostras de granulação a mais fina possível, com as partes mais uniformes livres de veios, bandas siltosas ou arenosas. Foram confeccionadas seções delgadas de quase todas as amostras, com exceção daquelas que se mostraram muito quebradiças ou das quais não se dispunha de quantidade adequada de material. Afim de se obter dados mineralógicos bem como detalhes quanto às texturas e/ou estruturas presentes, as seções foram tomadas perpendicularmente ao acamamento das rochas.

Cada amostra foi britada, lavada e peneirada, tomando-se a fração abaixo de 100 B.S. mesh, para as análises Rb-Sr. Este material foi em seguida pulverizado e homogeneizado, antes da execução da parte analítica. A fração 35-100 obtida no peneiramento foi empregada para as análises K-Ar.

Experiências de lixiviação ácida, foram feitas em algumas amostras escolhidas. O tratamento consistiu na agitação em ácido clorídrico 0,3N durante cerca de 15 minutos, centrifugação e recuperação do líquido sobrenadante. Os resíduos foram em seguida lavados duas vezes com água bidestilada, e os líquidos sobrenadantes foram acrescentados ao resultante da primeira lixiviação ácida.

## 2) Análises de Rubídio e de Estrôncio

### a - Diluição Isotópica

A técnica geral de determinação quantitativa de elementos por diluição isotópica pode ser encontrada em Inghram (1955). A maioria das análises isotópicas foram feitas em um espectrômetro de massa tipo Reynolds (Reynolds, 1956) no Centro de Pesquisas Geocronológicas, ao qual foi adaptada uma fonte sólida. Os pormenores analíticos, bem como a precisão das medidas são descritas por Kawashita (1969). As análises executadas no C.P.G. aparecem relacionadas em ordem numérica (por número de laboratório, SPR) no Apêndice 2.

Dezesseis amostras foram analisadas durante o estágio do autor no laboratório de geocronologia do Massachusetts Institute of Technology. Tais análises aparecem designadas, no Apêndice 2, com a sigla MIT. As análises isotópicas, neste caso, foram executadas em um espectrômetro inteiramente metálico, de 6" de raio de curvatura, (trata-se do instrumento "Sally", do MIT) e as técnicas analíticas são descritas com detalhes por Reesman (1968).

Todas as análises de estrôncio foram normalizadas admitindo-se  $Sr^{86}/Sr^{88} = 0,1194$ . Durante a presente investigação, o padrão de Sr Normal ( $SrCO_3$  Eimer e Amend), usualmente empregado em comparações interlaboratórios, serviu para verificação de possíveis desvios sistemáticos, nas determinações isotópicas de Sr, devido aos sistemas eletrônicos de detecção e registro. Hildreth e Henderson (1971) relacionam as medidas efetuadas neste padrão apresentadas por cinco laboratórios de geocronologia, que contam com refinados sistemas de computação diretamente acoplados aos espectrômetros. O valor médio próximo de 0,7082 é uma boa indicação da relação isotópica real do composto.

Os resultados obtidos no C.P.G. durante os últimos 5 anos constam na Tabela 1, juntamente com a média

de 3 análises efetuadas no MIT, pelo autor.

TABELA 1

Análises de  $Sr_N$  (E+A)

	Nº de análises	$(Sr^{87}/Sr^{86})$ normalizado
C.P.G. (1967-1968)	5	$0,7083 \pm 0,00015$ ( $1\sigma$ )
C.P.G. (1970-1971)	28	$0,7102 \pm 0,0012$ ( $1\sigma$ )
C.P.G. (1972)*	23	$0,7095 \pm 0,0016$ ( $1\sigma$ )
MIT (1970)*	3	$0,7080 \pm 0,0007$ ( $1\sigma$ )

\* Análises sem multiplicador de eletrons.

Os resultados obtidos no C.P.G. ultimamente, e notadamente a partir de 1969, são sistematicamente maiores do que os obtidos entre 1967 e 1968. Duas possíveis causas podem ser apontadas: uma delas ligada à detecção e ao registro eletrônico do aparelho, e a outra à alteração gradual de composição isotópica da solução padrão devido a impurezas desprendidas pelo frasco de polietileno. Uma terceira causa, também possível, poderia ser relacionada a um erro sistemático da leitura do pico do  $Sr^{87}$  por causa da influência do pico vizinho do  $Sr^{88}$ , sempre bem mais intenso. O gradual decréscimo do ganho do multiplicador de eletrons, que atualmente encontra-se fora de uso, forçou o aumento da emissão iônica durante as medidas, prejudicando com isso a resolução entre os picos.

Para 63 análises efetuadas mediante emprego de traçador de  $Sr^{84}$ , os valores da razão  $Sr^{87}/Sr^{86}$  variaram entre 0,710 e 0,831. Todos os dados analíticos podem ser encontrados no Apêndice 2, sendo que para cada resultado foi admitido um erro experimental estimado de acordo com a qualidade das medidas efetuadas. Considerando-se o conjunto dos erros experimentais assim atribuídos, o desvio padrão relativo médio das 63 análises foi de 0,56%, com uma variância média de  $17,4 \cdot 10^{-6}$ . O correspondente desvio padrão relativo médio para a razão  $Rb^{87}/Sr^{86}$  foi de 2,4%. Estas cifras

são relativamente elevadas e definem a precisão que pode ser esperada em medidas Rb-Sr no equipamento MS-2 do C.P.G.

O erro médio na determinação de Rb total foi de 2,0% enquanto o relativo à determinação de Sr total foi de 1,3%.

As isócronas foram traçadas por regressão, partindo dos pontos determinados analiticamente. A maioria dos erros apontados na idade e na razão inicial de cada isócrona são atribuíveis à variância experimental, conforme indicaram os testes  $\chi^2$  aplicados.

#### b - Fluorescência de raios X

Análises por fluorescência de raios X tem se revelado ultimamente como um método analítico de grande utilidade para a determinação de diversos elementos. Fairbairn e Hurley (1970) mostram a concordância satisfatória, obtida em determinações de Rb-Sr, usando correção matricial baseada no recíproco do efeito Compton, com os dados obtidos por diluição isotópica nas mesmas amostras.

A espectrometria fluorescente de raios X, utilizada geralmente para dosagens semi-quantitativas de Rb e Sr em geocronologia, foi muito empregada na presente investigação, e em nível quantitativo. O equipamento utilizado foi um gerador Philips de 2 KW, sendo utilizado tubo de molibdênio com 50 KV e 32 ma de corrente, cristal analisador de LIF ( $2d = 4,028\text{\AA}$ ), colimador fino, contador de cintilação e discriminador de pulsos. O principal padrão utilizado foi o granodiorito (GSP-1), fornecido pelo United States Geological Survey, cujos dados analíticos foram compilados por Flanagan (1969). Os valores admitidos para Rb e Sr foram respectivamente de 251 e 236 pp. A estratégia geral admitida foi a de acumular 100.000 contagens sobre os picos de Rb ( $26,58^\circ$ ) e Sr ( $25,10^\circ$ ), bem como em 2 pontos adequados ( $24,40^\circ$  e  $25,90^\circ$ ) para estimar o background. No pico devido ao efeito Compton K-alfa do molibdênio (em  $21,15^\circ$ ) por ser sempre bem mais intenso, foram acumuladas 200.000 contagens.

As concentrações de Sr ( $C_x(\text{Sr})$ ) e Rb ( $C_x(\text{Rb})$ ) em ppm nas amostras, segundo o método propugnado por Reynolds (1963), foram calculadas segundo:

$$C_x(\text{Sr}) = 236 \cdot \frac{P_x(\text{Sr}) \cdot P_s(\text{K}\alpha\text{Mo})}{P_x(\text{K}\alpha\text{Mo}) \cdot P_s(\text{Sr})}$$

$$C_x(\text{Rb}) = 251 \cdot \frac{P_x(\text{Rb}) \cdot P_s(\text{K}\alpha\text{Mo})}{P_x(\text{K}\alpha\text{Mo}) \cdot P_s(\text{Rb})} + 0,01 \cdot C_x(\text{Sr})$$

onde: os índices subscritos x e s correspondem à amostra e ao padrão respectivamente:

$P(\text{Sr})$  = nº de contagens por segundo devidas ao Sr

$P(\text{Rb})$  = nº de contagens por segundo devidas ao Rb

$P(\text{K}\alpha\text{Mo})$  = nº de contagens por segundo devidas ao efeito Compton K-alfa do molibdênio.

A segunda parcela que aparece no cálculo de concentração de rubídio foi utilizada para corrigir os efeitos da interferência devida a Sr (cerca de 1%) que mostrou-se mais ou menos linear até à concentração de 600 ppm de Sr (M. Berenholc, informação verbal). O background para o pico de Sr foi estabelecido como sendo de 88% das contagens por segundo na posição de  $24,40^\circ$ , enquanto que no caso de Rb foi estabelecido como sendo de 87% das contagens por segundo na posição de  $25,90^\circ$ .

Para a estratégia e condições acima estabelecidas tivemos para o Sr da amostra GSP-1 um desvio padrão relativo de 0,38%. A correspondente sensibilidade (desvio padrão relativo como base) para o estrôncio é de 0,7 ppm, e para o rubídio de cerca 1,0 ppm. As 54 amostras que foram analisadas segundo estas condições aparecem no Apêndice 2. Como 25 destas amostras foram também analisadas por diluição isotópica (D.I.), os resultados podem ser confrontados entre si. A Tabela 2 mostra que houve melhor concordância

nas análises de Rb.

TABELA 2

Comparação entre as análises de Rb e Sr (D.I. x FL.RX)

Rb (D.I.)/Rb(FL.RX)	=	1,005 ± 0,024 (2,4%)
Sr (D.I.)/Sr(FL.RX)	=	1,014 ± 0,027 (2,7%)
Rb/Sr (D.I.)/Rb/Sr(FL.RX)	=	0,991 ± 0,045 (4,6%)

Em média, a determinação de rubídio por espectrometria de massa indicou valores de 0,5% maiores do que as obtidas por espectrometria fluorescente de raios X, ainda dentro do erro analítico estudado. Da mesma forma, as determinações de Sr por D.I. revelaram-se, em média, 1,4% mais elevadas do que as obtidas por FL.RX, porém sempre dentro do erro experimental estimado.

Algumas determinações de  $Rb^{87}/Sr^{86}$ , conforme pode ser observado no Apêndice 2, foram calculadas em função apenas da razão entre as intensidades dos picos de Rb e Sr. Pormenores sobre este procedimento podem ser encontrados em Fairbairn e Hurley (1970). Nestes casos, os erros na razão  $Rb^{87}/Sr^{86}$  dependem dos teores relativos de Rb e Sr, e foram estimados entre 1,8 e 5,0%.

### 3) Análises de potássio e argônio

Os métodos analíticos empregados no C.P.G. para o método potássio-argônio são descritos pormenorizadamente no trabalho de Amaral et al.(1966).

As análises de potássio para este trabalho, efetuadas em duplicata, por fotometria de chama, apresentaram um erro percentual médio, em relação à média, de 0,55%, valor similar ao registrado no trabalho acima citado. A maior parte das análises de argônio foram determinadas empregando-se uma pipeta contendo traçador de  $Ar^{38}$ . Neste caso, as idades calcu

ladas apresentaram um erro médio de 3,8% . As determinações efetuadas com o sistema habitual de traçadores individuais, já apresentaram um erro muito maior, da ordem de 6,0%. Normalmente, a precisão em outros materiais, que não sejam folhelhos ou amostras betuminosas, é melhor. A grande quantidade de CO e CO<sub>2</sub> liberadas, em muitas amostras durante a fusão, baixaram a eficiência da coleta de argônio. Como resultado disto, foram maiores os erros nas razões isotópicas do argônio, e conseqüentemente nas idades calculadas.

Os dados analíticos K-Ar aparecem no Apêndice 3, em ordem numérica de SPK (número de laboratório). Todas as análises foram executadas em rocha total na granulacão 35-100 mesh salvo quando indicado em contrário.

CAPÍTULO IV

AVALIAÇÃO ESTATÍSTICA DOS DADOS Rb-Sr

Uma das premissas centrais no método isocrônico, é de que os minerais ou as rochas selecionadas tenham a mesma razão inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$ . A decisão sobre a validade da premissa é muitas vezes a posteriori, a partir da disposição dos pontos em torno de uma reta hipotética. Além disso, os critérios petrográficos que são eventualmente utilizados para verificar se as amostras permaneceram ou não como um sistema quimicamente fechado, não se mostram sempre satisfatórios. Torna-se pois necessários um modelo estatístico para o ajuste da reta, que forneça um método para avaliar os desvios experimentais, respondendo objetivamente sobre o melhor resultado para um conjunto de duas ou mais amostras cujas idades e razões iniciais  $Sr^{87}/Sr^{86}$  sejam iguais ou praticamente iguais.

No diagrama  $Sr^{87}/Sr^{86}$  ( $Y_i$ ) versus  $Rb^{87}/Sr^{86}$  ( $X_i$ ) ambas as coordenadas estão sujeitas a erros experimentais. Por esta razão não são satisfatórios os métodos simples como os utilizados por Shields (1963) e Brooks e Compston (1965) para se calcular a melhor reta e os desvios padrão dos parâmetros da mesma. O que é desejável, em geral, é um ajuste por mínimos quadrados que leve em conta as incertezas da estimativa do experimentador dos vários  $X_i$  e  $Y_i$ .

O estudo mais adequado do problema parece ser o de York (1969), o qual propõe que a melhor reta é obtida pela minimização da expressão:

$$S = \sum_i \{ w(X_i)(x_i - X_i)^2 - 2r_i [w(X_i)w(Y_i)]^{1/2} (x_i - X_i)(y_i - Y_i) + w(Y_i)(y_i - Y_i)^2 \} / (1 - r_i^2)$$

Esta expressão está sujeita à condição  $y_i = a + bx_i$ ;  $i = 1, \dots, n$ ;  $y_i$  e  $x_i$  são os valores ajustados,  $w(X_i)$ ,  $w(Y_i)$  são os pesos das várias observações e  $r_i$  representa a correlação entre os erros de  $X_i$  e  $Y_i$ .

Satisfeita a condição acima, a melhor reta pode ser obtida pela minimização de:

$$S = \sum_i Z_i (Y_i - bX_i - a)^2,$$

onde:

$$Z_i = \frac{w(X_i) w(Y_i)}{b^2 w(Y_i) + w(X_i) - 2br_i [w(X_i) w(Y_i)]^{1/2}}$$

A equação em  $b$  que se obtém minimizando  $S$  pode ser construída como um polinômio de qualquer grau, qualquer que seja  $b$ . As soluções de York (1969), tomando-se os polinômios do 2º ou 3º grau, embora trabalhosas, são executáveis com o emprego dos modernos recursos de computação.

No tratamento dos dados deste trabalho, o autor teve a oportunidade de verificar a perfeita concordância entre os resultados obtidos para o caso cúbico e o linear, admitindo-se  $r_i = 0$  ou seja, os erros de  $X_i$  e  $Y_i$  sem correlação. Williamson (1968), que examinou a forma linear para o caso  $r_i = 0$ , relata uma série de vantagens em relação ao cúbico, tornando o processamento mais rápido.

No que tange ao fator  $r_i$ , os laboratórios não o levam em conta, ou em certos casos chegam a tomá-lo erroneamente como sendo igual a -1.0, i.e., os erros de  $X_i$  e  $Y_i$  como estando em completa correlação negativa. No método de diluição isotópica, é evidente que os erros em  $X$  e  $Y$  guardam certa correlação, pois o  $Sr^{86}$  é comum em ambas as coordenadas. Assim, se tanto o  $Sr^{87}$  como o  $Rb^{87}$  forem medidos livres de erros, estes seriam totalmente atribuíveis ao  $Sr^{86}$ , de modo que os erros em ambas as coordenadas estariam perfeitamente correlacionados ( $r_i = 1.0$ ).

Para avaliar o grau de correlação em medidas reais, as 63 análises deste trabalho foram agrupadas em 5 intervalos de acordo com o erro percentual em  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , e foram examinados os erros percentuais médios em ambas as coordenadas. Os resultados obtidos, que aparecem na Tabela 3, mostram uma boa correlação positiva entre os erros percentuais de Y e X. A parábola de mínimos quadrados calculada, de forma  $Y = 1.29 - 1.11 X + 0.334 X^2$ , ajustou-se melhor do que a reta de mínimos quadrados. O coeficiente de correlação não linear, admitida essa relação parabólica, foi igual a 0.996 enquanto que para a relação linear foi de 0.977. A elevada correlação obtida, próxima de 1.0, seria equivalente a admitir que as medidas de  $Rb^{87}$  e  $Sr^{87}$  seriam praticamente isentas de erros, o que na prática não ocorre. Como explicação plausível, estima-se que, em média, os erros em  $Rb^{87}$  e  $Sr^{87}$  seriam equivalentes e se anulariam.

TABELA 3

Correlação entre os erros percentuais de Y e X

Intervalo	Nº de casos	Erro médio $Sr^{87}/Sr^{86}$ (%)	Erro médio $Rb^{87}/Sr^{86}$ (%)
< 0.4	5	0.37	1.83
0.4——— 0.5	16	0.44	2.08
0.5——— 0.6	18	0.56	2.46
0.6——— 0.7	17	0.65	2.60
0.7——— 0.8	7	0.74	2.70

Do exposto conclui-se que os erros de Y ( $Sr^{87}/Sr^{86}$ ) e X ( $Rb^{87}/Sr^{86}$ ) mostram uma grande correlação positiva, que deve ser levada em conta na avaliação estatística. A correlação, evidentemente, é igual a zero no caso em que a razão Y é obtida independentemente de X, como nos casos em que Y é determinada em uma alíquota sem traçador. Neste último caso, o método de avaliação preconizado por York, 1966 (método dos mínimos quadrados cúbicos ou L.S.C.), ou o

sugerido por Williamson (1968), ou ainda aquele desenvolvido por McIntyre et al. (1966) seriam formalmente corretos.

Outro aspecto importante na avaliação estatística dos dados Rb-Sr, é o relativo à variância na razão  $Rb^{87}/Sr^{86}$ , especialmente para materiais com baixo teor de Sr comum, e portanto alta razão  $Rb^{87}/Sr^{86}$ . Murthy e Compston (1965) mencionam que, nestes casos, os erros experimentais em cada coordenada são comparáveis, e a variância na razão  $Rb^{87}/Sr^{86}$  aumenta com a sua magnitude. McIntyre et al. (1966) demonstram cabalmente que a variância nas medidas  $Rb^{87}/Sr^{86}$  por diluição isotópica é proporcional a  $(Rb^{87}/Sr^{86})^2$ . Os 4 modelos estatísticos utilizados por aqueles autores levam em conta esta observação.

O presente autor, em análises desenvolvidas em duplicata em rochas com baixo teor de estrôncio comum, teve oportunidade de verificar discordâncias experimentais significativas nas duas razões  $Rb^{87}/Sr^{86}$  e  $Sr^{87}/Sr^{86}$ . Muito provavelmente, amostras não homogêneas, e contaminações variáveis de estrôncio, teriam sido os principais fatores. A menos que precauções especiais sejam observadas, não devem ser incluídas na regressão, amostras com elevados valores para a razão  $Rb^{87}/Sr^{86}$ . McIntyre et al. (1966) situam o limite em torno de 300. No caso de rochas sedimentares, acreditamos que este limite possa ser bem inferior, principalmente em decorrência da não homogeneidade das amostras. Por exemplo, a presença de carbonato de cálcio, portador de quantidades apreciáveis de estrôncio comum, pode afetar muito a razão final  $Rb^{87}/Sr^{86}$ , e em menor grau a razão  $Sr^{87}/Sr^{86}$ .

Um fator adicional a ser levado em consideração, diria respeito à variação de  $Sr^{87}/Sr^{86}$  independentemente de  $Rb^{87}/Sr^{86}$ . É o caso de folhelhos que apresentam uma razão inicial diferente, devido ao  $Sr^{87}$  radiogênico herdado.

Levando em consideração todos estes fatores, os dados analíticos do presente trabalho foram calculados segundo uma regressão linear não simples, fundamentada nas seguintes condições:

1 - ponderação dos pontos de acordo com as va  
riâncias experimentais de cada um;

2 - variância de  $X_i$  proporcional a  $X_i^2$ ;

3 -  $r_i$  variável, i.e., com correlação conforme  
o método analítico empregado em cada caso;

4 - um fator adequado de ponderação ( $Z_i$ ) para  
os resíduos, que levasse em conta as variações na razão ini  
cial.

Das quatro condições, a última é a mais crí  
tica na avaliação dos dados, principalmente no caso de ro  
chas sedimentares.

Na prática, o autor construiu todos os gráfi  
cos isocrônicos, e, por meio de simples inspeção em cada di  
grama, desprezou as medidas que mais se afastaram do grupo  
principal de pontos mais ou menos colineares. Após tais de  
cisões, os dados restantes foram avaliados estatisticamente  
segundo as condições preconizadas anteriormente. O fator pe  
so  $Z_i$  utilizado foi então:

$$Z_i = \frac{1}{Q + b^2 \text{ var } (X_i) + \text{ var } (Y_i) - 2br_i [\text{ var } (X_i) \text{ var } (Y_i)]^{1/2}}$$

Sendo:

$r_i = 0.98$  (análises por D.I.) ou  $0.0$  (análises  
por Fl.RX).

$\text{ var } (X_i) = G X_i^2$ .

Q inicial =  $0.0$ .

O termo Q foi calculado iterativamente so-  
mente nos casos em que a variância média quadrática pondera  
da ("mean square of weighted deviates"), definida como

$$\text{MSWD} = \frac{\sum_i Z_i (Y_i - bX_i - a)^2}{n - 2} = \frac{\sum_i \chi^2}{n - 2}, \text{ foi maior do que } 1.0.$$

Neste caso, a iteração é feita até que o MSWD se torne igual  
a  $1.0$ .

A constante G, ao contrário de McIntyre et al. (1968), foi calculada independentemente em cada grupo de n amostras participantes da regressão, pela fórmula:

$$G = \{ \sum_i \text{var} (X_i) / X_i^2 \} / n$$

A expressão para o melhor valor de b, foi a da solução sugerida por Williamson (1968), adaptada ao caso correlativo onde  $r_i$  é variável:

$$b = \frac{\sum_i Z_i^2 V_i \{ U_i \text{var} (Y_i) + b V_i \text{var} (X_i) - r_i V_i [\text{var} (X_i) \text{var} (Y_i)]^{1/2} \}}{\sum_i Z_i^2 U_i \{ U_i \text{var} (Y_i) + b V_i \text{var} (X_i) - b r_i U_i [\text{var} (X_i) \text{var} (Y_i)]^{1/2} \}}$$

onde:

$$U_i = X_i - \bar{X}; \quad V_i = Y_i - \bar{Y}$$

$$\bar{X} = \sum_i Z_i X_i / \sum_i Z_i \quad \text{e} \quad \bar{Y} = \sum_i Z_i Y_i / \sum_i Z_i$$

Como  $Z_i$  é uma função de b, é calculado assumindo-se um valor inicial aproximado para b. O novo valor de b resultante da expressão acima, é reinsertado em  $Z_i$ ; um terceiro valor de b é assim recalculado, e assim por diante até uma precisão desejada. Neste trabalho, o desenvolvimento foi continuado até que a diferença entre dois valores sucessivos de b tornou-se menor do que 0.1%.

O melhor valor de a, ou seja,  $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$  inicial, foi calculado pela fórmula usual:

$$a = \bar{Y} - b \bar{X}$$

Para as estimativas das incertezas de a e b, o autor empregou as seguintes fórmulas simplificadas, de acordo com York (1966):

$$\sigma_b = \left[ \frac{\sum_i Z_i (b U_i - V_i)^2}{(n - 2) \sum_i Z_i U_i^2} \right]^{1/2}$$

$$\sigma_a = \left( \frac{\sum_i Z_i X_i^2}{\sum_i Z_i} \right)^{1/2} \cdot \sigma_b$$

TABELA 4  
Cálculos de idade das isócronas

POÇO	PISOSP (este trab.)	PISODY (York, 1966)	PCRONO (Y em X)	PCRONO (X em Y)	Corr. R
TV-4-SC (II)	263.0 ± 5.0	264.0 ± 5.0	262.0 ± 5.0	262.6 ± 4.6	0.999
MO-2-PR (T-19)	369.0 ± 14.0	368.9 ± 13.7	373.0 ± 14.0	373.0 ± 13.0	0.999
CT-2-PR	372.3 ± 13.7	372.0 ± 13.7	368.0 ± 16.0	370.0 ± 16.0	0.996
MS-4 (M. Arir.)	434 ± 48	439 ± 48	456 ± 46	521 ± 53	0.990
MS-4 (M. Jat.)	396 ± 58	403 ± 58	388 ± 57	412 ± 59	0.968
UR-1-AM	440 ± 46	437 ± 46	450 ± 37	460 ± 40	0.968

TABELA 5  
Cálculos da razão inicial das isócronas

POÇO	PISOSP	PISODY	PCRONO (Y em X)	PCRONO (X em Y)
TV-4-SC	0.7171 ± 0.0006	0.7170 ± 0.0006	0.7172 ± 0.0006	0.717 ± 0.013
MO-2-PR (T-19)	0.7262 ± 0.0006	0.7262 ± 0.0006	0.7269 ± 0.0007	0.7260 ± 0.035
CT-2-PR	0.7205 ± 0.0008	0.7205 ± 0.0008	0.7205 ± 0.0009	0.7203 ± 0.045
MS-4 (M. Arir.)	0.7146 ± 0.0021	0.7144 ± 0.0021	0.7150 ± 0.0020	0.712 ± 0.10
MS-4 (M. Jat.)	0.7220 ± 0.0020	0.7220 ± 0.0020	0.7220 ± 0.0020	0.722 ± 0.15
UR-1-AM	0.7176 ± 0.0022	0.7178 ± 0.0023	0.7166 ± 0.0021	0.715 ± 0.08

Alguns resultados, calculados segundo este modelo estatístico (Programa PISOSP), são relacionados nas Tabelas 4 e 5 em confronto com o dos mínimos quadrados cúbicos para  $r_i = 0.0$  (Programa PISODY, segundo York, 1966) e com as duas regressões lineares simples (Programa PCRONO segundo Shields, 1963). Todos os dados relativos a cada isócrona podem ser processados indistintamente por qualquer dos programas desenvolvidos em linguagem Fortran IV. Neste trabalho, foi utilizado o computador Burroughs/3500 do Centro de Computação Eletrônica da Universidade de São Paulo.

Os resultados apresentados nas duas tabelas (4 e 5) indicam boa concordância, tanto na idade como na razão  $Sr^{87}/Sr^{86}$  inicial, independentemente do método de regressão utilizado, quando os pontos apresentam correlação linear maior que 0.996. Isto não foi verificado nas isócronas com correlação menor, como era esperado. As discordâncias maiores verificaram-se nos cálculos das regressões lineares simples (PCRONO), o que demonstra nitidamente a sua forma insatisfatória já propugnada.

As estimativas dos erros ( $\pm 1 \sigma$ ), mostraram-se mais uniformes, com exceção das obtidas para a razão inicial, por regressão linear de X em Y, devido ao método inerente de extrapolação.

## CAPÍTULO V

### SITUAÇÃO ESTRATIGRÁFICA REGIONAL DO MATERIAL ESTUDADO

#### 1 - Bacia do Paraná

Localizada no Centro-leste da América do Sul, a Bacia sedimentar do Paraná abrange uma área aproximada de 1 600 000 Km<sup>2</sup>, o que a torna uma das maiores do mundo. Trata-se de uma bacia intra-cratônica, simétrica, em forma ovalóide, delimitada por uma série de importantes arqueamentos.

A sedimentação, conforme descrevem Northfleet et al. (1969) ocorreu em ambiente pouco perturbado por fenômenos tectônicos, de modo que as unidades litoestratigráficas têm grande continuidade lateral e pequenas variações de fácies. Fulfaro (1971) relaciona diversos trabalhos que se ocuparam em fornecer históricos sobre a caracterização de várias das unidades estratigráficas que a compõem.

Aquí relacionaremos apenas alguns dados sobre a situação estratigráfica regional dos Grupos Paraná e Tubarão, em especial para caracterizar a posição das formações Ponta Grossa, Itararé e Rio Bonito, cujo material foi empregado para o presente estudo geocronológico.

No presente trabalho foi adotada uma coluna estratigráfica baseada no trabalho de Northfleet et al. (1969). O Quadro 1 exhibe as diversas formações pertencentes aos Grupos Paraná e Tubarão, localizadas segundo a idade estratigráfica que lhe é atribuída no trabalho mencionado, que por sua vez encontra-se relacionada à escala absoluta do tempo, de acordo com os resultados apresentados no Simpósio sobre a escala do Tempo Fanerozóico, da Sociedade Geológica de Londres (Harland et al., 1964).

Pouco se sabe sobre a idade das rochas do em

QUADRO 1 - Coluna estratigráfica e idade dos Grupos Paraná e Tubarão

GRUPO	FORMAÇÃO	ANDAR	MICRO-FOS-SETS	ESCALA FANEROZÓICA HARLAND ET AL(1964)
TUBARÃO	PALERMO	TATARIANO		225
		KAZANIANO	K	230
	RIO BONITO	KUNGURIANO		240
		ARTINSKIANO		255-258
	ITARARÉ + AQUIDAUANA	SAKMARIANO	H	265-268
		STEPHANIANO	G	280
		WESTPHALIANO		290-295
				310-315
				CARBONÍFERO
				345
PARANÁ	PONTA GROSSA	FAMENIANO		353
		FRASNIANO	D <sub>5</sub>	359
	GIVETIANO	D <sub>4</sub>	370	
	EIFELIANO	D <sub>3</sub>	374	
	EMSIANO	D <sub>2</sub>	395	
	FURNAS	SIEGENIANO GEDINIANO	D <sub>1</sub>	
			395	
			SILURIANO	
			440	
			450	
	EMBASAMENTO			

basamento cristalino. Cinco datações K-Ar efetuadas em alguns minerais de testemunhos do embasamento, de locais largamente distribuídos na Bacia, apresentaram idades aparentes variando entre 450 e 570 m.a. o que permite supor para o embasamento uma evolução semelhante à sofrida pelo Grupo Açunguí. Esta unidade, sobre a qual os sedimentos assentam-se, na parte leste da Bacia, apresenta uma evolução que se inicia no final do pré-Cambriano, e termina já no eo-paleozóico, com idades significativas entre 650 e 450 m.a. (Cordani e Bittencourt, 1967; Cordani e Kawashita, 1971).

O Grupo Paranã foi estudado por Lange e Petri (1967), especialmente a Formação Ponta Grossa que foi zonada bioestratigraficamente através de abundante fauna de trilobitas, braquiópodos e quitinozoários, todos fósseis de ambiente marinho. Os estudos, baseados principalmente em quitinozoários, permitiram aos autores situar a deposição da Formação Ponta Grossa entre o Emsiano e o Frasniano (374-353 m.a.), dado confirmado independentemente por Daemon et al. (1967) através da distribuição estratigráfica de esporomorfos. A Formação Ponta Grossa caracteriza-se por uma deposição de folhelhos e siltitos em um ambiente marinho nerítico a infra-nerítico, praticamente em toda a sua extensão.

Com relação ao Grupo Tubarão, e especialmente para a Formação Itararé, aparecem variações rápidas e marcantes de fácies que ilustram diferentes condições deposicionais. A presença de tipos litológicos muito diferentes entre si (arenitos de várias granulometrias, folhelhos lamina-dos, siltitos, varvitos, diamictitos, etc.) indicam que os mais diferentes tipos de ambiente contribuíram para a formação de rochas da Formação Itararé. Northfleet et al. (1969) indicam ambiente continental (fluvial e lacustre) na base, passando a glacial na parte média, e terminando em marinho nerítico (planície de marés).

A Formação Rio Bonito já apresenta uma litologia mais uniforme. Sua base é constituída por arenitos muito finos, formados em ambiente marinho regressivo; a sua parte média por folhelhos silticos com ocasionais intercala

ções de arenito, e a parte superior novamente por arenitos finos, formados em ambiente marinho transgressivo. A idade desta formação é baseada nos trabalhos palinológicos efetuados por Daemon e Quadros (1969, in Northfleet et al., 1969).

## 2 - Bacia do Amazonas

A Bacia do Amazonas, com seus 750 000 Km<sup>2</sup>, situa-se entre o Escudo Brasileiro ao sul e o Escudo das Guianas a norte; delimita-se a leste com a Bacia do Marajó, e a oeste, com a Bacia do Acre. Graças aos estudos geofísicos, efetuados pela Petrobrás S.A. nos últimos anos, foram localizadas quatro áreas estruturalmente altas, o que possibilitou a sua divisão em Alto, Médio e Baixo Amazonas. Conforme Andrade e Cunha (1971), a Bacia do Alto Amazonas situa-se entre o Arco de Iquitos e o de Purus que separa esta da bacia do Médio Amazonas; a do Baixo Amazonas situa-se entre o Alto de Monte Alegre, que a separa do Médio Amazonas, e o Arco de Gurupá.

A evolução geológica da Bacia, bem como o histórico das pesquisas nela realizadas são apresentados de forma sintética por Mendes (1967); Barbosa (1967) trata da sua evolução tectônica. Segundo estes trabalhos, embora a bacia tenha sofrido uma sucessão de episódios de subsidência e emersão no Paleozóico, os sedimentos não sofreram qualquer dobramento.

Dentre os trabalhos importantes de caráter bioestratigráfico, podemos citar os de Ludwig (1964), Lange (1967) e mais recentemente Daemon e Contreiras (1971). Os dois primeiros referem-se apenas a uma subdivisão da coluna Siluro-Devoniana, enquanto que Daemon e Contreiras, usando a palinologia, e tendo como apoio os estudos de Lange sobre quitinozoários, propõem 18 intervalos bioestratigráficos entre o Siluriano e o Quaternário. Assim, a coluna estratigráfica aqui utilizada para efeito de correlação com os resultados radiométricos alcançados, é aquela proposta por Daemon e Contreiras (1971).

QUADRO 2 - Coluna estratigráfica e idade das formações estudadas da Bacia do Amazonas

FORMAÇÃO	ANDAR	INT. BIOEST.	ESCALA FANEROZÓICA HARLAND ET AL(1964)
ITAITUBA + MONTE ALEGRE	STEPHANIANO	XIV	280
	WESTPHALIANO	XIII	290-295 SUP
MEMBRO FARO  CURUÁ	VIZEANO	XII XI X IX	310-315  325 335-340 INF
	TOURNAISIANO		
	STRUNIANO/FAME- NIANO	VIII VII	345 353 SUP
	FRASNIANO	VI	359
ERERÊ	GIVETIANO/EIFE- LIANO	V	370-374 DEVONIANO MED
MAECURU	EMSIANO	IV	
TROMBETAS	LANDOVERIANO	III II I	395
			430
UATUMÃ & EMBASAMENTO (PE)			

O Quadro 2 exhibe as formações pertinentes a este trabalho, localizadas segundo a idade estratigráfica que lhe é atribuída, que por sua vez encontra-se relacionada à escala do tempo Fanerozóico (Harland et al., 1964).

São poucos os dados sobre a natureza e a idade do embasamento cristalino da Bacia Amazônica. Alguns dados esparsos são comentados por Barbosa (1967), que indica quatro episódios metamórficos todos antigos, acima de 1 000 milhões de anos. Alguns dados obtidos por M. Halpern e G. Amaral (informação verbal) confirmam pelo menos dois desses episódios (1 200 por K-Ar e 1 700 pelo método Rb-Sr). Embora existam algumas idades K-Ar de cerca de 600 m.a., a maioria dos dados radiométricos disponíveis em ambos os escudos que bordejam a bacia são anteriores a 1 000 m.a. Grande parte deles associa-se ao ciclo orogênico Trans-Amazônico, cuja idade é de cerca de 2 000 m.a.

A Formação Trombetas só aparece no Médio Amazonas. Compõe-se principalmente de arenitos brancos, de granulção fina a média, bem selecionados e de boa estratificação horizontal. Segundo Lange (1967), o conteúdo fossilífero da formação indica que a sua idade não pode ser mais recente que Landoveriano Inferior.

As relações estratigráficas entre as Formações Maecuru e Ererê ainda são objeto de controvérsias. Nos trabalhos da Petrobrás, a Formação Maecuru é considerada como consistindo dos Membros Jatapu e Ariramba. Este último, entretanto, parece fazer parte da Formação Ererê, conforme sugere Lange (1967), o qual propõe ainda a designação de Membro Lontra para os arenitos fossilíferos superiores da Formação Maecuru, mantendo a denominação de Membro Jatapu para os arenitos basais. Litologicamente, na Formação Maecuru predominam arenitos finos a médios, com intercalções siltsosas. Os microfósseis encontrados nas intercalções siltsosas demonstram a origem marinha do material (de ambiente epi a infraneorítico), e situam a idade estratigráfica entre os andares Eifeliano e Emsiano.

A Formação Ererê, subdividida nos dois mem

bros, Ariramba e Cachoeira, constitui-se de folhelhos cinza-escuro, com intercalações de siltitos e arenitos finos. O ambiente deposicional é marinho, (infranerítico) o que pode ser evidenciado pelo conteúdo fossilífero. Rathbum (1874) relacionou a fauna da formação com a do Grupo Hamilton, de idade devoniana média.

A Formação Curuã apresenta, em sua parte basal, folhelhos pretos radioativos, com algumas intercalações de diamictitos. Na parte superior, compõe-se de folhelhos cinza-escuro, intercalados com siltitos e arenitos. O ambiente de deposição é marinho de águas rasas, ou de planícies de marés. Lange (1967), com base no conteúdo fossilífero admite a possibilidade da deposição dos sedimentos do Curuã ter-se iniciado no andar Givetiano. No zoneamento paleontológico da Bacia Amazônica efetuado por Daemon e Contreiras (1971), a posição estratigráfica da Formação Curuã aparece entre o andar Frasniano e Vizeano (360-310 m.a.).

A Formação Itaituba destaca-se pela sua rica e variada fauna, associada principalmente a sedimentos de origem química (calcários). A presença de fusulinídeos (Zona Fusulinella) assegura uma idade neocarbonífera (280 a 315 m.a.) aos folhelhos e calcários marinhos da formação (Mendes, 1967a).

## CAPÍTULO VI

### RESULTADOS E DISCUSSÃO

#### 1 - Formação Ponta Grossa

Da Formação Ponta Grossa, de idade Devoniana, foram escolhidas, para determinações Rb-Sr, vários testemunhos de sondagens provenientes de cinco poços distantes entre si (Vide Figura 1). Três deles provêm da parte Leste da Bacia (CT-2-PR, NO-1-PR e NO-2-PR), outro da parte Noroeste (RP-1-MT), e o último do lado Norte (AG-1-MT). O autor procurou desta maneira verificar a influência exercida, sobre as isócronas traçadas, de materiais com a mesma idade estratigráfica, mas provenientes de fontes diversas, devendo portanto trazer características peculiares em relação aos elementos Rb e Sr.

Efetivamente, os resultados obtidos, que correspondem às 22 determinações Rb-Sr e 10 análises K-Ar efetuadas para rochas da Formação Ponta Grossa, permitiram a elaboração de três gráficos isocrônicos diferentes, que serão comentados separadamente.

#### Poços CT-2-PR e AG-1-MT

Duas amostras A e B de um mesmo testemunho, correspondente a profundidade de 197 m, no poço CT-2-PR foram analisadas pelo método Rb-Sr. Uma delas (Amostra B) foi analisada na fração fina ( $<4\mu$ ), e foi também submetida à lixiviação com HCl 0.3N durante 15 minutos. Os resultados constam da Tabela 5, que inclui duas determinações K-Ar, e o gráfico isocrônico correspondente é o da Figura 2.

Embora na seção delgada possa ser distinguida quantidade apreciável de material detrítico (Ver Apêndice 1), os pontos correspondentes à fração fina, ao lixiviado e ao resíduo mostraram-se perfeitamente colineares com a rocha total, definindo uma isócrona com idade calculada de  $372 \pm$ .

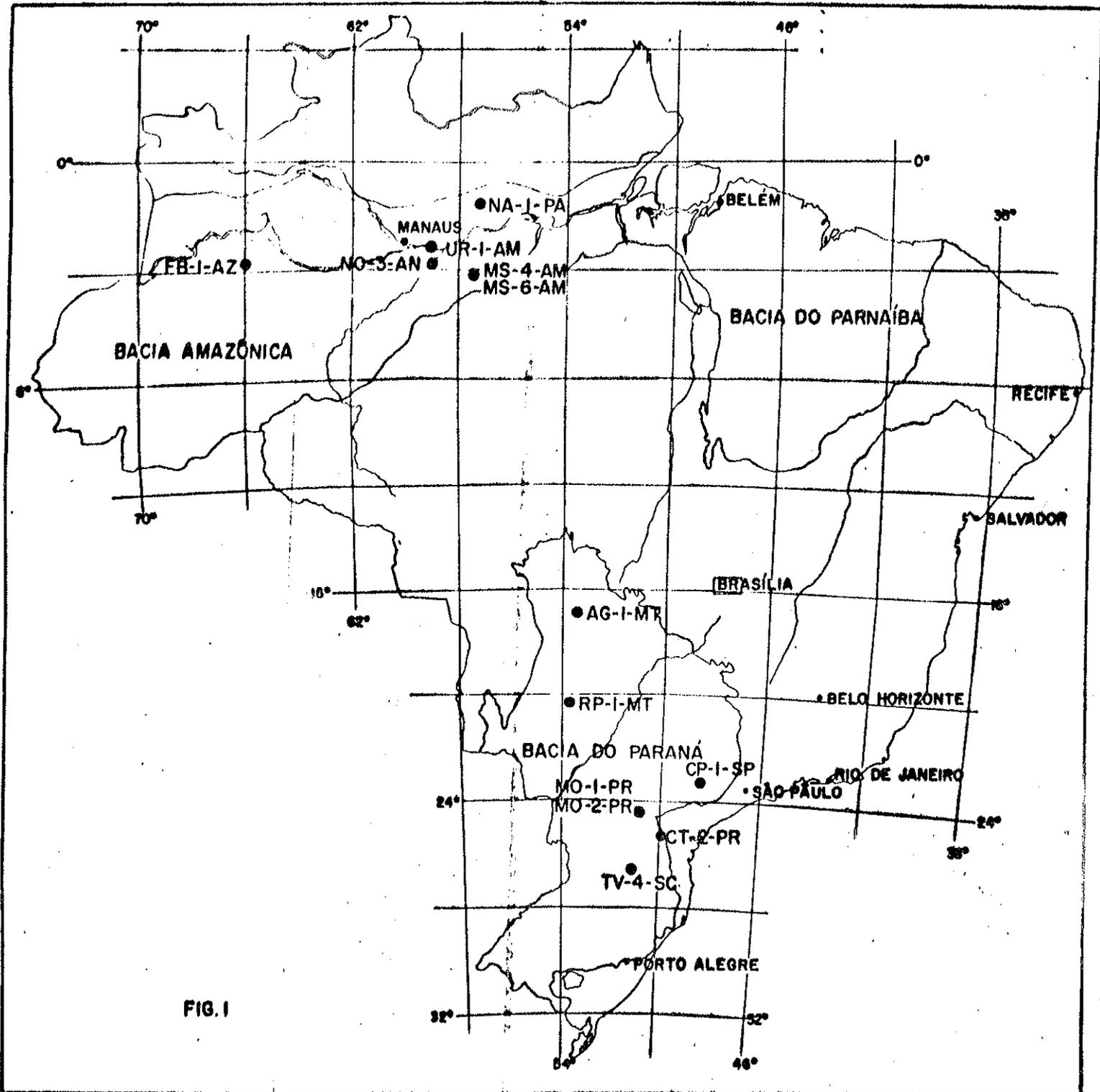


FIG. I

Fig. 1 - Mapa de localização dos poços estudados

TABELA 5

## DADOS GEOCRONOLÓGICOS

POÇO CT - 2 - PR - 197 m

Nº LAB.	MATERIAL	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	IDADE CONV.Rb-Sr** (m.a.)	IDADE APARENTE K-Ar (m.a.)
264	R.T.	4,20*	0,743*	560 ± 110	463 ± 14
171	<4μ	3,62	0,741	620 ± 90	441 ± 10
224	<4μ (Resid.)	4,84*	0,747*	540 ± 70	-
222	<4μ (Lixiv.)	0,35	0,722	2700 ± 1000	-

\* média de 2 análises

\*\* r.i. = 0,708

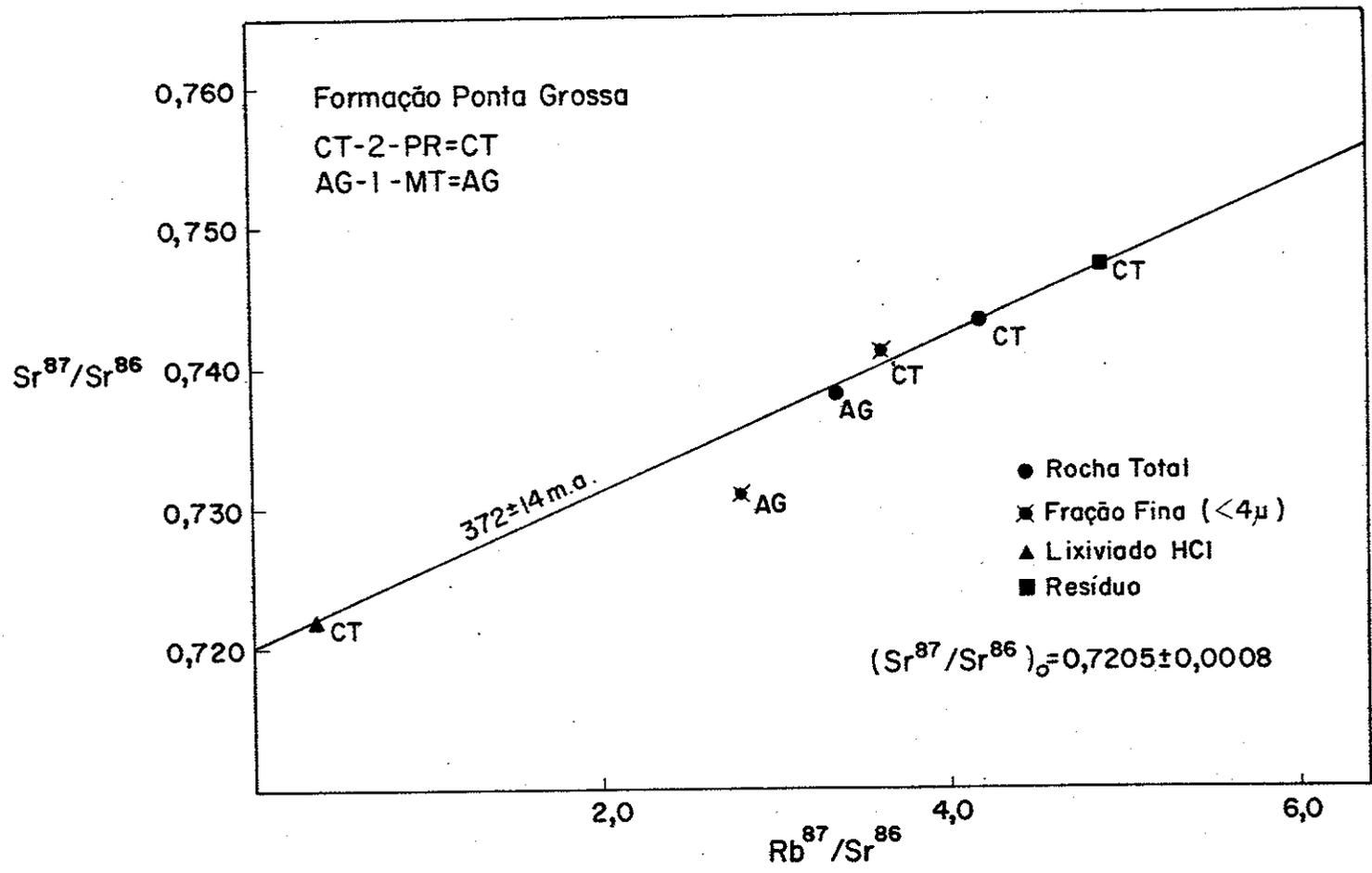


Fig.2 Diagrama isocrônico de um folhelho do poço CT-2-PR

± 14 m.a. Este fato sugere que, apesar da natureza parcialmente clástica do material, houve uma homogeneização isotópica durante os fenômenos diagenéticos. Em particular, indica que o carbonato presente seria singenético, e teria participado de tal homogeneização, recebendo certa quantidade de  $Sr^{87}$ , visto que os carbonatos marinhos da época evidenciariam relações  $Sr^{87}/Sr^{86}$  em torno de 0.707. Em virtude da razão inicial elevada resultante,  $(Sr^{87}/Sr^{86})_0 = 0,7205$ , todas as idades Rb-Sr convencionais calculadas revelaram valores velhos, sem significação.

Os dados K-Ar mostram que os fenômenos diagenéticos devem ter ocorrido a baixa temperatura, menor que  $200^{\circ}$ - $250^{\circ}$  C, visto que a fração fina apresenta uma idade aparente K-Ar de 441 m.a., o que evidencia retenção de Ar por parte do material clástico existente.

Segundo estudos de Lange (1967a), a presença de Ramochitina magnífica n.sp. nos testemunhos do poço, entre 86 a 204 metros de profundidade, coloca os folhelhos estudados como pertencentes ao Membro Jaguariaíva da formação, atribuído ao Andar Emsiano (370 a 374 m.a.). A idade devoniana inferior da unidade é corroborada também pelo estudo de macrofósseis (Lange e Petri, 1967). A idade Rb-Sr obtida coloca a amostra estudada, segundo a escala do tempo Fanerozóico, no limite entre o Devoniano inferior e o Devoniano médio, dado concordante com a bioestratigrafia, o que permite inferir que a diagênese deve ter ocorrido logo após a sedimentação.

No mesmo diagrama da Figura 2, foram colocados também os pontos relativos ao testemunho 12 do poço AG-1-MT, um folhelho impuro correspondente à profundidade de 1 001 metros, e que foi analisado em rocha total e na fração fina ( $<4\mu$ ). Os dados geocronológicos deste poço constam da Tabela 6. Verifica-se que o ponto correspondente a rocha total deste testemunho está situado, dentro do erro experimental, sobre a isócrona relativa ao poço CT-2-PR, comprovando pelo menos a idade devoniana do material, no caso de admitirmos uma razão inicial semelhante para a amostra. Segundo Lange (1967a) a idade bioestratigráfica da Formação Ponta Gros

TABELA 6

## DADOS GEOCRONOLÓGICOS

FEST. 12 do POÇO AG - 1 - MT - 1001 m

Nº LAB.	MATERIAL	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	IDADE CONV. Rb-Sr** (m.a.)	IDADE APARENTE K-Ar (m.a.)
221 e 271	R.T.	3,36**	0,7385**	620 ± 130	491 ± 18
220	<4μ	2,82	0,731	540 ± 150	-

\* r.i. = 0,708

\*\* média de 2 análises

sa, no poço AG-1-MT, é controlada pela presença de Angochitina mourai, espécie restrita à parte superior do Membro São Domingos, cuja idade é atribuída ao intervalo D.5 (Andar Frasniano, 359-353 m.a.).

Se alinharmos os pontos da rocha total e da fração fina do poço AG-1-MT, encontraríamos uma razão inicial ( $Sr^{76}/Sr^{86}$ )<sub>0</sub> inferior a 0.70, o que é desprovido de significação, e indica provavelmente que não houve equilíbrio isotópico no material deste testemunho.

A razão Rb/Sr, que era de 1.12 em média na rocha total, abaixou para 0.97 na fração fina, indicando um enriquecimento em Sr em cerca de 15%, relativo ao Rb ( Vide análises 220, 221, e 271 do Apêndice 2). Conforme observam Withney e Hurley (1963), absorção de Sr comum faz com que a razão  $Sr^{87}/Sr^{86}$  diminua de valor, sobretudo se o fato for verificado em amostras de baixa razão Rb/Sr. O efeito que resultaria seria justamente o de pontos situando-se abaixo da isócrona correspondente à idade real do sedimento, o que parece ocorrer com a fração fina da amostra do poço AG-1-MT.

#### Poço RP-1-MT

Deste poço foi analisado apenas um folhelho impuro, contendo grande quantidade de muscovita (T-18, profundidade de 2 807 metros), em rocha total e na fração fina (<4 $\mu$ ). Esta foi ainda submetida a lixiviação com HCl, tendo sido analisados o resíduo e o lixiviado. Os resultados analíticos aparecem na Tabela 7 e foram lançados sobre o diagrama da Figura 3, onde consta como referência a isócrona obtida para a amostra CT-2-PR.

Segundo Lange (1967), no intervalo (2 790-2 810 m), ao qual pertence o testemunho estudado, foram encontrados espécimes de Alpenachitina eisenacki, Ancyrochitina langei e Angochitina devonica, fósseis que indicam idade de voniana média. A ocorrência dessas espécies caracteriza a parte inferior do Membro São Domingos (Andar Givetiano, 365-359 m.a.).

## TABELA 7

## DADOS GEOCRONOLÓGICOS

TEST. 18 do POÇO RP - 1 - MT - 2807 m

Nº LAB.	MATERIAL	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	IDADE CONV. Rb-Sr** (m.a.)	IDADE APARENTE K-Ar (m.a.)
219	R.T.(lav.HCl)	8,59	0,761	420 ± 45	296 ± 9
185R	<4µ(Resíduo)	5,46	0,739	386 ± 77	-
185L	<4µ(Lixiv.)	0,111	0,723	-	-
270 e 161	<4µ	4,62*	0,740*	440 ± 70	352 ± 17

\* média de 2 análises

\*\* r.i. = 0,708

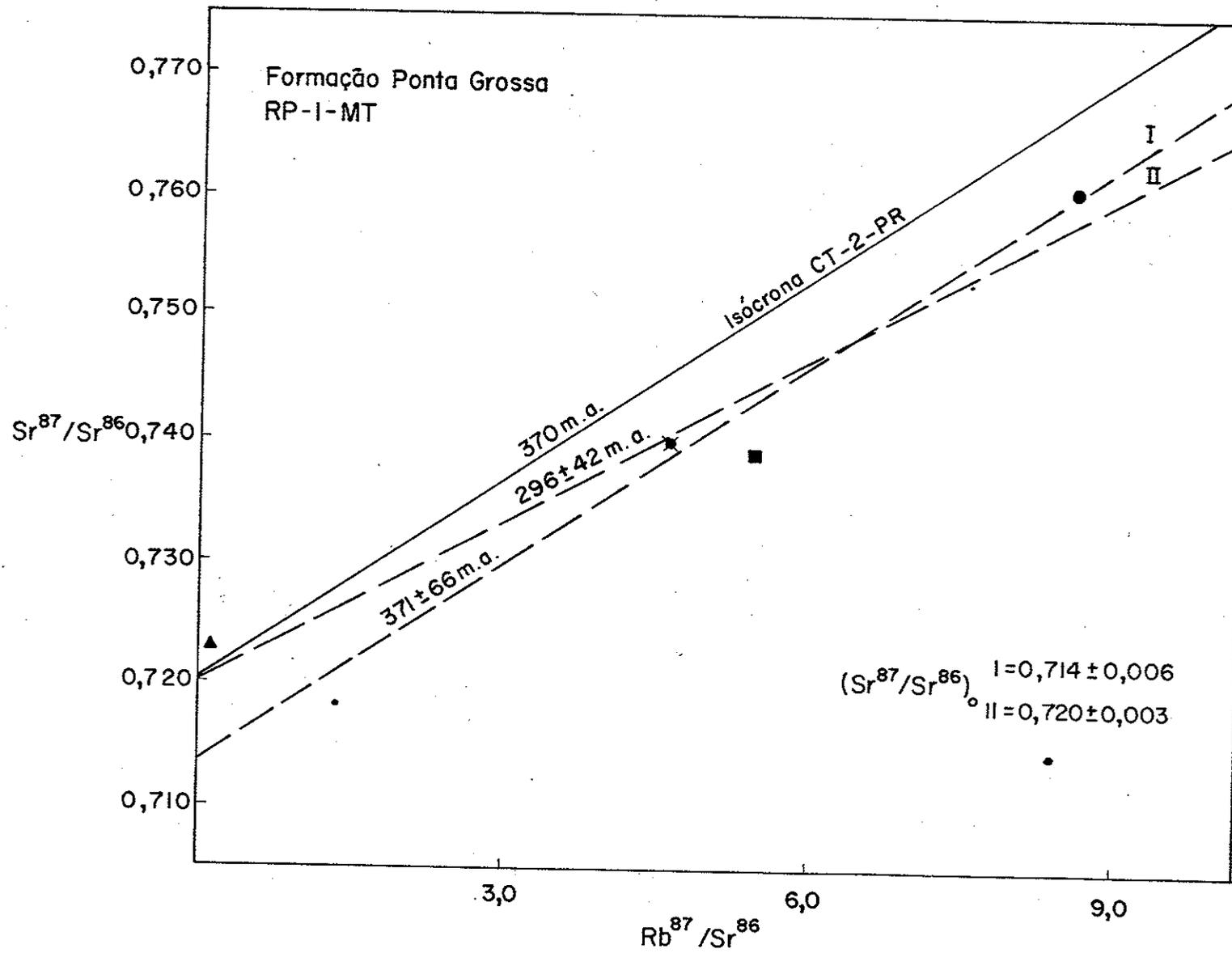


Fig. 3 - Diagrama isocrônico de um folhelho do poço RP-1-MT

Não é possível precisar uma isócrona para as amostras do poço RP-1-MT, porque os pontos se apresentam muito dispersos. A melhor reta que leva em conta três dos pontos apresentados, excluindo o correspondente ao lixiviado, indica uma idade aparente de  $371 \pm 68$  m.a. (isócrona I), acidentalmente concordante com a idade bioestratigráfica, dentro do erro experimental. Por outro lado, com os quatro pontos analisados, calculou-se uma reta (isócrona II) cuja idade é mais nova, de  $296 \pm 42$  m.a. Tanto na isócrona I como na II, o desvio médio quadrático ponderado (MSWD) revelou-se maior que 1,0 (respectivamente 1.15 e 1.44), evidenciando que os erros na idade não são atribuíveis totalmente à variância experimental.

Desses resultados obtidos podemos apenas inferir que o equilíbrio isotópico não foi atingido, ou então foi posteriormente destruído, visto que a rocha total e o resultado na fração fina não se alinham dentro do erro experimental. Provavelmente o sistema manteve-se aberto, especialmente no material fino, durante o evento termal relacionado às intrusões basálticas que afetaram a formação. No poço em questão, segundo os dados da Petrobrás S.A., o "sill" mais próximo situa-se a cerca de 200 metros abaixo do testemunho. A idade definida pela isócrona II, aliada às idades convencionais Rb-Sr, e às idades aparentes K-Ar, (Vide Tabela 7) são muito menores do que as do CT-2-PR (Tabela 5), o que vem em favor de um possível efeito termal como o sugerido para o poço RP-1-MT. A existência de epidoto na amostra estudada (Ver Apêndice 1), formado possivelmente por ação hidrotermal, também favorece esta interpretação.

#### Poços MO-1-PR e MO-2-PR

Estes dois poços distam entre si apenas 7 km, e estão situados próximos do eixo do arco de Ponta Grossa, considerado como uma das fontes principais de rochas basálticas da Bacia do Paraná.

Foram analisados dois testemunhos provenientes

tes do poço MO-1-PR (T-12 e T-14), e três outros provenientes do poço MO-2-PR (T-16, T-19 e T-20). As amostras nºs 16 e 19 do poço MO-2-PR foram ainda submetidas a lixiviações por HCl. Com exceção dos testemunhos de nº 14 do poço MO-1-PR e T-20 do poço MO-2-PR, foram também analisadas as frações finas. Os dados geocronológicos constam da Tabela 8, e os pontos dos dois poços foram lançados no gráfico da Figura 4.

Segundo os relatórios internos de J. Queirões e P. Mendonça à Petrobrás (1965), os folhelhos da Formação Ponta Grossa nesses poços são abundantemente micáceos, piríticos em parte (Vide Apêndice 1), e contêm os fósseis índices da formação. Por exemplo, no poço MO-1-PR, foram constatados escolecodontes e quitinozoários. No poço MO-2-PR foram descritos Lingula lepta Clark, Leptocoelia flabellites Conrad, Tentaculites sp. e Spongiophytum nanum Krausel. Todas estas espécies são características da Formação Ponta Grossa e permitem situá-la entre os andares Emsiano e Eifeliano (365 a 374 m.a.).

O exame do diagrama isocrônico da Figura 4 mostra que os pontos estão dispersos entre duas isócronas, uma delas (isócrona I) com cerca de 130 m.a., obtida nas três frações finas analisadas e a outra (isócrona II) com cerca de 370 m.a., obtida ao considerarmos as análises em rocha total, lixiviado, e resíduo do testemunho nº 19 do poço MO-2-PR. A idade desta isócrona II é compatível com a idade bioestratigráfica. Na hipótese de ter havido uma diagênese inicial, acompanhada de homogeneização isotópica nas amostras, na época indicada pela isócrona II, o comportamento não linear dos pontos pode ser explicado, no presente caso, pelo forte aquecimento sofrido durante a época das grandes manifestações basálticas da Bacia do Paraná (Leinz, 1949), cujo ápice ocorreu no Cretáceo Inferior (Amaral et al., 1966).

No poço MO-1-PR, as intrusões de diabásio totalizam 38% da seção correspondente a Formação Ponta Grossa; o testemunho 12 deste poço está situado apenas 4 metros abaixo de um "sill" de diabásio com espessura aproximada de 6 me.

TABELA 8

## DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Nº LAB.	TEST.	PROF.	MATERIAL	DADOS GEOCRONOLÓGICOS		IDADE CONV. Rb/Sr (m.a.) §	IDADE APARENTE K/Ar (m.a.)
				Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>		
<u>POÇO: MO-1-PR</u>							
134							
160 e 216	T-12	825m	R.T.	4,09*	0,741*	545 ± 100	368 ± 7
182	T-12	825m	<4µ	4,14	0,739	510 ± 80	-
135	T-14	1095m	R.T.	4,49	0,749**	620 ± 150	343 ± 21
<u>POÇO: MO-2-PR</u>							
145	T-16	1040m	R.T.	6,04	0,751	480 ± 60	-
223	T-16	1040m	<4µ(Lix.)	0,826	0,731	-	-
225	T-16	1040m	<4µ(Res.)	8,43	0,756	390 ± 50	-
188	T-16	1040m	<4µ	5,30	0,741**	480 ± 90	-
137	T-19	1300m	R.T.	3,12	0,742	730 ± 120	354 ± 7
186R	T-19	1300m	<4µ(Res.)				
186L	T-19	1300m	<4µ(Lix.)	0,490	0,729	2800 ± 800	-
209	T-19	1300m	<4µ	2,85	0,737	680 ± 140	287 ± 7
245	T-20	1400m	R.T.	3,07	0,738	440 ± 150	364 ± 23

\* Média de três análises.

\*\* Média de duas análises.

§ r.i. = 0,708

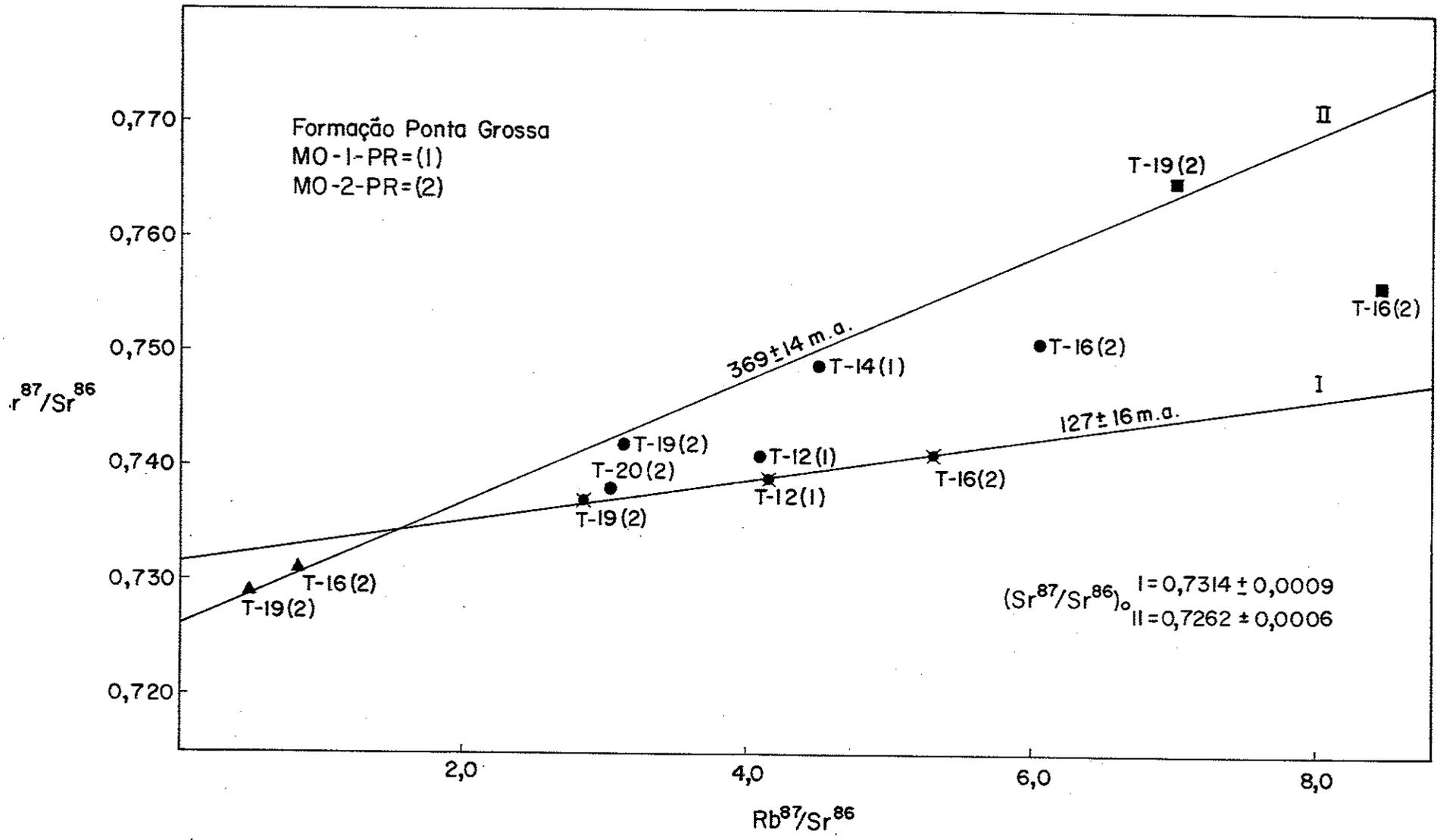


Fig. 4 - Isócronas de referência de folhelhos dos poços MO-1-PR e MO-2-PR

tros, enquanto que o testemunho 14 está 12 metros abaixo de um pequeno "sill" de diabásio (2 metros), e 18 metros abaixo de outro, muito mais possante, com espessura de 54 metros. No poço MO-2-PR, onde os "sills" de diabásio totalizam 24% da seção correspondente à formação, o testemunho 16 dista cerca de 7 metros de um "sill" com espessura estimada em 27 metros. O testemunho 19 situa-se 14 metros acima de um pequeno "sill" (3 metros de espessura), e 31 metros abaixo de outro, de espessura maior (26 metros). O testemunho 20 situa-se aproximadamente 14 metros abaixo de um "sill" com 24 metros de espessura.

Deve ser portanto considerável a influência térmica do material vulcânico. Seguindo esta linha de interpretação, e admitindo-se a possibilidade de uma colinearidade dos pontos após a diagênese (época da isócrona II), podem ser oferecidos os seguintes comentários adicionais:

a) os testemunhos T-19 (MO-2) e T-14 (MO-1), mais afastados das intrusões, teriam preservado essencialmente a sua razão  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , embora a fração fina analisada do primeiro não se alinhe com a isócrona II dentro do erro experimental. Assim, a idade Rb-Sr de  $369 \pm 14$  m.a., obtida levando-se em conta essas duas amostras, seria uma idade mínima para a época da diagênese e da deposição, o que aliás concorda com os dados bioestratigráficos.

b) As idades K-Ar das amostras de rocha total são da ordem de 360 m.a., muito inferiores às das amostras do poço CT-2-PR referido anteriormente. Acreditamos, porém, que a concordância das idades K-Ar com a da isócrona II seja acidental, e devida à compensação entre os efeitos de argônio em excesso no material detrítico, e perda de argônio durante o evento termal do Cretáceo.

c) As frações finas, em todas as amostras, tiveram sua razão isotópica completamente afetada pelo evento termal referido. A colinearidade dos pontos correspondentes (isócrona I) sugere uma idade de  $127 \pm 16$  m.a., que concorda com a época do vulcanismo basáltico, conforme Amaral et al. (1966). Em adição, como era esperado, a idade K-Ar da fra

ção fina do testemunho T-19 do poço MO-2-PR exibe uma idade aparente ( $287 \pm 7$  m.a.) significativamente menor que as demais, evidenciando menor retenção de argônio no material fino. Além disso, embora os dados não sejam suficientes para generalizações, o  $\text{Sr}^{87}$  radiogênico nos finos parece ter sido remobilizado em escala comparável, e até mesmo maior do que o  $\text{Ar}^{40}$  radiogênico.

d) Os demais pontos, situados entre as duas isócronas, seriam explicáveis pela maior ou menor influência sofrida nas razões  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  por ocasião da intrusão dos diabásios.

## 2 - Formações Itararé e Rio Bonito

Conforme consta do Quadro I, as formações Itararé e Rio Bonito pertencem ao Grupo Tubarão, que se estende desde o Carbonífero superior até o fim do Permiano. A primeira foi estudada em amostras provenientes do poço CP-1-SP, e a segunda em amostras do poço TV-4-SC. No total, 20 determinações Rb-Sr, e 10 análises K-Ar, foram efetuadas em material do Grupo Tubarão. São comentados a seguir os resultados obtidos.

### Poço CP-1-SP

Deste poço foram analisadas quatro amostras em rocha total, correspondendo aos testemunhos T-21 (686 m), T-29 (888m), T-31 (987 m) e T-58 (1 511 m). Do testemunho T-31 foi também analisada a fração fina, menor que  $4 \mu$ . Os resultados das determinações aparecem na Tabela 9, e os pontos foram colocados no diagrama isocrônico da Figura 5, onde consta também a isócrona de referência de 280 m.a., dado que marca o limite Carbonífero-Permiano.

A idade bioestratigráfica do pacote sedimentar Itararé-Aquidauana, segundo Daemon e Quadros (1969, in Northfleet et al., 1969) com base no estudo de esporomorfos, estende-se desde o Carbonífero superior (Stephaniano) até o

TABELA 9

## DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Nº LAB.	TEST.	PROF.	MATERIAL	POÇO: CP-1-SP		IDADE CONV. Rb/Sr (m.a.)*	IDADE APARENTE K/Ar (m.a.)
				Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>		
MIT-9	T-21	686m	R.T.	4,66	0,7347	390 ± 80	313 ± 20
MIT-10	T-29	888m	R.T.	4,70	0,7402	460 ± 80	230 ± 19
MIT-11	T-31	987m	R.T.	4,28	0,7448	590 ± 100	-
MIT-16	T-31	987m	<4μ	4,81	0,7418	-	-
MIT-12	T-58	1511m	R.T.	4,03	0,7397	530 ± 100	337 ± 22

\* r.i. = 0,708

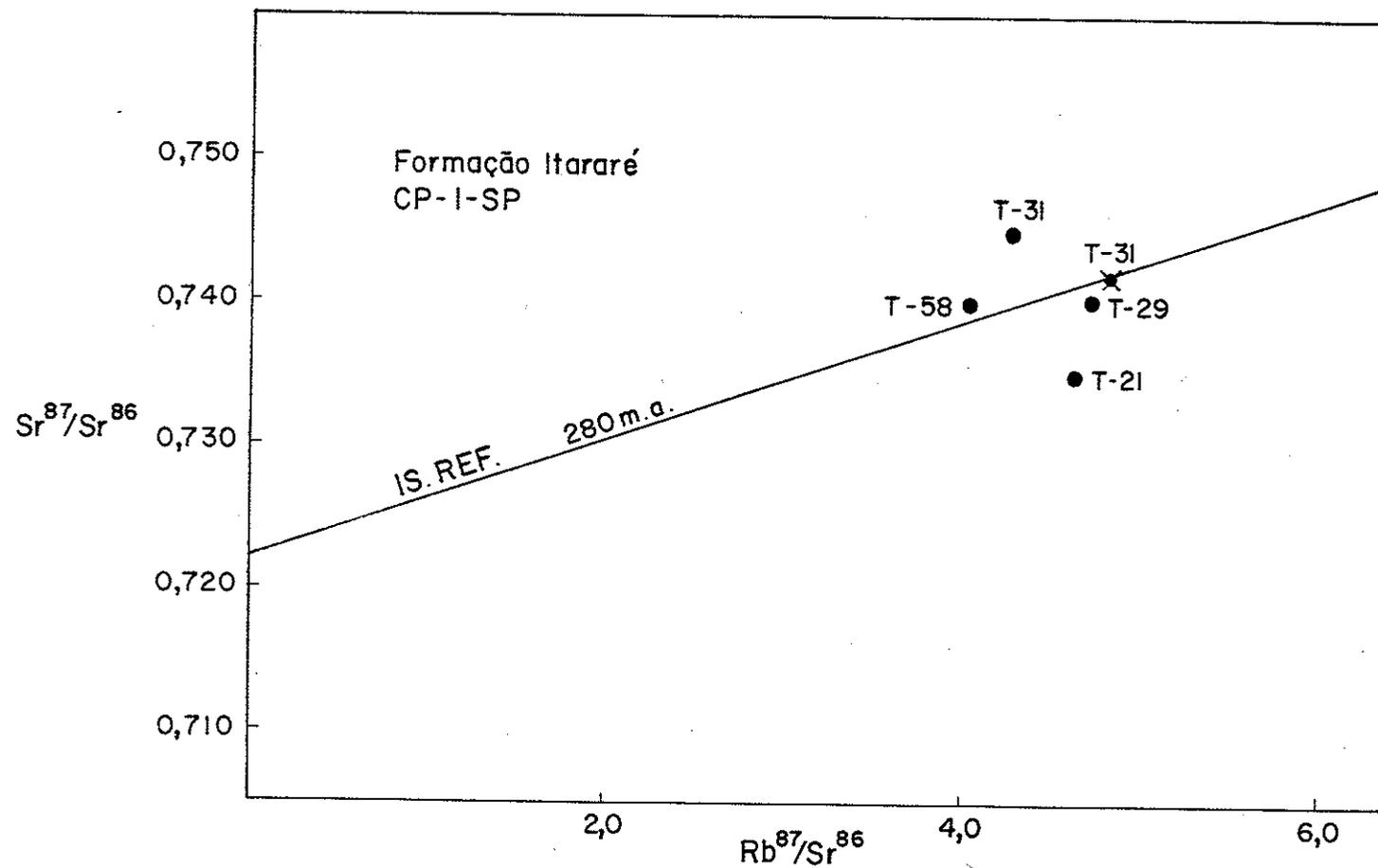


Fig. 5 - Isócrona de referência de rochas da Formação Itararé

Permiano médio (Kunguriano). Em termos absolutos, essas uni  
dades estão compreendidas entre 240 e 295 m.a.

No presente estudo, os pontos da isócrona (Figura 5), não revelaram qualquer tendência de alinhamento. A correlação dos pontos mostrou ser ligeiramente negativa (-0.24), impossibilitando portanto qualquer tentativa de da  
tação pela técnica isocrônica.

Cabe notar que as amostras apresentam-se lito  
logicamente heterogêneas (Vide Apêndice 1), e os ambientes em que foram originadas são diferentes. Notadamente, o siltito laminado (varvito) do testemunho T-21, bem como o tilito que constitui o T-31, indicam ambiente glacial. Estes são justa  
mente os pontos que mais se afastam da isócrona de referência traçada.

Se admitirmos uma idade aproximada em torno de 280 m.a. para as amostras estudadas, podemos dizer que os dois folhelhos (T-29 e T-58) e a fração fina do tilito (T-31), cujos pontos estão próximos da isócrona de referência, parti  
ram com uma razão inicial  $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$  próxima a 0.722. Já o siltito laminado (T-21) teria tido razão inicial mais bai  
xa (cerca de 0.714), e o tilito T-31 mais alta (cerca de 0.727). Como nos casos anteriores, as idades convencionais Rb-Sr são isentas de significação.

Três amostras foram analisadas pelo método K-Ar (Tabela 9). Os resultados mostraram-se discordantes, sendo que duas das amostras indicaram idade aparente mais  
antiga, e a terceira mais nova do que a estratigráfica. Esta última (T-29) evidencia perda de argônio considerável, e que poderia ser devida a um efeito termal associado a "sill" de diabásio, como no caso das amostras dos poços MO-1 e MO-2. Entretanto, não há intrusões, na coluna perfurada, nas proxi  
midades do testemunho T-29.

#### Poço TV-4-5C

Neste poço foram estudados 8 testemunhos, con

siderados pertencentes à Formação Rio Bonito e que fazem parte de uma seção heterogênea argilo-arenosa. As amostras dos testemunhos T-34 (2060m) e T-37 (2070m) são arenitos siltosos e argilosos pertencentes à parte inferior da formação (fase regressiva); T-13 (1956m), T-16 (1988m) e T-19 (1998m) são folhelhos típicos, enquanto que T-10 (1941m), T-26 (2016m) e T-30 (2040m) são folhelhos impuros com lentes areníticas ou siltosas (Ver Apêndice 1). A parte da seção acima do testemunho T-30 pertence provavelmente à fase transgressiva da formação.

As amostras T-13, T-19 e T-30 foram analisadas em rocha total. Todas as outras foram analisadas em rocha total bem como na fração fina ( $<4\mu$ ). Apenas a amostra T-37 foi submetida a lixiviação com HCl, pelo fato de ter revelado quantidades apreciáveis de cimento calcítico. Os dados geocronológicos aparecem na Tabela 10. Na Figura 6, onde foram lançadas todas as análises, podemos visualizar três retas (isócronas I, II e III) praticamente paralelas, e portanto de mesma idade, para as três diferentes categorias de amostras estudadas.

Das três isócronas de referência, a II é a que apresenta o melhor alinhamento de seus pontos. A pequena dispersão e a colinearidade ( $R = 0.999$ ) refletiram-se no pequeno erro experimental do cálculo da idade ( $263 \pm 5$  m.a.). As outras duas isócronas fornecem idades menos precisas, porém concordantes, dentro do erro experimental, com a fornecida pela II.

Os testemunhos estudados apresentam pequeno conteúdo fossilífero, resumido essencialmente a microfragmentos de vegetais carbonizados. O ambiente de sedimentação para a Formação Rio Bonito, no poço TV-4-SC, é considerado, no relatório respectivo da Petrobrás, como de bacia parálica, próxima da costa.

A idade bioestratigráfica admitida atualmente para a formação, segundo Northfleet et al. (1969), compreendia um intervalo de tempo desde o Andar Kunguriano (255-258 m.a.) até parte do Kazaniano (em torno de 235 m.a.). A idade

TABELA 10

## DADOS GEOCRONOLÓGICOS

POÇO: TV-4-SC

Nº LAB.	TEST.	PROF.	MATERIAL	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	IDADE CONV.Rb/Sr (m.a.)**	IDADE APARENTE K/ar (m.a.)
172	T-10	1941m	R.T.	5,35	0,738	380 ± 60	330 ± 15
163	T-10	1941m	<4μ	6,85	0,743	350 ± 60	-
173	T-13	1956m	R.T.	2,61	0,722	360 ± 130	241 ± 15
174	T-16	1988m	R.T.	7,14	0,740	310 ± 60	264 ± 8
162	T-16	1988m	<4μ	9,48	0,745	270 ± 40	-
175	T-19	1998m	R.T.	6,29	0,737	320 ± 60	247 ± 17
157	T-26	2016m	R.T.	12,98	0,768	320 ± 30	277 ± 10
194	T-26	2016m	<4μ	11,30	0,760	310 ± 40	-
241	T-30	2040m	R.T.	7,56	0,746	320 ± 50	-
158	T-34	2060m	R.T.	4,58	0,747	580 ± 80	438 ± 27
195	T-34	2060m	<4μ	4,36	0,749	640 ± 80	-
159 e 243	T-37	2070m	R.T.	4,85*	0,750*	650 ± 90	433 ± 13
196	T-37	2070m	<4μ	7,27	0,758	470 ± 50	-
232	T-37	2070m	Resíduo	6,11	0,753	530 ± 70	-
233	T-37	2070m	Lix.	0,41	0,719	-	-

\* Média ponderada de 2 análises.

\*\* r.i. = 0,708.

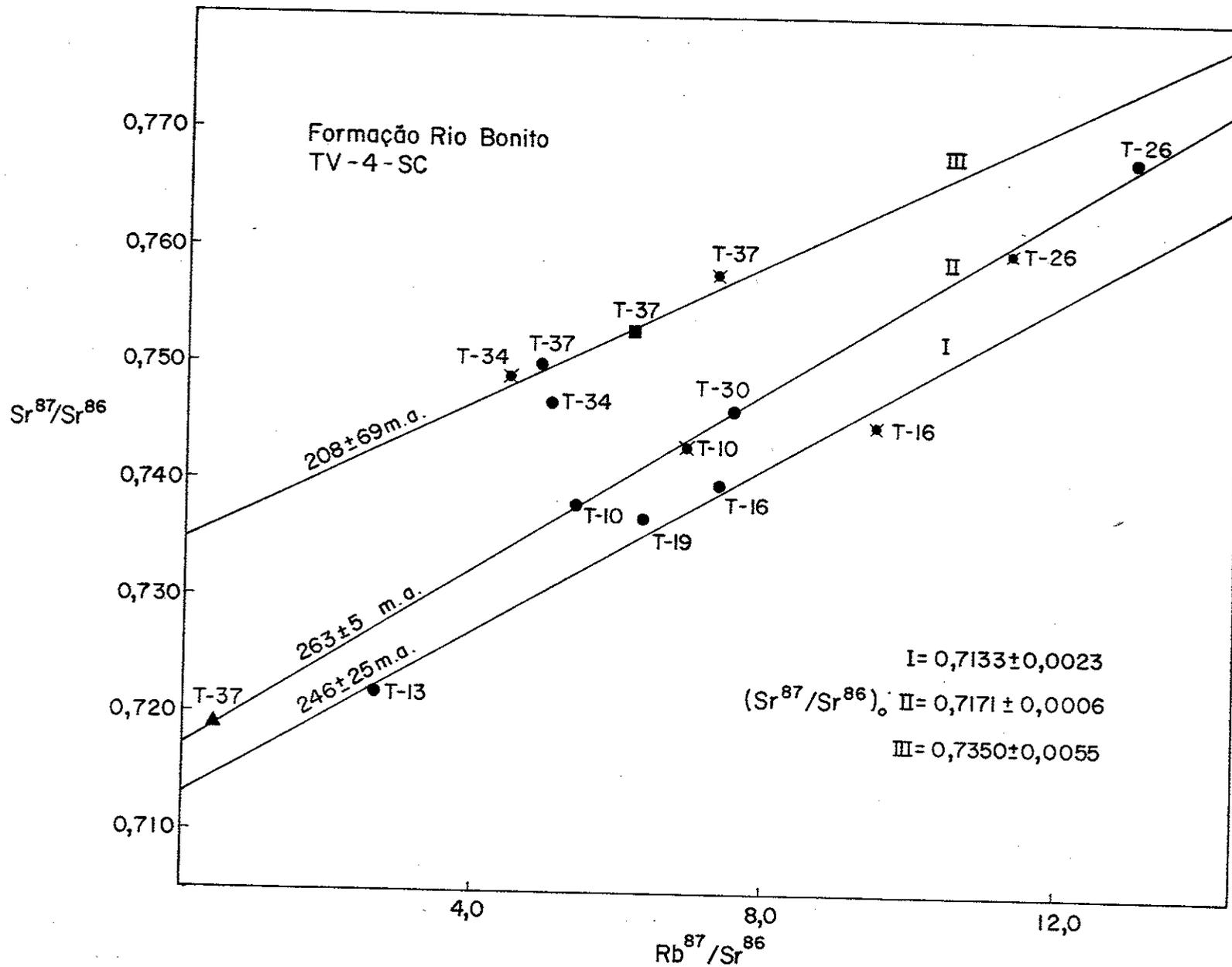


Fig. 6 - Isócronas de referência de amostras do poço TV-4-SC

Rb-Sr obtida (isócrona II) colocaria as amostras estudadas no andar Artinskiano do Permiano inferior. Vemos que tal valor, embora pouco mais antigo, consegue alcançar o limite Kunguria no-Artinskiano, se levarmos em conta o erro experimental, e portanto os dados radiométricos e bioestratigráficos ainda podem ser considerados concordantes.

Dos pontos analíticos, apenas o lixiviado do T-37 situa-se nitidamente fora da isócrona III, não sendo colinear com o resíduo, rocha total e fração fina da mesma amostra. Este fato indica provavelmente origem posterior para o cimento carbonático do material; alternativamente, mesmo que o carbonato tenha-se formado singeneticamente, não entrou em equilíbrio isotópico com a fração fina, comprovando observações feitas por Dash (1969). A sua colinearidade com a isócrona da referência II é acidental.

As razões iniciais  $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$  apresentam-se nitidamente diferentes entre si: 0.7133, 0.717 e 0.734, para as isócronas I, II e III respectivamente.

Conforme pode ser observado no Apêndice 1, cabe aqui assinalar que os testemunhos T-34 e T-37 são de arenitos finos, os testemunhos T-10, T-26 e T-30 (isócrona II) são de folhelhos impuros, siltosos e arenosos, enquanto que os testemunhos T-13, T-16 e T-19 (isócrona I) são de folhelhos com grande predominância de minerais de argila. A posição relativa das três isócronas no diagrama da Figura 6 (isócrona III mais alta, e isócrona I mais baixa) demonstra que a componente detrítica nos arenitos foi maior do que a correspondente aos folhelhos impuros, e esta por sua vez maior do que a dos folhelhos da isócrona I. Estes dados sugerem que, embora as condições de deposição tenham sido diferentes, houve homogeneização isotópica entre as rochas totais e respectivas frações finas. Além disso, amostras semelhantes em textura e com posição mineralógica tiveram razões iniciais próximas entre si.

Nas frações finas houve quase sempre uma maior concentração de micas (muscovita e/ou ilita) portadoras de rubídio, o que levou-as a uma posição mais afastada, do que

as respectivas rochas totais, em relação à razão inicial. Apesar disso continuaram colineares com os demais pontos, indicando que as micas, que são os maiores portadores de  $Sr^{87}$  radiogênico, teriam entrado em equilíbrio isotópico no processo diagenético, podendo inclusive ser de natureza autígena.

É interessante observar, na Tabela 10, as idades aparentes K-Ar dos folhelhos T-13, T-16, T-19 e T-26, que se aproximam da cifra obtida para as isócronas I e II. Acharmos possível, para explicar tal concordância, que os processos diagenéticos tivessem sido suficientemente intensos para provocar o escape de argônio nos minerais detríticos finos. Outra possibilidade seria a natureza essencialmente autígena das micas das frações finas, o que vem em favor da observação do parágrafo anterior. As outras idades aparentes K-Ar, dos testemunhos T-10, T-34 e T-37 refletem argônio em excesso, presente provavelmente em feldspatos detríticos (Vide, por exemplo, descrição da amostra T-37 no Apêndice I).

### 3 - Formação Trombetas

A Formação Trombetas, correspondente ao Siluriano da Bacia Amazônica, foi estudada em oito amostras provenientes de dois poços (NO-3-AZ e UR-1-AM) relativamente próximos entre si (Vide Figura 1). Um total de 19 análises Rb-Sr e 5 análises K-Ar foi efetuada nestas rochas, tendo sido construídos dois diagramas isocrônicos, um para cada poço, que são comentados a seguir.

#### Poço NO-3-AZ

Deste poço foram estudados os testemunhos T-26 (3245m), T-27 (3258m) e T-28 (3292m), tendo sido analisadas as rochas totais e as frações finas  $<4\mu$ . Na amostra T-28 foi efetuada lixiviação com HCl, mas a fração relativa ao lixiviado foi perdida acidentalmente durante a preparação química e não pode ser analisada. Os dados geocronológicos encontram-se na Tabela 11, e os pontos Rb-Sr foram lançados no diagrama isocrônico da Figura 7.

TABELA 11

## DADOS GEOCRONOLÓGICOS

POÇO: NO-3-AZ

Nº LAB.	TEST.	PROF.	MATERIAL	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	IDADE CONV. Rb/Sr (m.a.)**	IDADE APARENTE K/Ar (m.a.)
MIT-13 e 237	T-26	3245m	R.T.	1,73*	0,7241*	630 ± 210	-
208	T-26	3245m	<4µ	1,81	0,727	720 ± 190	-
MIT-14	T-27	3258m	R.T.	0,893	0,7223	1100 ± 400	427 ± 14
210	T-27	3258m	<4µ	2,38	0,727	550 ± 130	-
MIT-15	T-28	3292m	R.T.	5,89	0,7556	550 ± 60	443 ± 10
170	T-28	3292m	<4µ	6,70	0,762	540 ± 60	-
255	T-28	3292m	Resíduo	6,96	0,759	490 ± 70	-

\* média ponderada de duas análises.

\*\* r.i. = 0,708

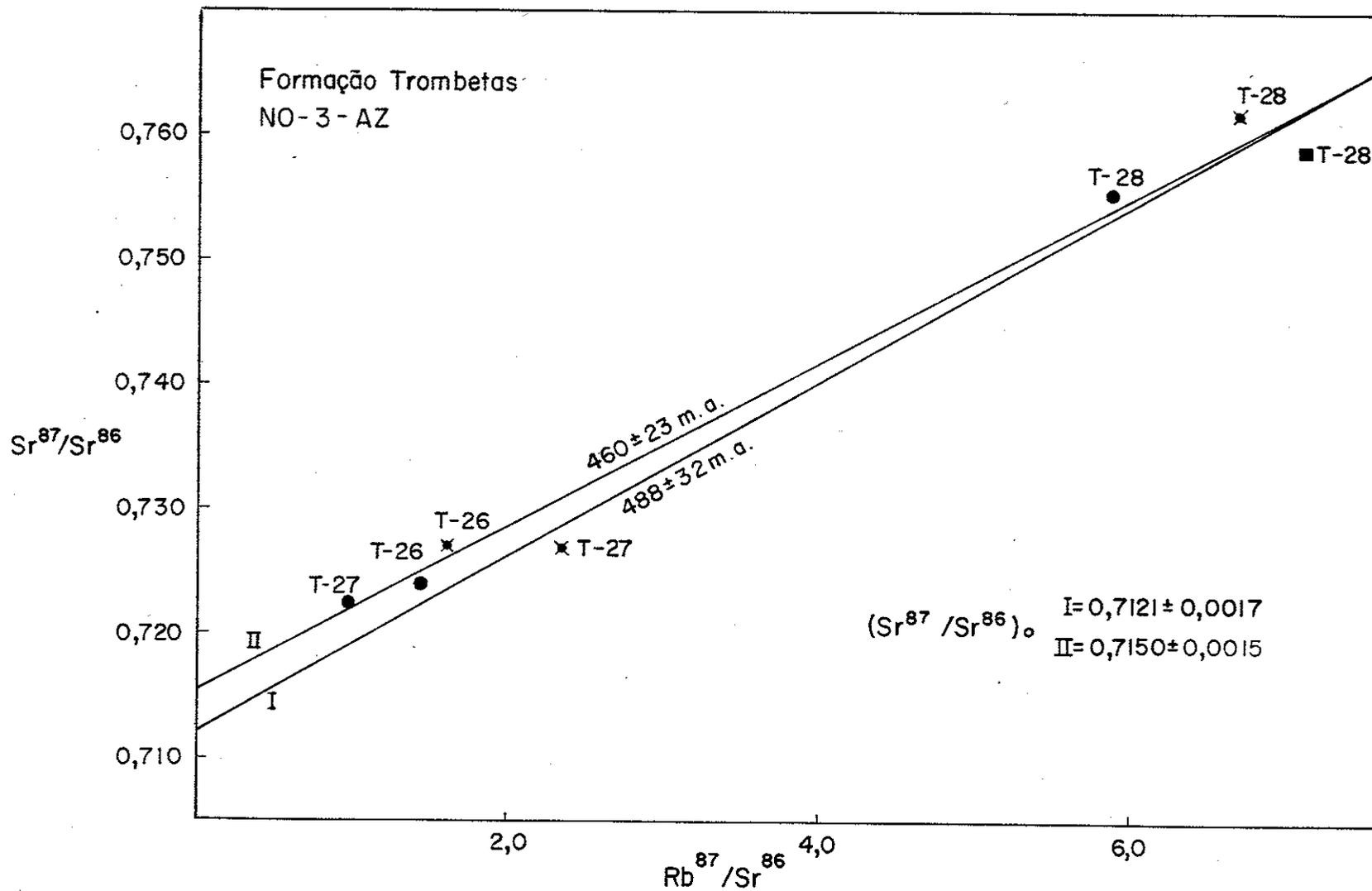


Fig. 7 - Isócrona de referência de amostras do poço NO-3-AZ

Das duas isócronas que aparecem na Figura 7, a correspondente à idade de 488 m.a. foi obtida levando-se em consideração todos os pontos, enquanto que a outra (460 m.a.) foi obtida excluindo-se a fração fina da amostra T-27. Isto foi feito pois suspeitamos de um provável erro de natureza analítica, visto que a fração fina do referido testemunho exibe uma razão  $Rb^{tot}/Sr^{tot}$  de 0.82, muito discrepante em relação à razão da respectiva rocha total, que foi de 0.31 (Vide Apêndice 2). Não restava material suficiente para repetir a análise. Por outro lado o valor obtido para a MSWD na isócrona com todos os pontos foi de 1.91, o que quer dizer que o erro obtido para a idade ( $\pm 32$  m.a.) não seria totalmente atribuível à variância experimental. Consideramos portanto como mais significativa a isócrona cuja idade é de  $460 \pm 23$  m.a.

O poço NO-3-AZ contém, em seu testemunho T-28, alguns fósseis índices da Formação Trombeta, em especial o Climacograptus innotatus brasiliensis Ruedemann, considerado por Lange (1967) como evidência da idade Siluriana inferior, no mínimo Landoveriano inferior (420 - 440 m.a.).

A idade radiométrica, embora ainda concordante dentro do erro experimental, parece ser levemente mais antiga do que a idade bioestratigráfica. Isto pode ser devido à presença de grande quantidade de mica de origem detrítica na amostra T-28, que se revelou a mais micácea e de granulação mais grosseira dentre os testemunhos estudados (Vide Apêndice 1). O comportamento angular da reta, e portanto o valor numérico da idade, é altamente governado pelos pontos relativos a essa amostra.

A dispersão relativamente pequena dos pontos no diagrama, se excluirmos a fração fina do T-27, pode ser explicada por uma forte homogeneização isotópica decorrente de uma diagênese, ou mesmo de um metamorfismo de baixo grau, que tenham ocorrido logo após a deposição e compactação.

O estudo das seções delgadas não revelou qualquer indício que pudesse revelar metamorfismo de facies zeólita, embora na profundidade em que os testemunhos foram co-

lhidos seja possível a intervenção de fenômenos de recristalização característicos de metamorfismo incipiente, de carga, em virtude do peso do material sobrejacente. Deste modo, a hipótese de diagênese precoce acompanhada de homogeneização na razão  $Sr^{87}/Sr^{86}$  parece ser a mais provável.

Em adição à concordância entre a idade Rb-Sr e idade bioestratigráfica, as duas análises K-Ar também evidenciaram resultados coerentes. Essa concordância das idades K-Ar pode ser meramente acidental, entretanto achamos provável que os fenômenos diagenéticos, foram suficientemente intensos para provocar o escape de argônio do material fino (muscovitas e/ou ilitas), tal como ocorreu para algumas amostras do poço TV-4-SC.

#### Poço UR-1-AM

Neste poço, a Formação Trombetas foi estudada nos testemunhos T-22 (2340 m), T-25 (2415 m), T-26 (2492 m) e T-28 (2549 m). Trata-se de amostras argilo-siltosas, relativamente heterogêneas na sua textura, onde a caolinita e muscovita e/ou ilita predominam. Apenas a amostra T-28, a mais heterogênea, mostrou no difratograma picos salientes correspondentes a feldspato e carbonato (Vide Apêndice 1).

Todas as amostras foram analisadas em rocha total, e nas frações finas  $<4\mu$ , e o testemunho T-28 foi além disso objeto de lixiviação com HCl. Os dados geocronológicos encontram-se na Tabela 12, e os pontos analíticos serviram para a elaboração do diagrama isocrônico da Figura 8.

Todos os pontos, devidamente ponderados conforme a variância experimental de cada um, forneceram uma reta cuja idade calculada foi de  $440 \pm 46$  m.a., e razão inicial para  $Sr^{87}/Sr^{86}$  igual a  $0.7176 \pm 0.0022$ . Essa idade Rb-Sr concorda, dentro do erro experimental, com a bioestratigráfica. A idade Siluriana inferior da formação, no poço UR-1-AM, é confirmada por Lange (1967), que relata a ocorrência de Climacograptus innotatus brasiliensis Ruedemann no testemunho T-26.

TABELA 12  
DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Nº LAB.	TEST.	PROF.	MATERIAL	Poço UR-1-AM		IDADE CONV. Rb/Sr (m.a.)*	IDADE APARENTE K-Ar (m.a.)
				Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>		
199	T-22	2340m	R.T.	2,23	0,729	630 ± 200	486 ± 9
203	T-22	2340m	<4µ	2,16	0,731	730 ± 160	-
197	T-25	2415m	R.T.	4,48	0,747	600 ± 90	-
205	T-25	2415m	<4µ	4,12	0,747	630 ± 100	-
198	T-26	2492m	R.T.	5,40	0,753	570 ± 90	429 ± 23
206	T-26	2492m	<4µ	5,46	0,754	570 ± 90	-
288	T-26	2492m	Res.	5,50	0,752	570 ± 100	-
289	T-26	2492m	Lix.	5,56	0,753	570 ± 90	-
204	T-28	2549m	R.T.	1,94	0,735	950 ± 180	497 ± 20
207	T-28	2549m	<4µ	1,67	0,725	680 ± 400	-
290	T-28	2549m	Res.	1,96	0,733	870 ± 280	-
291	T-28	2549m	Lix.	1,33	0,721	-	-

\* r.i. = 0,708.

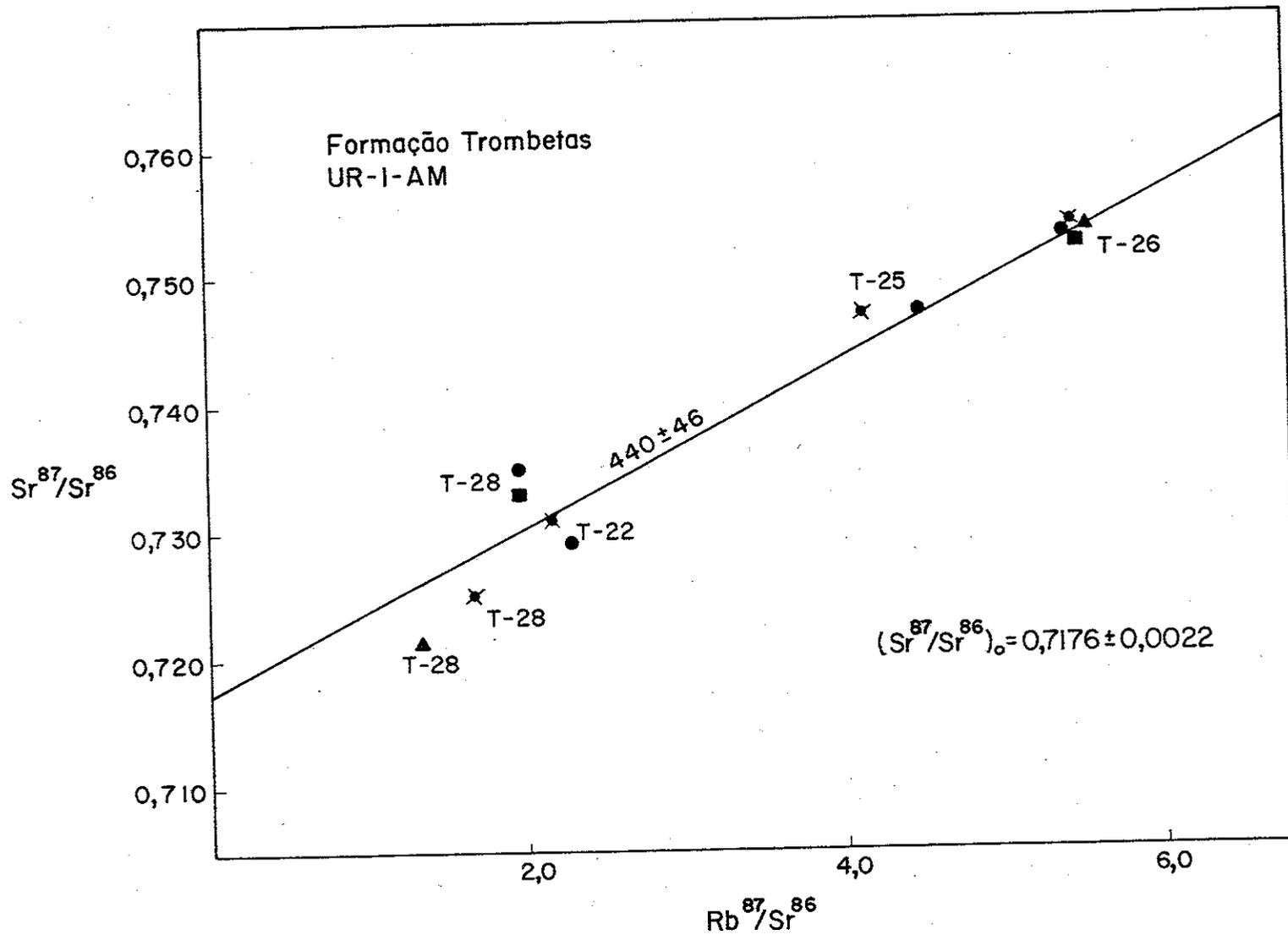


Fig. 8 - Isócrona de referência de amostras do poço UR-1-AM

As idades convencionais Rb-Sr, tal como ocorreu nos demais casos deste trabalho, não possuem qualquer significação.

Com relação as idades K-Ar, as três amostras analisadas exibem idades aparentes de 429, 486 e 497 m.a.. A idade mais antiga, da amostra T-28, confirmaria uma quantidade maior de material detrítico (feldspato potássico) em relação às demais. A idade de 429 m.a. na amostra T-26 pode ser considerada significativa, tal como ocorreu nas duas amostras da mesma formação do poço NO-3-AZ.

#### 4 - Formações Maecuru e Ererê

Conforme já foi esclarecido no Capítulo V, as relações entre as Formações Maecuru e Ererê, na Bacia Amazônica, ainda são objeto de certa controversia. Seis testemunhos das duas formações foram analisados, todos provenientes do poço MS-4-AM. Dois deles (T-35, 1425m e T-36, 1426 m) pertencem certamente ao Membro Jatapu, da Formação Maecuru; três outros (T-29, 1400m; T-30, 1407m e T-32, 1415m) são referidos ao Membro Ariramba, o qual, segundo Lange (1967), pertenceria na verdade à Formação Ererê. O último (T-33, 1420 m), embora atribuído ao Membro Jatapu, poderia pertencer à Formação Ererê, em virtude da grande semelhança litológica com o Membro Cachoeira desta formação.

Como as amostras provêm do mesmo poço, e como não foi observada qualquer discordância entre as Formações Maecuru e Ererê, os resultados analíticos serão tratados conjuntamente conforme mostram a Tabela 13 e a Figura 9. No total foram efetuadas 14 determinações Rb-Sr e 5 análises K-Ar nos 6 testemunhos mencionados.

Na Figura 9 foram traçadas três isócronas de referência, duas delas praticamente paralelas (I e II), e a terceira indicando idade maior. Os pontos correspondentes às análises em rocha total dos testemunhos T-35 e T-36 e ao resíduo do T-36, apresentaram-se mais ou menos colineares (isócrona II), definindo uma idade de  $396 \pm 58$  m.a. e uma razão

TABELA 13

## DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Poço MS-4-AM

Nº LAB.	TEST.	PROF.	MATERIAL	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	IDADE CONV. Rb/Sr (m.a.)§	IDADE APARENTE K-Ar (m.a.)	
189 253 e	T-29	1400m	R.T.	3,20*	0,737**	600 ± 180	-	
MIT-4 190 e 256	T-30	1407m	R.T.	4,04**	0,741**	580 ± 100	413 ± 14	
200	T-30	1400m	< 4 μ	3,21	0,735	580 ± 130	-	
287	T-30	1400m	Lix.	0,49	0,716	-	-	
MIT-5 191 e	T-32	1415m	R.T.	2,93*	0,732*	560 ± 110	386 ± 20	
201	T-32	1415m	< 4μ	2,26	0,726	540 ± 190	-	
MIT-6 211 e	T-33	1420m	R.T. (A)	2,58*	0,732*	620 ± 130	495 ± 21	
240	T-33	1420m	R.T. (B)	2,77	0,732	590 ± 140	-	
269	T-33	1420m	R.T. (C)	2,20	0,728	590 ± 200	-	
292	T-33	1420m	Res.	2,85	0,736	670 ± 200	-	
293	T-33	1420m	Lix.	1,29	0,725	-	-	
MIT-7 192 e	T-35	1425m	R.T.	2,67*	0,738*	740 ± 120	470 ± 11	
MIT-8 193 e	T-36	1426m	R.T.	1,98*	0,733*	860 ± 170	523 ± 25	
284	T-36	1426m	Res.	1,76	0,733	970 ± 250	-	
285	T-36	1426m	Lix.	0,31	0,715	-	-	

\* Média de 2 análises

\*\* Média de 3 análises

§ r.i. = 0,708

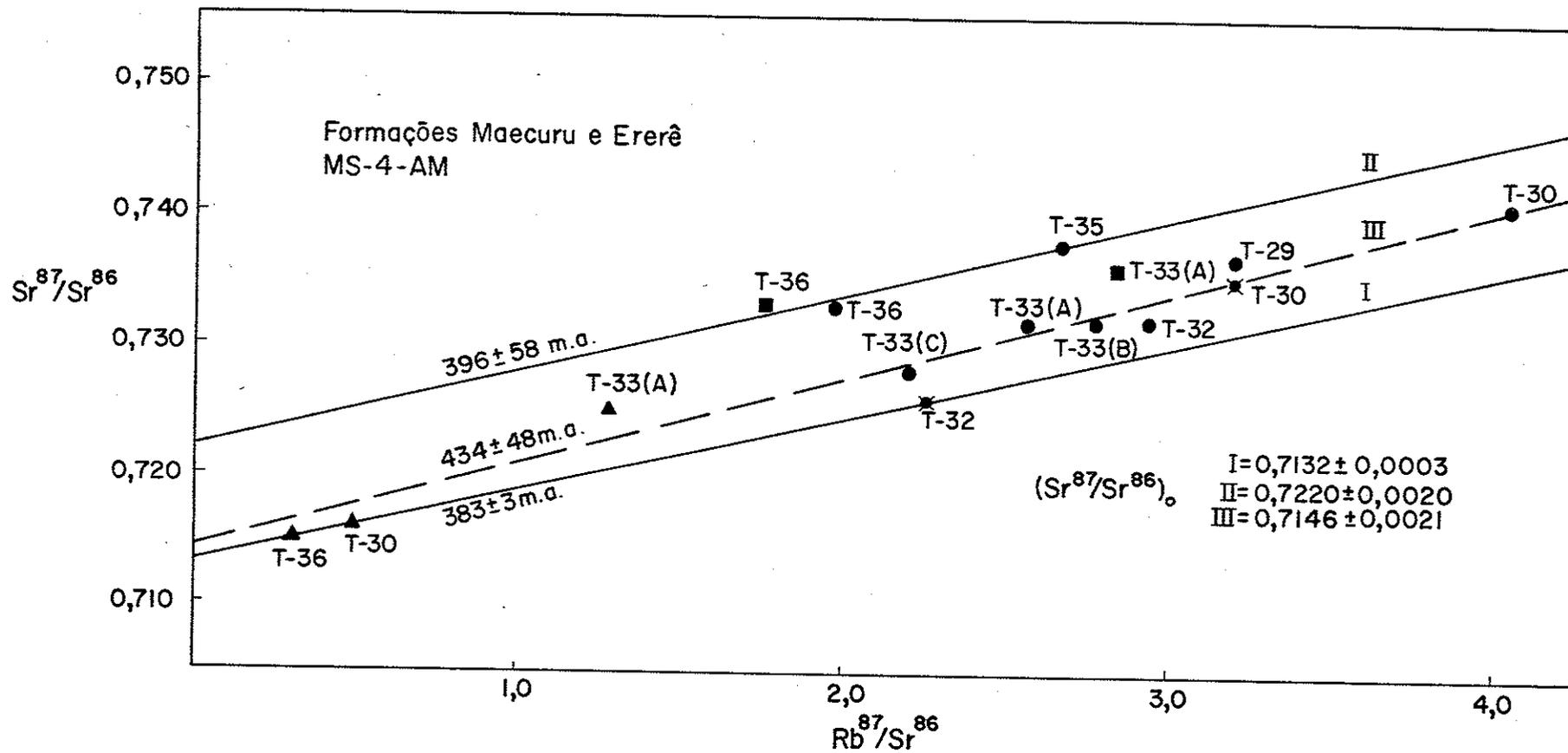


Fig. 9 - Isócronas de referência nas Formações Maecuru e Ererê no poço MS-4-AM

inicial  $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0 = 0.722$  para os arenitos arcozianos do Membro Jatapu. O lixiviado do T-36 não se alinha sobre a isócrona II, provavelmente, pela existência de carbonatos em desequilíbrio isotópico.

O testemunho T-33, que consta como pertencente ao Membro Jatapu pela coluna estratigráfica apresentada no relatório interno de V.Meier (1963) a Petrobrás, revelou ao exame analítico Rb-Sr um comportamento semelhante às amostras do Membro Ariramba. Devido à sua textura bastante heterogênea, os resultados analíticos em três frações deste testemunho, que aparecem designados por A, B e C na Tabela 13, são sensivelmente diferentes. Os pontos obtidos, inclusive os correspondentes ao resíduo e ao lixiviado de um deles, aparecem dispersos no diagrama, em posição intermediária entre as isócronas I e II.

A dispersão dos pontos correspondentes às amostras do Membro Ariramba (T-29, T-30 e T-32) deve-se a quantidades variáveis em minerais detríticos tais como muscovita e feldspato potássico, principais portadores de  $\text{Sr}^{87}$  radiogênico. Por exemplo (Vide Apêndice 1), o T-30 foi o mais micáceo de todos, apresentando pequeno conteúdo em feldspato; o T-29 apresentou bastante feldspato e menos mica do que o T-30, enquanto que no T-32, o mais fino de todos, caolinita é o mineral predominante, e a pouca mica que aparece no seu difratograma, parece ser illita em sua maior parte.

Não é possível traçar qualquer isócrona nítida pelos pontos referidos. Levando-se em conta todos os pontos, com exceção dos correspondentes à isócrona II, foi traçada a isócrona III, que aparece interrompida na figura, e fornece uma idade  $(434 \pm 48 \text{ m.a.})$ , muito elevada e atribuível à presença de  $\text{Sr}^{87}$  radiogênico detrítico no material. A dispersão nos pontos indica, essencialmente, que não ocorreu homogeneização isotópica, em todo o perfil.

Uma "isócrona mínima", contudo, pode ser obtida levando-se em conta os valores mais baixos no diagrama isocrônico, e traçando-se a reta que delimita inferiormente

a região em que ocorrem os pontos analíticos. Ahamos que, nestas condições, a reta obtida será a menos influenciada possível pelos componentes detríticos. Cabe frisar aqui que este conceito nada tem a ver, pois, com conceito de "idade mínima". No presente caso, a "isócrona mínima" seria obtida pela fração fina do T-32 e os lixiviados dos testemunhos T-36 e T-30 (isócrona I,  $383 \pm 3$  m.a.).

Não foram encontrados bons fósseis guias na seção devoniana do poço MS-4-AM. A Formação Maecuru é atribuída por Daemon Contreiras (1971) ao andar Emsiano (370-374m.a.), e a Formação Ererê, segundo os mesmos autores, entre os andares Givetiano e Eifeliano (359-370 m.a.).

As idades obtidas nas isócronas consideradas significativas (I e II) parecem ser pouco mais antigas do que as idades assumidas. É interessante notar que, embora a idade de  $383 \pm 3$  m.a. seja questionável, pelo fato de apoiar-se fortemente em uma única amostra (T-32), seu valor é muito similar à idade do Grupo Hamilton, para o qual Bofinger e Compton (1967), na reavaliação estatística efetuada em dados obtidos por Whitney e Hurley (1964), obtiveram uma idade de  $384 \pm 9$  m.a.. A fauna devoniana do Grupo Hamilton parece ser perfeitamente correlacionável com a da Formação Ererê (Rathbun, 1874; Clarke, 1899).

Como era de se esperar, a idade K-Ar do testemunho T-32 foi a menor de todas, e coincidente com a da isócrona mínima sugerida, o que parece confirmar a presença de pequena quantidade de clásticos na amostra. As outras idades K-Ar, que chegam até a 523 m.a., bem como as idades convencionais Rb-Sr, denunciam o conteúdo variável de material detrítico, que aliás é bem visível no exame das seções delgadas (Ver Apêndice 1).

##### 5 - Formação Curuá

Três amostras pertencentes à Formação Curuá, correspondentes aos testemunhos T-22 (1332m), T-25 (1439m) e T-28 (1629m) do poço NA-1-PA, foram analisadas. Em duas delas,

## TABELA 14

## DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Poço NA-1-PA

Nº LAB.	TEST.	PROF.	MATERIAL	$Rb^{87}/Sr^{86}$	$Sr^{87}/Sr^{86}$	IDADE CONV. Rb/Sr (m.a.)*	IDADE APARENTE K-Ar (m.a.)
156	T-22	1332m	R.T.	2,46	0,733	680 ± 170	-
180	T-22	1332m	<4µ	2,13	0,728	630 ± 180	-
154	T-25	1439m	R.T.	4,85	0,745	515 ± 80	400 ± 7
179	T-25	1439m	<4µ	4,72	0,743	490 ± 80	-
155	T-28	1629m	R.T.	3,65	0,734	500 ± 120	-
230	T-28	1629m	Res.	3,67	0,728	-	-
231	T-28	1629m	Lix.	2,37	0,743	-	-

\* r.i. = 0,708.

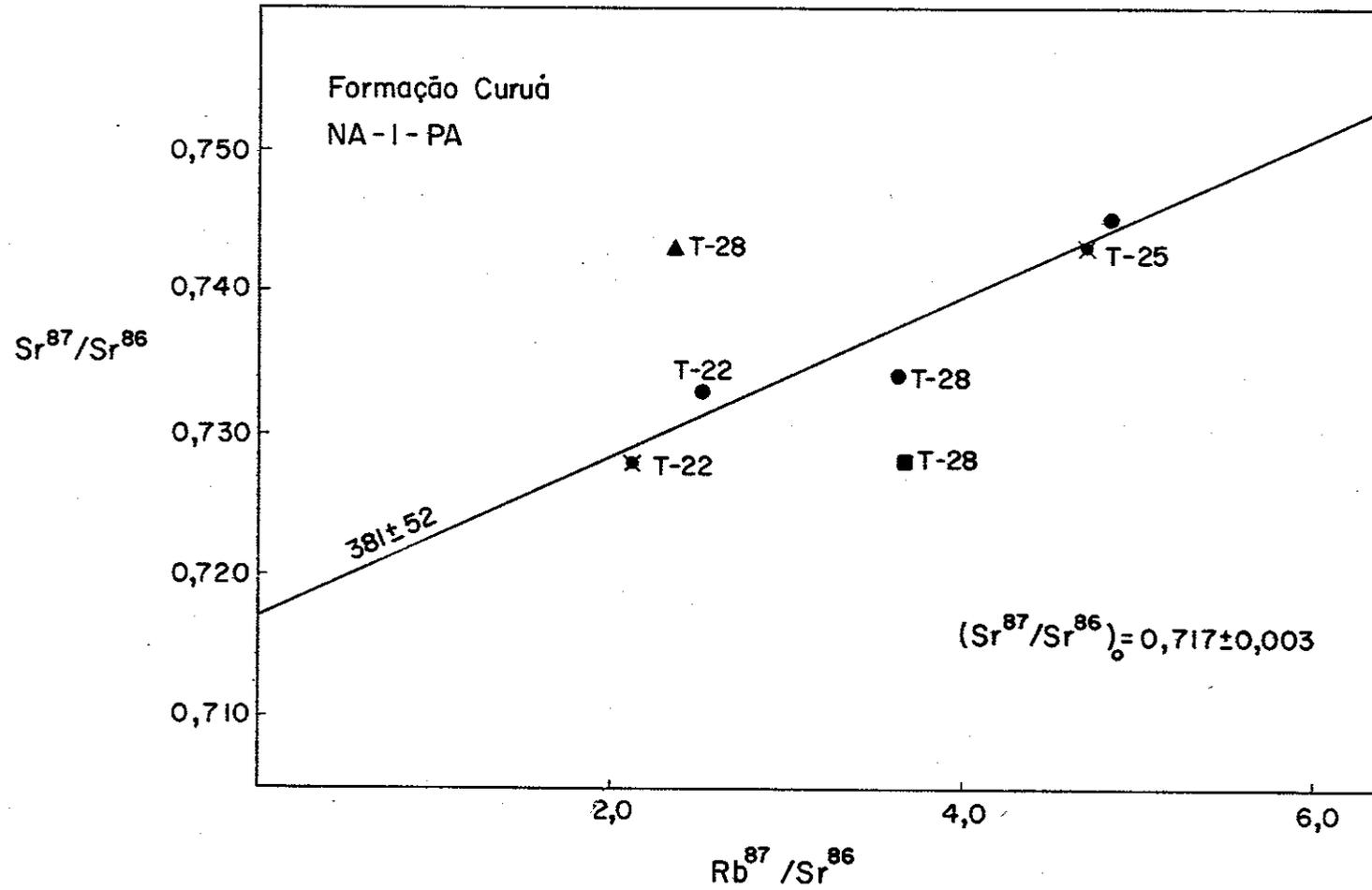


Fig. 10 - Isócrona de referência de folhelhos do poço NA-1-PA

T-22 e T-25, foram analisadas também as frações finas ( $<4\mu$ ) e no T-28 efetuada a experiência de lixiviação com HCl 0.3N. As sete determinações Rb-Sr, bem como a única análise K-Ar efetuada, são apresentadas na Tabela 14 e os dados foram utilizados na elaboração da Figura 10.

A isócrona de referência obtida, com  $381 \pm 52$  m.a., apresenta razão inicial  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  de  $0.717 \pm 0.003$ . Tanto as rochas totais como as frações finas analisadas situaram-se próximas da reta, o que permite considerar o dado significativo, embora a dispersão dos pontos acarrete um grande erro experimental.

Os dois pontos da experiência de lixiviação da amostra T-28 não se situaram próximos da isócrona. Não houve, ao que parece, solubilização de qualquer mineral carbonático portador de estrôncio comum. O estrôncio lixiviado foi muito baixo, 3.22 ppm, o que sugere que o carbonato visível na seção delgada deve ser dolomita. Teria havido, na experiência, uma lixiviação seletiva do  $\text{Sr}^{87}$  radiogênico de algum mineral potássico, e este fato teria deixado o resíduo bastante empobrecido em  $\text{Sr}^{87}$ . Um tempo maior de lixiviação empregado para esta amostra, aproximadamente 50 minutos com HCl 0.3N, pode ter sido a causa para a lixiviação seletiva. Para o cálculo da isócrona não foram computados os dois referidos pontos.

As amostras são de folhelhos pretos com pequena quantidade de material detrítico, em parte micáceo (Vide Apêndice 1). Segundo o relatório de Freitas (1960) à Petrobrás, o intervalo de 1325 a 1692 metros, que contem os testemunhos referidos, corresponde à parte inferior da Formação Curuá (Devoniano superior). A seção apresenta microfósseis abundantes, incluindo a zona de Spirophyton, característica do Curuá inferior da Bacia. Segundo Lange (1967) e Andrade e Cunha (1971) os sedimentos foram depositados, provavelmente, em ambiente marinho de águas rasas. Os diamictitos que aparecem na seção (1379-1380 metros) atestam também a influência de clima glacial. Pela escala do tempo Fanerozóico (Harland et al., 1964), o Devoniano superior corresponde ao intervalo 345-359 m.a..

Considerando o intervalo devido ao erro experimental, a idade obtida é concordante com a idade bioestratigráfica. A razão inicial de 0.717 é muito semelhante à da Formação Trombetas.

Independentemente do material fonte, ainda podemos inferir que, devido ao relativo alinhamento dos pontos ( $R = 0.969$  e  $MSWD = 0.20$ ), nenhuma das amostras contém uma grande quantidade de material clástico rico em rubídio, e que a diagênese dos sedimentos, acompanhada de homogeneização dos isótopos de Sr, ocorreu logo após a deposição.

A única idade K-Ar obtida para a amostra T-25 ( $400 \pm 7$  m.a.), inclui-se no caso normal em rochas sedimentares, em que o material detrítico presente torna mais velha a idade aparente K-Ar.

## 6 - Formação Itaituba

A Formação Itaituba (Carbonífero da Bacia Amazônica) foi estudada em dois poços diferentes, de ambos os lados do Alto de Purus: o poço FB-1-AZ, situado na Bacia do Alto Amazonas, e o poço MS-6-AM, situado na Bacia do Médio Amazonas. No total, foram feitas quinze determinações pelo método Rb-Sr, e sete pelo método K-Ar, em sete amostras de testemunhos de sondagens.

Os dados foram tratados separadamente, tendo sido construídos dois diagramas isocrônicos, uma para cada poço, que são comentados a seguir.

### Poço MS-6-AM

Do poço MS-6-AM foram estudadas quatro amostras, correspondentes aos testemunhos T-8 (1372 m), T-11 (1382 m), T-14 (1392 m) e T-17 (1400 m). Todas foram analisadas em rocha total, e na fração menor que  $4\mu$ , e experiência de lixiviação foi realizada no T-17. Os dados geocronológicos aparecem na Tabela 15, e os pontos foram lançados no diagrama isocrônico da Figura 11.

TABELA 15

## DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Poço MS-6-AM

Nº LAB.	TEST.	PROF.	MATERIAL	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	IDADE CONV.Rb/Sr (m.a.)**	IDADE APARENTE K-Ar (m.a.)
176	T-8	1372m	R.T.	3,12	0,746	830 ± 120	564 ± 13
165 e 248	T-8	1372m	<4μ	3,91	0,748*	700 ± 120	-
177	T-11	1382m	R.T.	5,18	0,746	500 ± 70	360 ± 8
166	T-14	1382m	<4μ	6,65	0,743	360 ± 60	-
178	T-14	1392m	R.T.	6,94	0,747	390 ± 50	330 ± 8
168	T-14	1392m	<4μ	8,85	0,754	360 ± 40	-
183	T-17	1400m	R.T.	0,75	0,717	1900 ± 1100	382 ± 14
167	T-17	1400m	<4μ	1,58	0,722	580 ± 260	-
187R	T-17	1400m	Res.	5,85	0,751	500 ± 80	-
187L	T-17	1400m	Lix.	0,024	0,713	-	-

\* Média de 2 determinações.

\*\* r.i. = 0,708.

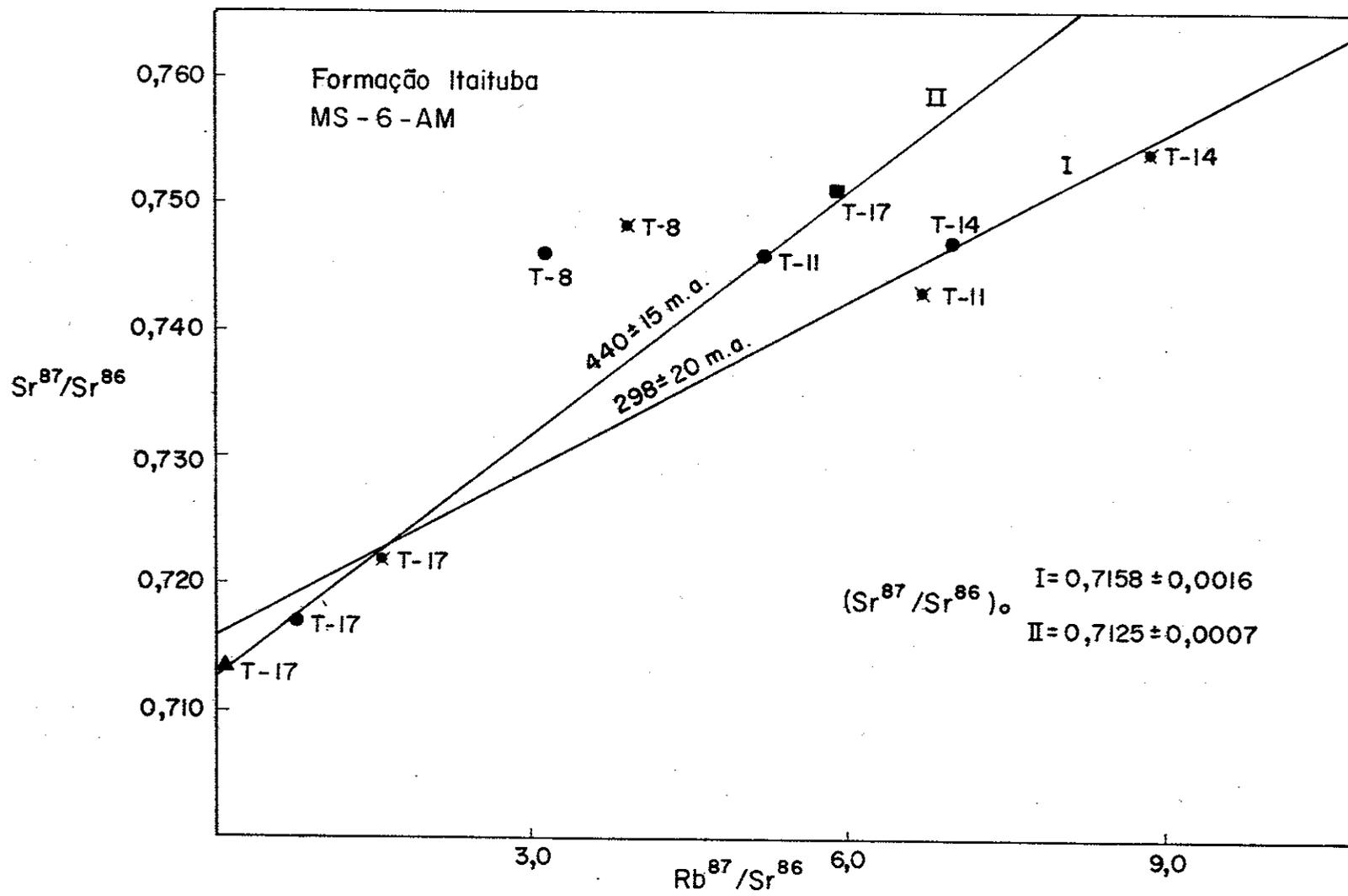


Fig. 11 - Isôcronas de referência de folhelhos da Formação Itaituba

Analisando-se a figura, verifica-se a grande dispersão dos pontos, tornando difícil o traçado de qualquer isócrona. Os quatro testemunhos analisados apresentaram-se macroscopicamente homogêneos e com granulação bastante fina. Entretanto todos apresentaram muscovita detrítica (Vide Apêndice 1), e em grande proporção na amostra T-8, a qual apresenta também feldspato. Das quatro amostras, T-8 foi a única que não apresentou carbonatos em sua constituição, o que pode ser atribuído a uma variação no ambiente de deposição. Uma isócrona foi traçada tentativamente, mediante utilização dos pontos que contem menos material detrítico, isto é, pelas frações finas das amostras T-11, T-14 e T-17, pela rocha total T-14 e pelo lixiviado da amostra T-17. Esta isócrona de referência (I), que é uma "isócrona mínima" semelhante à traçada para a Formação Ererê (Vide Figura 9) fornece-nos uma idade de  $298 \pm 20$  m.a..

A Formação Itaituba, em virtude do seu conteúdo fossilífero, é considerada neocarbonífera (Pensilvaniana), e pertencente aos andares Westphaliano e Stephaniano (280 - 315 m.a.) (Daemon e Contreiras, 1971). Desta forma, a isócrona I pode ser considerada concordante com a idade estratigráfica.

Uma segunda isócrona que poderia ser sugerida, levando-se em conta as análises efetuadas na amostra T-17, apresenta uma idade aparente de  $440 \pm 15$  m.a. (isócrona II), discordante em relação à anterior e também em relação à idade bioestratigráfica. Embora com muitas restrições, a idade desta isócrona II poderia indicar que o sedimento do testemunho 17 teria sido formado por retrabalhamento, a partir de material muito homogêneo de idade siluriana, e que não teria sido afetado isotopicamente, nem durante, nem após a sua deposição.

Material detrítico teria contribuído para as idades convencionais elevadas (especialmente da amostra T-8); o mesmo padrão de idades elevadas emerge das análises K-Ar, que variam entre 330 m.a. no T-14 até 564 m.a. no T-8.

Poço FB-1-AZ

Do poço FB-1-AZ foram estudadas três amostras, correspondentes aos testemunhos T-25 (1500 m), T-27 (1610 m) e T-36 (2000 m).

A amostra T-27 foi analisada em 2 frações (A e B), e de uma delas (A) foi efetuada lixiviação com HCl. Infelizmente, foi perdida durante o procedimento a parte correspondente ao lixiviado, não havendo material suficiente para um novo tratamento. Os dados geocronológicos encontram-se na Tabela 16, e os pontos das análises Rb-Sr serviram para a elaboração da Figura 12.

Os três testemunhos analisados apresentaram diferenças litológicas substanciais. Em especial, o T-27 é calcífero, e o T-36 apresenta grande quantidade de material detrítico (Vide Apêndice 1). Além disso, os testemunhos são muito distanciados entre si, na coluna estratigráfica do poço FB-1-AZ, havendo 500 metros de desnível entre o T-25 e o T-36; isto pode significar mudanças consideráveis no ambiente de deposição, e também na natureza do material fonte dos sedimentos.

O arranjo dos pontos no diagrama isocrônico apresenta-se muito disperso, tal como acontece para as amostras do poço MS-6-AM, para a mesma formação. No caso do poço FB-1-AZ poderia ser definida novamente uma "isócrona mínima", tal como no caso da Formação Ererê (Figura 9) que seria construída pelas três análises efetuadas na amostra T-27, a única deste poço a não revelar presença de feldspato. Muscovita também aparece nesta amostra em quantidades bem menores que nas outras duas.

A "isócrona mínima" sugerida apresenta uma idade de  $298 \pm 25$  m.a., que também é concordante com a bioestratigrafia, tal como aquela do poço MS-6-AM. Os pontos relativos às amostras T-25 e T-36 situam-se bem acima da isócrona traçada, em virtude da presença de material detrítico.

TABELA 16

## DADOS GEOCRONOLOGICOS

Poço FB-1-AZ

Nº LAB.	TEST.	PROF.	MATERIAL	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	IDADE CONV. Rb/Sr (m.a.)*	IDADE APARENTE K-Ar (m.a.)
MIT-1	T-25	1500m	R.T.	4,14	0,7438	590 ± 80	545 ± 14
MIT-2	T-27(A)	1610m	R.T.	1,06	0,7157	-	331 ± 13
265	T-27(B)	1610m	R.T.	1,21	0,717	-	-
294	T-27(A)	1610m	Res.	4,30	0,730	350 ± 100	-
MIT-3	T-36	2000m	R.T.	5,98	0,7452	420 ± 70	343 ± 10

\* r.i. = 0,708.

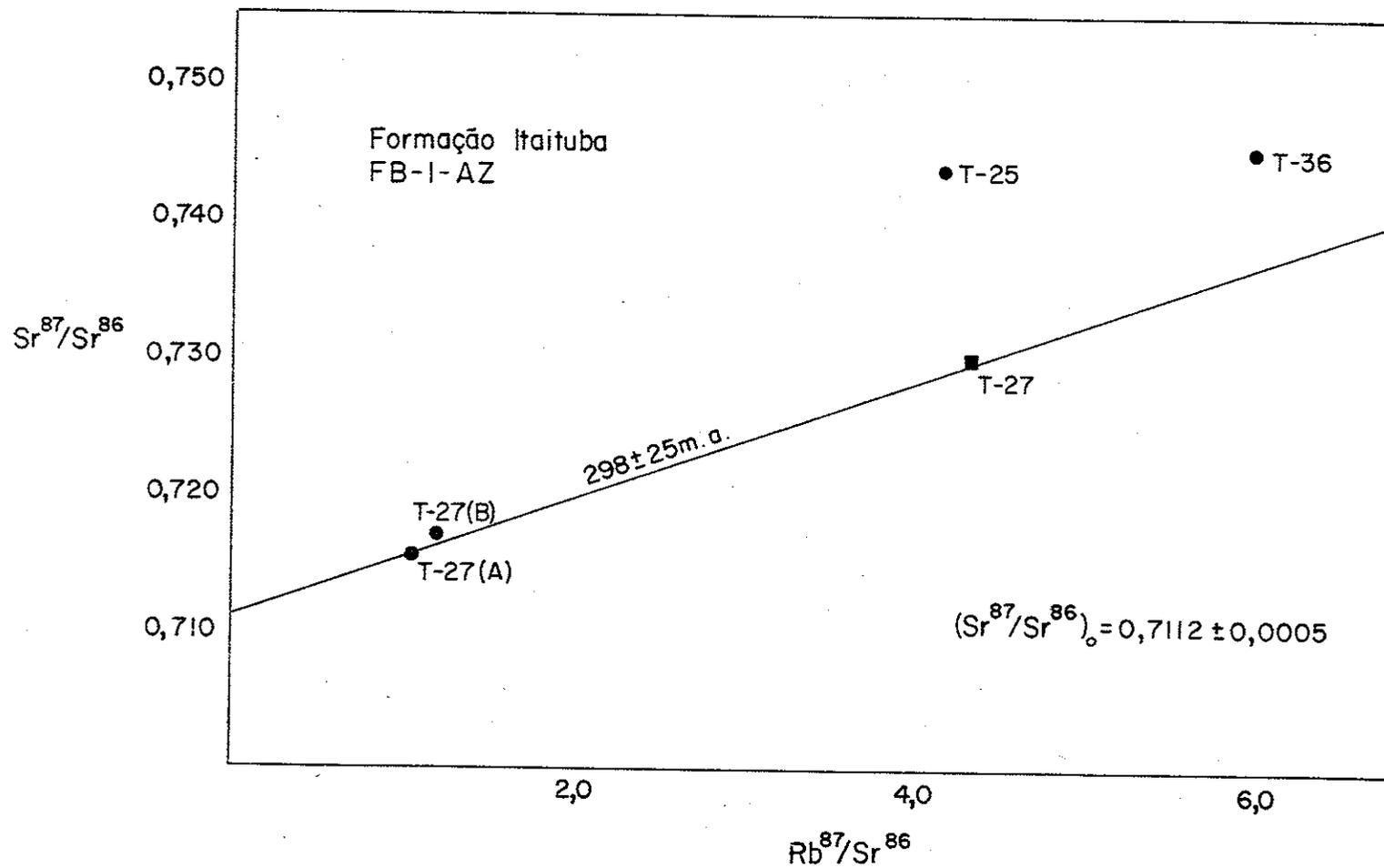


Fig. 12 - Diagrama isocrônico de um folhelho da Formação Itaituba

Mais uma vez, as idades convencionais Rb-Sr, bem como as análises K-Ar indicaram valores mais antigos, sem significação, por causa do material detrítico existente que contem  $Sr^{87}$  e  $Ar^{40}$  em excesso.

## CAPÍTULO VII

### CONCLUSÕES

Embora o trabalho tenha sido conduzido em nível de reconhecimento, muitas conclusões de caráter geral podem ser tiradas dos resultados apresentados. As conclusões principais dizem respeito ao valor interpretativo de determinações radiométricas em rochas sedimentares; em adição, podem ser indicados alguns critérios de seleção de amostras, e de tratamento de material, com o intuito de obter melhores análises Rb-Sr. Finalmente, podem ser emitidas também algumas sugestões quanto às idades e relações estratigráficas dos sedimentos estudados.

#### 1) Interpretação de dados radiométricos em rochas sedimentares

De início, cabe assinalar que determinações K-Ar, e idades convencionais Rb-Sr, apresentam sistematicamente resultados mais antigos do que a época de sedimentação. Conforme pode ser visto pelo exame das Tabelas 5 a 16 deste trabalho, são muito raros os resultados relativos a estes procedimentos com idades que possam ser consideradas significativas, e mesmo nestes casos é grande a possibilidade de concordância acidental. Este fato era esperado, devendo-se à existência, nos sedimentos, de material detrítico contendo  $Ar^{40}$  e  $Sr^{87}$  radiogênico em quantidades variáveis.

A Figura 13 mostra os dados K-Ar aqui utilizados, correlacionados com as idades estratigráficas das formações a que pertencem as amostras utilizadas. Verifica-se que, de um modo geral, o caráter discordante aumenta sensivelmente na direção das rochas mais novas, indicando uma maior quantidade percentual de argônio herdado dos materiais

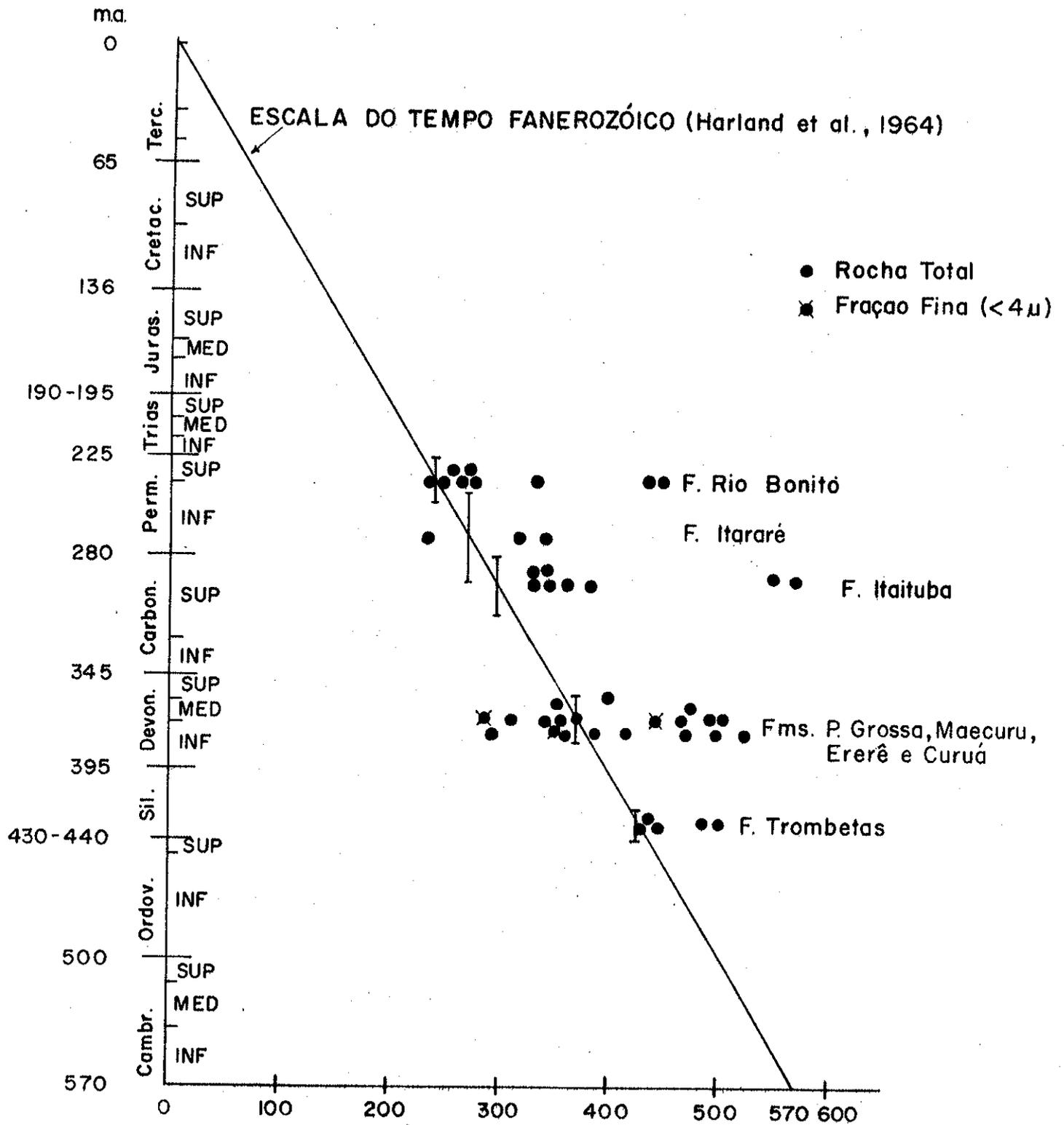


Fig. 13 - Idades K-Ar e sua relação com a escala do tempo Fanerozóico.

detríticos. Os dados aparentemente concordantes (por exemplo os relativos à Formação Trombetas no poço NO-3-AZ) são provavelmente devidos à compensação entre perda de argônio na fração fina, e argônio em excesso na fração grossa do sedimento. As idades aparentes mais jovens, ocorrendo essencialmente em rochas da Formação Ponta Grossa (uma delas na Formação Itararé), são provavelmente devidas à perda de argônio durante o aquecimento regional do Cretáceo inferior.

Com relação às determinações Rb-Sr, através de diagramas isocrônicos, este trabalho vem confirmar algumas idéias e interpretações já conhecidas na literatura (Bonhomme e Millot, 1966; Rofinger e Compston, 1967), segundo as quais é possível o estabelecimento da época de diagênese em rochas sedimentares pelíticas. Tendo em vista a boa concordância que se obtém, em muitos casos, entre a idade Rb-Sr e a bioestratigráfica, achamos que pode ser considerado como definitivamente comprovado o fato de que, durante a diagênese, ocorre uma completa (ou quase) homogeneização dos isótopos de estrôncio. Evidentemente, a afirmativa acima deve ser considerada válida apenas para o caso de sedimentos finos (folhelhos que contêm essencialmente minerais argilosos), formados em ambientes amplos, como bacias marinhas.

No presente trabalho, foi considerado apenas um caso envolvendo amostras de ambiente seguramente não marinho, ou misto. Referimo-nos ao caso do poço CP-1-SP (Formação Itararé), cujos resultados foram os que se apresentaram mais dispersos sobre o diagrama isocrônico (Figura 5), não permitindo interpretações adequadas em relação à idade Rb-Sr. As outras formações aqui estudadas permitiram, de um modo geral, a obtenção de informações a respeito de sua idade. A Tabela 17 apresenta um resumo dos resultados mais significativos obtidos na interpretação dos diagramas isocrônicos, bem como as idades bioestratigráficas atribuídas a cada formação estudada.

Os dados de interpretação mais fácil parecem ser os referentes às Formações Ponta Grossa, Trombetas e Curuá, que apresentaram pontos analíticos mais ou menos colineares,

TABELA 17

IDADES Rb-Sr DAS FORMAÇÕES ESTUDADAS - COMPARAÇÃO COM IDADES BIOESTRATIGRÁFICAS

FORMAÇÃO	POÇO	$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$	IDADE ISOCR. Rb-Sr (m.a.)	IDADE BIOESTRATIGRÁFICA (m.a.)
Ponta Grossa	CT-2-PR	$0.7205 \pm 0.0008$	$372 \pm 14$	370-374
	MO-2-PR (T-19)	$0.7262 \pm 0.0006$	$369 \pm 14$	365-374
Rio Bonito	TV-4-SC (IS.I)	$0.7133 \pm 0.0023$	$240 \pm 26$	235-258
	TV-4-SC (IS.II)	$0.7171 \pm 0.0006$	$263 \pm 5$	235-258
Trombetas	UR-1-AM	$0.7176 \pm 0.0022$	$440 \pm 46$	~425-440
	NO-3-AZ	$0.7150 \pm 0.0015$	$460 \pm 23$	~425-440
Maecuru	MS-4-AM	$0.7220 \pm 0.0020$	$396 \pm 58$	370-395
Ererê	MS-4-AM	$0.7132 \pm 0.0002$	$383 \pm 3^*$	359-370
Curuá	NA-1-PA	$0.717 \pm 0.003$	$381 \pm 52$	345-359
Itaituba	MS-6-AM	$0.7158 \pm 0.0016$	$298 \pm 20^*$	280-315
	FB-1-AZ	$0.7112 \pm 0.0005$	$298 \pm 25^*$	280-315

\* "Isócrona mínima"

$$\lambda = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

definindo isócronas com idades concordantes com a bioestratigrafia, dentro do erro experimental. Nestes casos pode ser inferida uma diagênese precoce, ocorrida logo após a sedimentação.

No caso das Formações Rio Bonito e Maecuru, o material utilizado não se restringiu a folhelhos, o que complicou os diagramas isocrônicos resultantes. Apesar disso, as idades Rb-Sr obtidas também foram significativas, e concordantes com a bioestratigrafia, dentro do erro experimental. No caso especial da Formação Rio Bonito, foi possível traçar três isócronas mais ou menos paralelas, com razões iniciais  $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$  diferentes (Vide Figura 6), uma para cada tipo litológico, indicando que ocorreu homogeneização isotópica, mesmo em materiais contendo inicialmente quantidades apreciáveis de componentes detríticos. Estudos mais pormenorizados em casos semelhantes poderão esclarecer melhor a ação homogeneizadora do ambiente marinho nestes casos de sedimentos com granulação de silte e/ou areia fina.

As Formações Ererê e Itaituba apresentaram diagramas isocrônicos com pontos muito dispersos, indicando não ter ocorrido equilíbrio isotópico nos sistemas de rocha total. Entretanto mesmo nestes casos (Figuras 9, 11 e 12) é possível que tenha ocorrido homogeneização isotópica nas frações de granulação inferior a  $4 \mu$ , o que tornaria lícito o traçado de "isócrona mínima", que foi efetuado nestes casos. Cabe frisar mais uma vez que o conceito de "isócrona mínima" foi definido como sendo a reta traçada levando-se em conta os pontos analíticos mais baixos do diagrama isocrônico, nada tendo a ver pois com o conceito de "idade mínima" da formação. Dados adicionais fazem-se necessários para comprovar a hipótese acima, entretanto são muito sugestivos os resultados aparentemente significativos das "isócronas mínimas" referentes às Formações Ererê e Itaituba.

De grande valor interpretativo parecem-nos os resultados relativos aos poços MO-1-PR e MO-2-PR (Figura 4). Nestes casos torna-se evidente uma homogeneização isotó

pica ocorrida em época posterior à diagênese do sedimento, em virtude de um evento termal de grande importância regional. Tal homogeneização, entretanto, é completa apenas no caso das frações finas, de granulação inferior a 4  $\mu$ .

2) Critérios para seleção de amostras e para os tratamentos analíticos em determinações Rb-Sr de rochas sedimentares

O presente trabalho demonstra a necessidade de uma criteriosa seleção de amostras para a tentativa de datação de rochas sedimentares, pelo método Rb-Sr. A técnica de selecionar amostras com razões  $Rb^{tot}/Sr^{tot}$  bastante variadas, empregada com sucesso para rochas magmáticas cogenéticas, não é adequada. Esta técnica, cujo objetivo é a obtenção de pontos analíticos suficientemente distantes sobre um diagrama isocrônico, conduz frequentemente a resultados errôneos por causa das grandes variações nos componentes detríticos (muscovita e/ou feldspatos), principais responsáveis pelas diferenças na razão  $Rb^{tot}/Sr^{tot}$ . A presença de carbonatos, em maior ou menor grau, também pode afetar grandemente o conteúdo de estrôncio do material, e portanto a razão  $Rb^{tot}/Sr^{tot}$ .

Estudo de seções delgadas, e de difratogramas, parecem-nos essenciais para uma seleção adequada das amostras. Os dados obtidos permitem evitar amostras com materiais detríticos em quantidade apreciável visíveis nas seções delgadas, ou revelados pelos difratogramas. Em especial, amostras com muito feldspato devem ser evitadas; com relação às micas, entretanto, as restrições são menores, visto que resultados essencialmente concordantes foram obtidos em muitos folhelhos micáceos. Aparentemente, as micas, mesmo detríticas, tem grande possibilidade de sofrer homogeneização isotópica juntamente com os minerais de argila dos folhelhos, durante a diagênese. (Vide discussão para o caso do poço TV-4-SC). Além disso, conforme mostraram Yoder e

Eugster (1955) e Whitehouse e McCarter (1958), muscovita parece ser mineral autígeno em muitos sedimentos.

Análises efetuadas nas frações finas de granulacão inferior a 4  $\mu$  auxiliam grandemente as interpretações, na grande maioria dos casos. Uma das grandes vantagens apresentadas, entre outras, é a de estender o intervalo de variação Rb/Sr das amostras, visto que em geral as frações finas enriquecem-se em Rb relativamente à rocha total, em virtude do seu maior conteúdo em ilita. Nos poucos casos em que a razão Rb/Sr na fração fina foi significativamente menor do que a da rocha total, isto ocorreu devido à presença de carbonatos no material, em quantidades apreciáveis. O presente autor sugere quando for exequível, separar para as análises Rb-Sr as frações inferiores a 2  $\mu$ , visto que entre 2 e 4  $\mu$  ainda podem aparecer grandes quantidades de muscovita 2 M<sub>1</sub>, e mesmo feldspatos.

A separação de frações finas parece ser essencial para interpretações relativas a amostras de granulacão maior (folhelhos siltosos, siltitos e mesmo arenitos finos), as quais contêm muito provavelmente uma componente de trítica importante em sua rocha total.

Experiências de lixiviação com HCl também revelaram-se de grande importância para as interpretações. Nestes casos fazem-se disponíveis até quatro pontos analíticos diferentes para cada amostra (correspondentes ao lixiviado, ao resíduo, à rocha total, e à fração fina), que permitem nos casos favoráveis a obtenção de uma isócrona significativa através de uma única amostra, tal como ocorreu nos casos do poço CT-2-PR (Figura 2), e do T-19 do poço MO-2-PR (Figura 4).

Entretanto, as interpretações dos resultados nos casos de lixiviação nem sempre são simples. Por exemplo, em amostras de granulacão grossa, como o arenito T-37 do poço TV-4-SE (Figura 6), ou o arenito T-36 do poço MS-4-AM (Figura 9), o lixiviado apresentou uma relação  $Sr^{87}/Sr^{86}$  tal que não foi possível seu alinhamento nas respectivas isócronas.

Isto é aqui interpretado como sendo devido aos carbonatos presentes na amostra, e portanto incorporados ao lixiviado, que possuiriam razão  $Sr^{87}/Sr^{86}$  baixa (próxima do valor típico de carbonatos marinhos). Esses carbonatos teriam entrado posteriormente no sistema, e/ou não teriam sido homogeneizados isotopicamente. Em vista destes inconvenientes, o presente autor sugere que, em estudos semelhantes para amostras de granulação grossa, a fração fina seja separada de material já tratado com HCl, para retirar previamente os carbonatos solúveis.

Além disso, em certos casos, como por exemplo no folhelho siltoso T-18 do poço RP-1-MT (Figura 3), e no folhelho T-28 do poço NA-1-PA (Figura 10), ocorreu aparentemente uma dissolução seletiva de  $Sr^{87}$  radiogênico durante a lixiviação, sendo que o autor não tem conhecimento de casos semelhantes, na literatura especializada. Em vista disso, recomendamos que, para experiências de lixiviação, a normalidade do ácido empregado seja relativamente baixa (por volta de 0.1 N), e o tempo de ataque o mínimo necessário (cinco minutos devem ser suficientes na maioria dos casos). Outra alternativa seria a de tratar as amostras com acetato de sódio tamponado (para  $pH=5$ ) para dissolver carbonatos de cálcio. Biscaye e Dash (1971) empregaram esta técnica em sedimentos oceânicos modernos, e não verificaram qualquer efeito mensurável nas concentrações de Rb e de Sr, ou nas razões  $Sr^{87}/Sr^{86}$  nas amostras tratadas.

### 3) Considerações finais sobre os resultados obtidos

Embora não tenha sido o objetivo principal deste trabalho, que procurou obter informações a respeito da validade dos métodos radiométricos, através de controle baseado na bioestratigrafia, os dados geocronológicos também permitem algumas considerações a respeito da geologia regional das duas bacias estudadas.

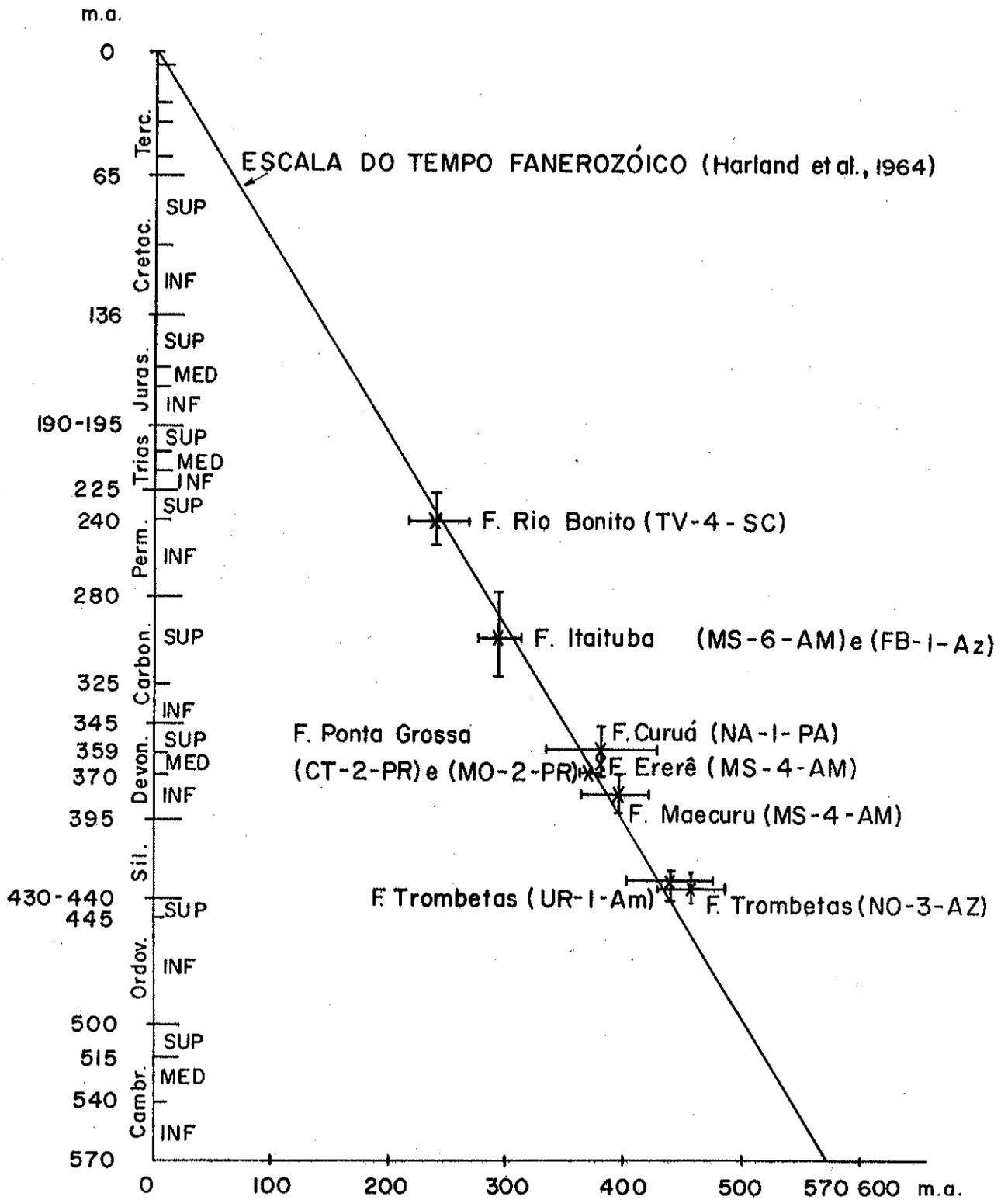


Fig. 14 - Idades Rb-Sr das formações estudadas e sua relação com a escala do tempo Fanerozóico.

Assim, os dados da Tabela 17 serviram para a elaboração da Figura 14, onde as idades radiométricas das formações estudadas aparecem correlacionadas com a escala do tempo Fanerozóico (Harland et al., 1964). A rigor, dentro dos critérios estabelecidos para a precisão dos resultados Rb-Sr ( $1\sigma$ , intervalo de confiança de 68.8%), e para o valor da constante de desintegração escolhida para o  $Rb^{87}$  ( $\lambda_{\beta} = 1.47 \times 10^{-11}$  anos<sup>-1</sup>), apenas a idade radiométrica correspondente à Formação Ererê não concorda com a idade estratigráfica. Além disso, as Formações Curuá e Trombetas apresentam resultados pouco mais antigos, embora ainda dentro do erro experimental.

Uma idade devoniana média a inferior para as Formações Curuá e Ererê, e uma idade ordóviciana superior para a Formação Trombetas ajustar-se-iam melhor, no gráfico comparativo da Figura 14. Cabe aqui referir que os trabalhos estratigráficos mais completos sobre o Paleozóico da Bacia do Amazonas (por exemplo, Lange, 1967, ou Daemon e Contreiras, 1971) não podem excluir as possibilidades de serem, as referidas formações, pouco mais antigas do que a idade que lhes é atribuída.

O mesmo efeito, de melhorar as relações entre as idades radiométrica e estratigráfica, seria obtido se fossem modificados, para mais, os valores atribuídos ao Devoniano médio e inferior, e ao Siluriano inferior, na escala do tempo Fanerozóico. Na verdade, grande parte dos valores empregados para a construção dessa escala baseiam-se em dados obtidos em glauconitas, pelo método K-Ar, e são continuamente revistos. Por exemplo, para o caso do limite Carbonífero-Devoniano, McDougall et al. (1966) consideram que o valor de  $345 \pm 10$  m.a. é muito baixo, e deve ser aumentado em pelo menos 5%. Em adição, no trabalho de Bofinger e Compston (1967), os autores atribuem uma idade de  $384 \pm 9$  para o Grupo Hamilton (Devoniano médio), correlacionável com a Formação Ererê. Se revisões desse tipo vierem a ser confirmadas, aumentaria a concordância entre os dados estratigráficos e

os dados radiométricos deste trabalho.

Outra conclusão que pode ser tirada, tendo em vista a concordância das isócronas obtidas com a respectiva idade estratigráfica, é que são válidas as premissas assumidas no método e portanto os folhelhos estudados seriam realmente formados em ambiente marinho, e os fenômenos diagenéticos teriam ocorrido logo após a deposição.

Finalmente, algumas considerações podem ser formuladas a respeito do material fonte dos sedimentos das formações estudadas. É sabido que as razões iniciais ( $\text{Sr}^{87} / \text{Sr}^{86}$ )<sub>0</sub> obtidas nas isócronas de rochas sedimentares são função do material fonte, e são tanto maiores quanto mais antigo, ou mais rico em Rb, for o material fonte dos sedimentos analisados. Por exemplo, no Grupo Bambuí em Vazante, formado a partir de material rico em Rb, e muito antigo (mais de 2 000 m.a.), a razão inicial obtida foi de 0.83 (Amaral e Kawashita, 1967).

Tanto na Bacia do Paraná como na do Amazonas, as razões iniciais das isócronas obtidas (Vide Tabela 17) variaram entre 0.711 e 0.726, o que mostra que os sedimentos não incorporaram, na época da deposição, grandes quantidades de  $\text{Sr}^{87}$  radiogênico. Para a Bacia do Paraná, isto pode ser explicado pela idade relativamente nova do embasamento por ocasião da deposição dos sedimentos das Formações Ponta Grossa e Rio Bonito. Pode-se imaginar facilmente uma derivação a partir de material formado no Ciclo orogênico Brasileiro (fim do Pré-Cambriano e início do Paleozóico), proveniente dos cinturões orogênicos Ribeira (a Leste) e Paraguai-Araguaia (a Oeste). Para a Bacia do Amazonas, entretanto, as idades conhecidas de seu embasamento são mais antigas, anteriores a 1 000 m.a. (Vide Capítulo V deste trabalho). Assim, na opinião do presente autor, as razões iniciais relativamente baixas das formações amazônicas podem ser explicadas pela relativa pobreza em Rb nas rochas do embasamento antigo, ou por diluições com estrôncio comum nos próprios ambientes de deposição dos sedimentos analisados.

BIBLIOGRAFIA

- ABDEL-MONEN, A.A. e KULP, J.L. (1968) - Paleogeography and the source of sediments of the Triassic Basin, New Jersey, by K-Ar dating - Geol.Soc. of Am. Bull. 79, 1231 - 1242.
- AMARAL, G. (1967) - Potassium-argon age measurements of some brazilian glauconites - Earth Planet.Sci. Letters,3, 190-192.
- AMARAL,G., CORDANI,U.G., KAWASHITA, K. and REYNOLDS, J. H. (1966) - Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brazil - Geochim. Cosmoch. Acta. 30, 159-189.
- AMARAL,G.e KAWASHITA,K. (1967) - Determinação da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb-Sr. Anais XXI Cong.Bras. Geol. 214-217.
- ANDRADE,C.A.C. e CUNHA,F.M.B. (1971) - Revisão Geológica da Bacia paleozóica do Amazonas. Anais XXV Cong.Bras.Geol. - São Paulo, 3, 93-112.
- BARBOSA,O. (1967) - Tectônica na bacia amazônica. Atas do Simpósio sobre a Biota Amazônica, 1, (Geociências),C.N. Pesquisas, Rio de Janeiro, GB.
- BAILEY, S.W., HURLEY,P.M., FAIRBAIRN, H.W. e PINSON,W.H.Jr. (1962) - K-Ar dating of sedimentary illite polytypes. Bull.Geol.Soc.Amer. 73, (9) - 1167-1170.
- BISCAYE,P.E. and DASH,E.J. (1971) - The rubidium, strontium, strontium-isotope system in deep sea sediments: Argentine Basin. J.Geophys.Res. 76(21), 5087-5096.
- BOFINGER, V.M., COMPSTON, W. e VERNON, M.J. (1968) - The application of acid leaching to the Rb-Sr dating of a Middle Ordovician shale.Geochim.Cosmoch. Acta 32, (8), 823-833.
- BOFINGER, V.M. e COMPSTON, W. (1967) - A reassessment of the age of the Hamilton Group, New York and Pennsylvania, and role of inherited radiogenic Sr<sup>87</sup>. Geochim.Cosmochim. Acta, 31(12). 2353-2358.

- BONHOMME, M. e MONTPEYROUX, J. (1964) - Age par la méthode au strontium de deux argiles du Lias du département du Lot, C.R. 88 Cong. Nat.Soc.Sav., 2, 223-225.
- BONHOMME, M., WEBER, F. e FAVRE-MERCURET, R., (1965) - Age par la méthode rubidium-strontium des sédiments du Bassin de Franceville (République Gabonaise, Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 18(4), 243-252.
- BONHOMME, M. e MILLOT, G. (1966) - Minéraux argileux et géochimie isotopique. Proc. Int. clay Conf. 1, 121-133.
- BONHOMME, M., VIDAL, P. e COGNÉ, J. (1968) - Détermination de l'âge tectonique de la série ordovicienne et silurienne de l'Anse du Veryac'h (Presq'île de Crozon, Finistère). Bull.Serv.Carte géol.Als. Lorr., 21(4), 249-252.
- BONHOMME, M., CLAUER, N., COTILLON, P. et LUCAS, J. (1969) - Datation rubidium-strontium de niveaux glauconieux du Crétacé inférieur de Haute Provence: mise en évidence d'une diagenèse. Bull.Serv.Carte Géol.Als.Lorr., 22(4).
- BROOKS, C. e COMPSTON, W. (1965) - The age and initial  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  of the Heemskirk granite, western Tasmania. J. Geophys. Res., 70, 6249-6262.
- CLARKE, J.M. (1899) - Moluscos devonianos do Estado do Pará, Brasil, Arq.Mus.Nac., Rio de Janeiro, 10, 49-174.
- COMPSTON, W., JEFFERY, P.M. (1961) - Metamorphic Chronology by the rubidium-strontium method. Ann. N.Y.Acad.Sci. 91, 185-191.
- COMPSTON, W. e PIDGEON, R.T. (1962) - Rubidium-Strontium dating of shales by the total rock method. J.Geophys. Res. 67(9), 3493-3502.
- CORDANI, U.G. e BITTENCOURT, I. (1967) - Determinações de idade de potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui. Anais XXI Cong.Bras. Geol. - Curitiba. 221-233.
- CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K. (1971) - Estudo Geocronológico pelo método Rb-Sr, de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. Anais XXV Cong.Bras.Geol. - São Paulo. 1, 105-110.
- DAEMON, R.F., QUADROS, L.F. e SILVA, L.C. (1967) - Devonian palinology and biostratigraphy on the Paraná Basin. Boletim Paranaense de Geociências - Curitiba, 21/22. 99-132.

- DAEMON, R.F. e CONTREIRAS, C.J.A. (1971) - Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas, Anais XXV Cong. Bras. Geol. - São Paulo - 3, 77-88.
- DASH, E.J. (1969) - Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments, and sedimentary rocks. Geochim. Cosmochim. Acta. 33, (12), 1521-1554.
- EVERNDEN, J., CURTIS, G.H., OBRADOVICH, J. e KISTLER, R. (1961) - On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the potassium-argon method. Geochim. Cosmoch. Acta. 23(1), 78-99.
- FAIRBAIRN, H.W. e HURLEY, P.M. (1970) - Evaluation of X-ray fluorescence and mass spectrometric analyses of Rb and Sr in some silicate standards - 18th Ann. Rept. U.S.A.E.C. AT(30-1) - 1381, M.I.T. 135-143.
- FLANAGAN, F.J. (1969) - U.S. Geological Survey standards II. First compilation of data for the new U.S.G.S. rocks. Geochim. Cosmoch. Acta, 33(1), 81-120.
- FREITAS, E.B. (1960) - Relatório interno Petrobrás S/A poço NA-1-PA. (inédito).
- FULFARO, V.J. (1971) - A evolução tectônica e Paleogeográfica da Bacia Sedimentar do Paraná pelo "Trend Surface Analyses" - Tese de Livre Docência, 112 pp, Inst. Geociências, USP. (inédito).
- HARLAND, W.B., SMITH, A.G. e WILCOCK, B. (eds) - (1964) - The phanerozoic time-scale. London, Geol. Soc. London, 458 pp.
- HILDRETH, R.A. e HENDERSON, W.T. (1971) - Comparison of  $Sr^{87}/Sr^{86}$  for sea water strontium and the Eimer and Amend  $SrCO_3$ . Geochim. Cosmoch. Acta 35, (2), 235-238.
- HOWER, J., HURLEY, P.M., PINSON, H.W., and FAIRBAIRN, H.W. (1963) - The dependence of K-Ar age of the mineralogy of various particle size ranges in a shale. Geochim. Cosmoch. Acta 27, 405-410.
- HURLEY, P.M. (1966) - K-Ar dating of sediments. Em "Potassium Argon Dating". Comp. por Schaeffer, O.A. e Zähringer, J. - Springer-Verlag: 134-150.
- HURLEY, P.M., CORMIER, R.F., HOWER, J., FAIRBAIRN, H.W., e PINSON, W.H. Jr. (1960) - Reliability of glauconite for age measurement by K-Ar and Rb-Sr methods Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 44, f.11, 1793-1808.

- HURLEY, P.M., BROOKINS, D.G., PINSON, W.H., W.R. e FAIRBAIRN, H.W. (1961) - K-Ar studies of Mississippi and other river sediments. Geol.Soc.Am. Bull., 72. 1807-1816.
- INGHRAM, M.G. (1954) - Stable isotope dilution as an analytical tool. Ann.Rev.Nucl.Sci. (4), 81-91.
- KAWASHITA, K. (1969) - Um sensível espectrometro de massa de fonte sólida e sua aplicação a análise de K, Rb e Sr. Trabalho apresentado para obtenção do grau de Mestre em Geologia, Fac.Fil.C.e Letras da USP, (inédito).
- KOVACH, J. and FAURE, G. (1967) - Rb-Sr total - rock age of the Gunflint Formation of Ontario. Abstract Program, Meeting of the North-Central Section of the Geol.Soc.America, Bloomington, Indiana.
- KULBICKI, G. (1961) - Interprétation des mesures d'âges fournies par l'analyse des minéraux argileux d'une série sédimentaire d'Australie- Science de la Terre, Nancy. Colloque Intern. Geochronologie, Nancy, May, 1965.
- LANGE, F.W. (1967) - Subdivisão bioestratigráfica e revisão da coluna siluro-devoniana da Bacia do Baixo Amazonas. Atas do Simpósio sobre a Biota Amazônica, 1, (Geociências), C.N. Pesquisas, Rio de Janeiro, GB.
- LANGE, F.W. (1967a) - Bioestratigraphic subdivision and correlation of the Devonian in the Paraná Basin, Boletim Paranaense de Geociências, 21/2, 63-97.
- LANGE, F.W. e PETRI, S. (1967) - The Devonian of the Paraná Basin. Boletim Paranaense de Geociências, 21/2, 5-55.
- LEINZ, V. (1949) - Contribuição à Geologia dos derrames basálticos do Sul do Brasil. Bol. Fac.Fil.C. e Letras da USP, nº 103, Geologia nº 5, São Paulo.
- LUCAS, J. (1962) - La transformation des minéraux argileux dans la sedimentation. Etudes sur les argiles du Trias. Mém.Carte Géol.Als.Lorr. (23), 202 pp.
- LUDWIG, G. (1964) - Divisão estratigráfico-faciológica do paleozóico da Bacia Amazônica, Petrobrás/Cenap, Mon.1, 71 pp.
- MEIER, V. (1963) - Relatório interno Petrobrás S/A. poço MS-4-AM. (inédito).

- MENDES, J.C. (1967) - Evolução geológica da Amazônia. Breve Histórico das pesquisas. Atas do Simpósio sobre a Biota Amazônica, 1 (Geociências), C.N.Pesquisas, Rio de Janeiro, GB.
- MENDES, J.C. (1967a) - Paleobiotas carboníferas da Amazônia, Atas do Simpósio sobre a Biota Amazônica, 1 (Geociências), C.N.Pesquisas, Rio de Janeiro, GB.
- MENDONÇA, P. (1965) - Relatório interno Petrobrás S/A. poço MO-1-PR (inédito).
- MURPHY, V.R. e COMPSTON, W. (1965) - Rb-Sr ages of Chondrules and carbonaceous chondrites. J.Geophys.Res., 70, 5297-5307.
- MCDUGALL, I., COMPSTON, W. e BOFINGER, V.M. (1966) - Isotopic age determinations on Upper Devonian Rocks from Vitoria, Australia. A revised estimate for the age of the devonian carboniferous boundary. Geol.Soc.Am., Bull. 77, 1075-1088.
- MCINTYRE, G.A., BROOKS, C., COMPSTON, W. e TUREK, A. (1966) - The statistical assessment of Rb-Sr isochrons. J. Geophys. Res., 71 (22), 5459-5468.
- NICOLAYSEN, L.O. (1961) - Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. Ann. N.Y. Acad. Sci., 91, 198-206.
- NORTHFLEET, A.A., MEDEIROS, R.A. e MUHLMANN, H. (1969) - Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. Bol. Tec. Petrobrás, Rio de Janeiro, 12(3), 291-346.
- NOVIKOV, E.A. (1963) - New Data on the absolute age of the Taurian shales of Crímea, Akad.Nauk USSR Dokl., 153, 100-101.
- PERMYAKOV, V.V. e SAVCHENKO, N.A. (1963) - The relationship between determinations of absolute and relative age of the shales of the Central Caucasus. Akad.Nauk. USSR Dokl., 149, 106-108.
- QUEIROS, J. (1965) - Relatório interno Petrobrás S/A. poço MO-2-PR (inédito).
- RATHBURN, R. (1874) - On the devonian brachiopoda of Ererê, Province of Pará, Brazil. Bull. Buffalo Soc. Nat. Sci., 1, 236-261.

- REESMAN, R.H. (1968) - A rubidium-strontium isotopic investigation of the possibility of dating hydrothermal mineral deposits. 16 th. Ann.Rept., U.S.A.E.C., AT(30-1), 1381, M.I.T., 15-56.
- REYNOLDS, J.H. (1956) - High sensitivity mass spectrometer for noble gas analysis - Rev.Sci.Instrum. 27, 928-934.
- SHIELDS, R.M. (1963) - A computer program to calculate a least squares isochron and associated errors 11 th Ann.Rept. U.S.A.E.C., AT(30-1) - 1381, M.I.T. 149-152.
- TURNER, F.J. e VERHOOGEN, J.R. (1960) - Igneous and metamorphic petrology. N.York, p.535.
- VIALETTE, Y. (1962) - Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au Sr des principaux massifs de granites et de migmatites du Massif Central Français. Ann.Fac.Sci., Clermond-Ferrand Géol. Min. 6(6), 88 pp.
- WICKMAN, F.E. (1948) - Isotope ratios: a clue to the age of certain marine sediments - J.Geol. 56, 61-66.
- WILLIAMSON, J.H. (1968) - Least-squares fitting of a straight line, Canad. J.Phys., 46, 1845-1847.
- WHITEHOUSE, U.G. e McCARTER, R.S. (1968) - Diagenetic modification of clay-mineral types in artificial sea water. 81-119 in Swinford, A. Editor. Clays and clay minerals, 5, Washington, D.C., Natl. Research Council Publ. 566, 360 pp.
- WHITNEY, P.R. e HURLEY, P.M. (1964) - The problem of inherited radiogenic strontium in sedimentary age determination. Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 425-436.
- YODER, H.S. e EUGSTER, H.P. (1955) - Synthetic and natural muscovites. Geochim. Cosmoch. Acta, 8, 225-280.
- YORK, D. (1966) - Least-squares fitting of a straight line. Can.J.Phys. 44, 1079-1086.
- YORK, D. (1969) - Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. Earth Planet. Sci. Letters, 5, 320-324.

## APÊNDICE 1

### Descrição sucinta das amostras analisadas

Todas as amostras estudadas provêm das coleções de testemunhos da Petrobrás, e foram gentilmente colocadas a disposição do autor.

Os caracteres macroscópicos foram enumerados, para cada amostra, tendo-se como base as descrições dos testemunhos que constam dos vários relatórios internos da Petrobrás, acrescidas de observações do autor. Em todos os casos foi efetuado estudo petrográfico, em seções delgadas.

A quase totalidade das amostras foi estudada por difratometria de raios X, principalmente para identificação dos minerais de argila presentes. Nestes casos foram analisadas amostras de "rocha total", com exceção de algumas referidas nas descrições, em que as determinações foram feitas nas frações de granulação inferior ou superior a 4  $\mu$ . Entre os minerais determinados por difratometria, não foi incluído o quartzo, presente em todas as amostras, em quantidades sempre consideráveis. Os outros minerais foram relacionados na ordem estimada de abundância relativa, para cada amostra. Em alguns casos, para auxiliar nas interpretações dos difratogramas, foram também efetuadas análises térmicas diferenciais.

A seguir relacionaremos as principais características das amostras analisadas:

AG-1-MT - T-12 - 1001 m - Folhelho siltoso

Folhelho cinza escuro, com bandas siltosas. Quantidade considerável de muscovita detrítica, além de hidróxidos de ferro, e carbonatos. Por difratometria, na fração acima de 4  $\mu$ , foram identificados caolinita, muscovita e/ou ilita, feldspato, carbonato.

CP-1-SP - T-21 - 686 m - Siltito laminado

Siltito rítmico (varvito) cinzento claro a escuro, apresentando grânulos envolvidos por massa argilosa. Aparecem corrugações nos planos de estratificação.

Difratometria: Feldspato, muscovita e/ou ilita, caolinita, clorita, carbonato.

CP-1-SP - T-29 - 888m - Folhelho

Folhelho cinzento escuro, micromicáceo.

CP-1-SP - T-31 - 987 m - Matriz de tilito

Tilito com matriz argilosa, cinzento escuro, com seixos e grânulos essencialmente de quartzito.

Difratometria: Caolinita, feldspato, muscovita e/ou ilita, clorita, carbonato.

CP-1-SP - T-58 - 1511 m - Folhelho

Folhelho cinzento escuro com algumas bandas siltosas. Notam-se algumas palhetas de muscovita clástica na parte argilosa, provavelmente caulínica.

CT-2-PR - 197 m - Folhelho impuro

Folhelho cinzento com grande quantidade de material detrítico, acima de 20%, constituído por muscovita, quartzo, feldspatos e biotita. Entre os feldspatos, pelo menos alguns cristais são de microclínio.

Difratometria: caolinita, muscovita e/ou ilita, montmorilonita, vermiculita, feldspato, carbonato.

FB-1-Az - T-25 - 1500 m - Folhelho

Folhelho castanho escuro, com poucos cristais visíveis de muscovita detrítica e quartzo.

Difratometria: caolinita, feldspato, muscovita e/ou ilita.

FB-1-Az - T-27 - 1610 m - Folhelho calcífero

Folhelho cinzento, calcífero e fossilífero. Calcita em pequenos veios e bolsas. Poucos cristais detríticos de quartzo e muscovita.

Difratometria: calcita, caolinita, muscovita e/ou ilita, clorita e/ou vermiculita.

FB-1-Az - T-36 - 2000 m - Folhelho arenoso

Leitos intercalados de folhelho e arenito muito fino. O arenito é cinzento, composto essencialmente de quartzo, com poucos grãos de microclínio em matriz caolinítica. O folhelho é cinzento, com alguns grãos de quartzo.

Difratometria: feldspato, caolinita, muscovita e/ou ilita, carbonato, clorita, montmorilonita.

MO-1-PR - T-12 - 825 m - Folhelho

Folhelho cinzento escuro, micromicáceo, com alguns cristais de quartzo. Alguns leitos de siltito onde distingue-se clorita, biotita, microclínio e carbonato microgranular.

Difratometria: muscovita e/ou ilita, caolinita, clorita e/ou montmorilonita.

MO-1-PR - T-14 - 1095 m - Folhelho

Folhelho cinzento escuro a preto, micromicáceo, em matriz contendo hidróxido de ferro.

Difratometria: caolinita, muscovita e/ou ilita.

MO-2-PR - T-16 - 1040 m - Folhelho

Folhelho cinzento escuro, carbonoso e com cristais de pirita.

Difratometria: caolinita, muscovita e/ou ilita, clorita e/ou vermiculita.

MO-2-PR - T-19 - 1300 m - Folhelho

Folhelho cinzento escuro a preto, micromicáceo, com alguns cristais de pirita.

Difratometria: caolinita, muscovita e/ou ilita, feldspato, carbonato, clorita e/ou vermiculita.

MO-2-PR - T-20 - 1400 m - Folhelho

Folhelho preto, com alguns poucos cristais de mica detritica orientados segundo os planos de foliação. Pequenos e raros cristais de quartzo.

Difratometria: caolinita, feldspato, clorita, carbonato.

MS-4-AM - T-29 - 1400 m - Folhelho siltoso

Folhelho cinzento escuro, siltoso, micromicáceo, intercalado com siltito argiloso branco cinzento.

Difratometria: feldspato, muscovita e/ou ilita, caolinita, clorita.

MS-4-AM - T-30 - 1407 m - Folhelho siltoso

Folhelho castanho escuro, siltoso. Material detrítico em grande quantidade, acima de 20%. incluindo quartzo, muscovita e biotita. Contém matéria carbonosa.

Difratometria: muscovita e/ou ilita, caolinita, feldspato, clorita e/ou vermiculita, montmorilonita, carbonato.

MS-4-AM - T-32 - 1415 m - Folhelho siltoso

Folhelho castanho escuro, siltoso, carbonoso, com alguns cristais maiores de quartzo e lâminas de muscovita.

Difratometria: da fração menor que 4  $\mu$ : caolinita e ilita e/ou muscovita.

MS-4-AM - T-33 - 1420 m - Arenito argiloso

Arenito fino argiloso, arcoziano, cinzento. Cristais de quartzo semi-alongados, e grande quantidade de feldspatos. Notam-se também muscovita, biotita, clorita, turmalina e carbonatos.

Difratometria da fração menor que 4  $\mu$ : caolinita, clorita e carbonato.

MS-4-AM - T-35 - 1425 m - Arenito fino

Arenito fino, arcoziano, cinzento com algumas intercalações de folhelho cinzento escuro. Aparecem no arenito quartzo, microclínio, plagioclásio e muscovita, em matriz caolinítica. As intercalações finas possuem mica detrítica em matriz rica em matéria orgânica.

Difratometria da fração menor que 4  $\mu$ : caolinita e ilita e/ou muscovita.

MS-4-AM - T-36 - 1426 m - Arenito fino

Arenito fino, arcoziano, cinzento. Cristais angulosos de quartzo, microclínio e plagioclásio em matriz contendo palhetas de muscovita.

Difratometria: caolinita, feldspato, muscovita e/ou ilita, vermiculita.

MS-6-AM - T-8 - 1372 m - Folhelho siltoso

Folhelho siltoso castanho, micromicáceo. Grãos detríticos de quartzo, feldspato, muscovita e clorita.

Difratometria: muscovita e/ou ilita, caolinita, clorita e feldspato.

MS-6-AM - T-11 - 1382 m - Folhelho

Folhelho esverdeado, micromicáceo, homogêneo.

Difratometria da fração menor que 4  $\mu$ : caolinita, ilita e/ou muscovita, feldspato, montomorilonita.

MS-6-AM - T-14 - 1392 m - Folhelho siltoso

Folhelho siltoso, esverdeado, com pequenos leitos de siltito, com cimento calcífero. Alguns grãos detríticos de quartzo e feldspato.

Difratometria: muscovita e/ou ilita, caolinita, carbonato, clorita e/ou montmorilonita.

MS-6-AM - T-17 - 1400 m - Folhelho calcífero

Folhelho calcífero, esverdeado. Poucos cristais detríticos de quartzo, opacos e feldspatos.

Difratometria: carbonato, feldspato, muscovita e/ou ilita.

NA-1-PA - T-22 - 1332 m - Folhelho

Folhelho cinzento escuro a preto, com pequenos veios de quartzo. Alguns grãos detríticos de quartzo e muscovita.

Difratometria: caolinita, muscovita e/ou ilita, clorita e/ou vermiculita, carbonato.

NA-1-PA - T-25 - 1439 m - Folhelho impuro

Folhelho preto com leitos concordantes de quartzo (veios ?). Grãos detríticos de biotita, muscovita e carbonatos.

Difratometria: caolinita, muscovita e/ou ilita, clorita e/ou vermiculita, carbonato.

NA-1-PA - T-28 - 1629 m - Folhelho

Folhelho preto, com carbonato autógeno (dolomita ou ankerita).

Difratometria: muscovita e/ou ilita, caolinita, feldspato.

NO-3-AZ - T-26 - 3245 m - Folhelho siltoso

Folhelho siltoso, cinzento escuro, com intercalações de siltito argiloso. Alguns grãos clásticos de muscovita.

Difratometria: caolinita, muscovita e/ou ilita, clorita.

NO-3-AZ - T-27 - 3258 m - Arenito fino

Arenito muito fino, castanho, contendo essencialmente quartzo em matriz que inclui muscovita fina. Aparecem cerca de 10% de feldspatos.

Difratometria: caolinita, muscovita e/ou ilita, feldspatos, vermiculita, carbonato.

NO-3-AZ - T-28 - 3292 m - Folhelho micáceo

Folhelho cinzento a preto, contendo grande quantidade de muscovita detrítica, betuminoso e fossilífero.

Difratometria da fração menor que 4  $\mu$ : caolinita, ilita e/ou muscovita, carbonato.

RP-1-MT - T-18 - 2807 m - Folhelho siltoso

Folhelho cinzento escuro a preto, com intercalações siltosas, com grande quantidade de muscovita e epídoto.

Difratometria: muscovita e/ou ilita, caolinita, feldspato, carbonato.



TV-4-SC - T-10 - 1941 m - Folhelho impuro

Folhelho cinzento, com intercalações de siltitos e arenitos muito finos.

Difratometria: muscovita e/ou ilita, caolinita, feldspato, clorita, carbonato.

TV-4-SC - T-13 - 1956 m - Folhelho carbonoso

Folhelho cinzento com impregnações de material carbonoso.

Difratometria: caolinita, muscovita e/ou ilita, carbonato, feldspato.

TV-4-SC - T-16 - 1988 m - Folhelho

Folhelho cinzento, micromicáceo.

Difratometria da fração inferior a 4  $\mu$ : ilita e/ou muscovita, caolinita, clorita e/ou vermiculita.

TV-4-SC - T-19 - 1998 m - Folhelho

Folhelho cinzento, micromicáceo.

Difratometria: caolinita, muscovita e/ou ilita, feldspato, montmorinólita, clorita e/ou vermiculita, carbonato.

TV-4-SC - T-26 - 2016 m - Folhelho siltoso

Folhelho siltoso castanho-acinzentado, com grande quantidade de quartzo. Quantidade apreciável de mica, e alguns grãos de plagioclásio e de carbonato autógeno.

Difratometria: muscovita e/ou ilita, feldspato, caolinita, calcita.

TV-4-SC - T-30 - 2040 m - Folhelho impuro

Folhelho cinzento com intercalações de siltito e arenito fino. Material detrítico em quantidade superior a 20%, incluindo quartzo e feldspatos.

Difratometria: muscovita e/ou ilita, caolinita, feldspato, carbonato, clorita.

TV-4-SC - T-34 - 2060 m - Arenito fino

Arenito fino, siltoso e argiloso, cinzento escuro. Bem estratificado, com muscovita nos planos de acamamento. Difractometria: caolinita, muscovita e/ou ilita, clorita, feldspato, carbonato.

TV-4-SC - T-37 - 2070 m - Arenito muito fino

Arenito muito fino cinzento, argiloso, com textura dia mictítica. Predominam grãos de quartzo (cerca de 75%), aparecendo feldspato potássico em grãos sub-angulosos (10-15%) plagioclásio e calcita. Matriz argilosa micro cácea.

Difractometria: feldspato, muscovita e/ou ilita, caolini ta, clorita, carbonato.

UR-1-AM - T-22 - 2340 m - Siltito

Siltito castanho, constituído por quartzo e lâminas de muscovita detrítica em matriz contendo grande quantidade de hidróxido de ferro.

Difractometria: caolinita, muscovita e/ou ilita.

UR-1-AM - T-25 - 2414 m - Siltito argiloso

Siltito argiloso, castanho, constituído por quartzo, muscovita e biotita degradada. Bem laminado, com lei tos irregulares. Grãos de quartzo indicando recrista lização diagenética. Foram identificados alguns grãos de turmalina, zircão e feldspatos.

Difractometria em peça polida: caolinita, muscovita e/ou ilita, montmorilonita.

UR-1-AM - T-26 - 2492 m - Folhelho siltoso

Folhelho siltoso cinzento a preto, homogêneo, com fo liação mal desenvolvida. Aparecem muscovita e quartzo detríticos em matriz contendo material orgânico.

Difractometria em peça polida: caolinita, muscovita e/ou ilita, clorita.

UR-1-AM - T-28 - 2549 m - Folhelho siltoso

Folhelho cinzento a preto com intercalações de siltito argiloso com textura diamictítica. No material aparecem muscovita e biotita detríticas, bem como grãos de quartzo dispersos.

Difratometria da fração menor que 4  $\mu$ : caolinita, ilita e/ou muscovita, feldspato, carbonato.

APÊNDICE 2

DETERMINAÇÕES

Rb-Sr

DADOS

ANALÍTICOS

Nº LAB.* (SPR)	AMOSTRA	POÇO	PROFUNDIDADE	MATERIAL**	DIL. ISOT.		FL.RX		Rb <sup>tot</sup> /Sr <sup>tot</sup>		Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>
					Rb ppm	Sr ppm	Rb ppm	Sr ppm	D.I.	RX		
134	Folhelho	MO-1-PR	T-12, 825m	RT	182	125	178	128	1.46	1.39	4.22±0.07	0.741±0.003
135	Folhelho	MO-1-PR	T-14, 1095m	RT	159	102	-	-	1.56	-	4.50±0.14	0.749±0.005
137	Folhelho	MO-2-PR	T-19, 1300m	RT	167	155	171	154	1.08	1.11	3.12±0.06	0.742±0.004
145	Folhelho	MO-2-PR	T-16, 1040m	RT	176	83.9	175	82.9	2.09	2.11	6.04±0.20	0.751±0.004
154	Folhelho impuro	NA-1-PA	T-25, 1439m	RT	173	103	168	99.6	1.68	1.69	4.85±0.11	0.745±0.004
155	Folhelho	NA-1-PA	T-28, 1629m	RT	173	137	-	-	1.26	-	3.65±0.08	0.734±0.005
156	Folhelho	NA-1-PA	T-22, 1332m	RT	164	192	-	-	0.85	-	2.46±0.06	0.733±0.005
157	Folhelho siltoso	TV-4-SC	T-26, 2016m	RT	355	78.7	-	-	4.48	-	12.98±0.23	0.768±0.003
158	Arenito fino	TV-4-SC	T-34, 2060m	RT	190	120	181	115	1.58	1.57	4.58±0.10	0.747±0.004
159	Arenito muito fino	TV-4-SC	T-37, 2070m	RT	149	89.5	-	-	1.66	-	4.80±0.10	0.754±0.005
160 (134 R <sub>1</sub> )	Folhelho	MO-1-PR	T-12, 825m	RT	185	133	-	-	1.39	-	4.01±0.19	0.739±0.005
161	Folhelho siltoso	RP-1-MT	T-18, 2807m	RT <4μ	220	137	212	134	1.60	1.58	4.64±0.09	0.738±0.002
162	Folhelho	TV-4-SC	T-16, 1988m	RT <4μ	288	87.4	302	86.9	3.28	3.48	9.48±0.31	0.745±0.004
163	Folhelho impuro	TV-4-SC	T-10, 1941m	RT <4μ	212	90.4	-	-	2.35	-	6.85±0.15	0.743±0.003
165	Folhelho siltoso	MS-6-AM	T-8, 1372m	RT <4μ	164	121	-	-	1.40	-	3.91±0.09	0.752±0.006
166	Folhelho	MS-6-AM	T-11, 1382m	RT <4μ	191	82.6	195	83.3	2.30	2.34	6.55±0.16	0.743±0.003
167	Folhelho calcífero	MS-6-AM	T-17, 1400m	RT <4μ	130	238	-	-	0.55	-	1.58±0.05	0.722±0.004
168	Folhelho siltoso	MS-6-AM	T-14, 1392m	RT <4μ	227	74.0	218	72.0	3.06	3.03	8.85±0.16	0.754±0.003
170	Folhelho micáceo	NO-3-AZ	T-28, 3292m	RT <4μ	119	50.8	-	-	2.32	-	6.70±0.14	0.762±0.005
171	Folhelho impuro	CT-2-PR	197m	RT(B)<4μ	181	144	173	139	1.26	1.24	3.62±0.08	0.741±0.003

Apêndice 2 (continuação)

Nº LAB.* (SPR)	AMOSTRA	POÇO	PROFUNDIDADE	MATERIAL**	DIL. Rb ppm	ISOT. Sr ppm	FL.RX		Rb <sup>tot</sup> D.I.	Sr <sup>tot</sup> EX	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>
							Rb ppm	Sr ppm				
172	Folhelho impuro	TV-4-SC	T-10, 1941m	RT	173	93.0	-	-	1.85	-	5.35±0.09	0.738±0.003
173	Folhelho carbonoso	TV-4-SC	T-13, 1956m	RT	179	199	176	192	0.90	0,92	2.61±0.05	0.722±0.003
174	Folhelho	TV-4-SC	T-16, 1988m	RT	224	90.2	218	87.8	2.47	2.48	7.14±0.17	0.740±0.004
175	Folhelho	TV-4-SC	T-19, 1998m	RT	226	103	222	103	2.17	2.16	6.29±0.12	0.737±0.003
176	Folhelho siltoso	MS-6-AM	T-8, 1372m	RT	137	127	-	-	1.10	-	3.12±0.07	0.746±0.004
177	Folhelho	MS-6-AM	T-11, 1382m	RT	142	78.6	-	-	1.79	-	5.18±0.09	0.746±0.003
178	Folhelho siltoso	MS-6-AM	T-14, 1392m	RT	172	71.3	-	-	2.40	-	6.94±0.14	0.747±0.003
179	Folhelho impuro	NA-1-PA	T-25, 1439m	RT <4μ	183	111	-	-	1.65	-	4.72±0.13	0.743±0.004
180	Folhelho	NA-1-PA	T-22, 1332m	RT <4μ	190	259	-	-	0.73	-	2.13±0.05	0.728±0.004
182	Folhelho	MO-1-PR	T-12, 825m	RT <4μ	252	176	257	176	1.43	1.46	4.14±0.09	0.739±0.003
183	Folhelho calcífero	MS-6-AM	T-17, 1400m	RT	-	312	78.1	287	-	0.27	0.75±0.04	0.717±0.003
184 R	Folhelho impuro	CT-2-PR	- 197m	RT <4μRES	184	113	-	-	1.63	-	4.72±0.13	0.745±0.005
184 L	Folhelho impuro	CT-2-PR	- 197m	RT <4μLIX	-	-	-	-	-	-	-	0.722±0.003
185 R	Folhelho siltoso	RP-1-MT	T-18, 2807m	RT <4μRES	208	110	-	-	1.88	-	5.46±0.17	0.739±0.005
185 L	Folhelho siltoso	RP-1-MT	T-18, 2807m	RT <4μLIX	2.19	54.7	-	-	0.04	-	0.111±0.004	0.723±0.003
186 R	Folhelho	MO-2-PR	T-19, 1300m	RT <4μRES	204	84.5	-	-	2.41	-	7.00±0.20	0.765±0.005
186 L	Folhelho	MO-2-PR	T-19, 1300m	RT <4μLIX	3.49	20.7	-	-	0.17	-	0.49±0.02	0.729±0.003
187 R	Folhelho calcífero	MS-6-AM	T-17, 1400m	RT <4μRES	77.3	38.3	-	-	2.02	-	5.85±0.20	0.751±0.004
187 L	Folhelho calcífero	MS-6-AM	T-17, 1400m	RT <4μLIX	2.63	325	-	-	<0.01	-	0.024±0.001	0.713±0.003
188	Folhelho	MO-2-PR	T-16, 1040m	RT <4μ	-	112	205	112	-	1.83	5.30±0.17	0.745±0.006
189	Folhelho siltoso	MS-4-AM	T-29, 1400m	RT(A)	153	139	148	136	1.10	1.09	3.18±0.08	0.736±0.006

Apêndice 2 (continuação)

Nº LAB.* (SPR)	AMOSTRA	POÇO	PROFUNDIDADE	MATERIAL**	DIL.		ISOT.		FL.RX		Rb <sup>tot</sup> /Sr <sup>tot</sup> D.I.	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>
					Rb ppm	Sr ppm	Rb ppm	Sr ppm	Rb ppm	Sr ppm			
190	Folhelho siltoso	MS-4-AM	T-30, 1407m	RT (B)	185	140	-	-	1.32	-	3.81±0.08	0.741±0.004	
191	Folhelho siltoso	MS-4-AM	T-32, 1415m	RT (B)	101	98.9	98.5	92.0	1.02	1.07	2.95±0.06	0.732±0.003	
192	Arenito fino	MS-4-AM	T-35, 1425m	RT (B)	124	132	124	126	0.94	0.98	2.72±0.05	0.738±0.003	
193	Arenito fino	MS-4-AM	T-36, 1426m	RT (B)	97.9	143	-	-	0.68	-	1.98±0.04	0.733±0.003	
194	Folhelho siltoso	TV-4-SC	T-26, 2016m	RT <4μ	385	98.1	393	95.6	3.90	4.11	11.30±0.29	0.760±0.004	
195	Arenito fino	TV-4-SC	T-34, 2060m	RT <4μ	200	132	195	127	1.50	1.54	4.36±0.08	0.749±0.003	
196	Arenito muito fino	TV-4-SC	T-37, 2070m	RT <4μ	241	95.6	-	-	2.51	-	7.27±0.16	0.758±0.004	
197	Siltito argiloso	UR-1-AM	T-25, 2414m	RT	111	71.6	107	67.4	1.55	1.59	4.48±0.12	0.747±0.004	
198	Folhelho siltoso	UR-1-AM	T-26, 2492m	RT	115	61.9	-	-	1.86	-	5.40±0.15	0.753±0.007	
199	Siltito	UR-1-AM	T-22, 2340m	RT	83,0	107	82.1	104.5	0.77	0.79	2.23±0.06	0.729±0.005	
200	Folhelho siltoso	MS-4-AM	T-30, 1407m	RT <4μ	167	150	-	-	1.11	-	3.21±0.08	0.735±0.004	
201	Folhelho siltoso	MS-4-AM	T-32, 1415m	RT <4μ	85,0	109	-	-	0.78	-	2.26±0.06	0.726±0.005	
203	Siltito	UR-1-AM	T-22, 2340m	RT <4μ	70,8	94.4	-	-	0.75	-	2.16±0.04	0.731±0.003	
204	Folhelho siltoso	UR-1-AM	T-28, 2549m	RT	89.3	132.6	-	-	0.67	-	1.94±0.04	0.735±0.003	
205	Siltito argiloso	UR-1-AM	T-25, 2414m	RT <4μ	127	89.0	-	-	1.42	-	4.12±0.10	0.747±0.005	
206	Folhelho siltoso	UR-1-AM	T-26, 2492m	RT <4μ	121	63.8	133	66.4	1.90	2.00	5.46±0.13	0.754±0.006	
207	Folhelho siltoso	UR-1-AM	T-28, 2549m	RT <4μ	98.4	170	-	-	0.58	-	1.67±0.07	0.725±0.009	
208	Folhelho siltoso	NO-3-AZ	T-26, 3245m	RT <4μ	112	179	-	-	0.62	-	1.81±0.05	0.727±0.003	
209	Folhelho	MO-2-PR	T-19, 1300m	RT <4μ	179	181	176	177	0.99	0.99	2.85±0.07	0.737±0.004	
210	Arenito fino	NO-3-AZ	T-27, 3258m	RT <4μ	121	147	-	-	0.82	-	2.38±0.08	0.727±0.003	

Apêndice 2 (continuação)

Nº LAB.* (SPR)	AMOSTRA	POÇO	PROFUNDIDADE	MATERIAL**	DIL. Rb ppm	ISOT. Sr ppm	FL.RX		Rb <sup>tot</sup> D.I.	Sr <sup>tot</sup> RX	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>
							Rb ppm	Sr ppm				
211	Arenito argiloso	MS-4-AM	T-33, 1420m	RT (A)	126	140	-	-	0.90	-	2.60±0.05	0.734±0.003
216 (134 R <sub>2</sub> )	Folhelho	MO-1-PR	T-12, 825m	RT	184	131	-	-	1.40	-	4.03±0.11	0.742±0.005
219	Folhelho siltoso	RP-1-MT	T-18, 2807m	RT(lav.HCl)	214	71.7	214	75.7	2.97	2.83	8.59±0.19	0.761±0.003
220	Folhelho siltoso	AG-1-MT	T-12, 1001m	RT(A) <4μ	174	178	-	-	0.97	-	2.82±0.08	0.731±0.005
221	Folhelho siltoso	AG-1-MT	T-12, 1001m	RT (A)	143	132	-	-	1.08	-	3.12±0.11	0.740±0.005
222	Folhelho impuro	CT-2-PR	- 197m	RT <4μ LIX	4.18	33.9	-	-	0.12	-	0.35±0.04	0.722±0.005
223	Folhelho	MO-2-PR	T-16, 1040m	RT <4μ LIX	6.87	23.8	-	-	0.29	-	0.83±0.02	0.731±0.005
224	Folhelho impuro	CT-2-PR	- 197m	RT <4μ RES	175	103	-	-	1.70	-	4.90±0.14	0.748±0.003
225	Folhelho	MO-2-PR	T-16, 1040m	RT <4μ RES	170	58.1	-	-	2.91	-	8.43±0.20	0.756±0.005
230	Folhelho	NA-1-PA	T-28, 1629m	RT <4μ RES	-	-	172	136	-	1.26	3.67±0.11	0.728±0.004
231	Folhelho	NA-1-PA	T-28, 1629m	RT <4μ LIX	2.63	3.22	-	-	0.82	-	2.37±0.12	0.743±0.003
232	Arenito muito fino	TV-4-SC	T-37, 2070m	RT <4μ RES	156	74.8	152	76.9	2.09	1.98	6.11±0.30	0.753±0.003
233	Arenito muito fino	TV-4-SC	T-37, 2070m	RT <4μ LIX	2.18	15.4	-	-	0.14	-	0.41±0.02	0.719±0.004
237	Folhelho siltoso	NO-3-AZ	T-26, 3245m	RT (B)	-	-	71.6	118	-	0.61	1.76±0.05	0.728±0.003
239	Folhelho impuro	CT-2-PR	- 197m	RT (B)	-	-	164	117	-	1.40	4.06±0.12	0.742±0.006
240	Arenito argiloso	MS-4-AM	T-33, 1420m	RT (B)	-	-	99	104	-	0.95	2.77±0.10	0.732±0.003
241	Folhelho impuro	TV-4-SC	T-30, 2040m	RT	-	-	270	95.5	-	2.83	7.56±0.23	0.746±0.003
243	Arenito muito fino	TV-4-SC	T-37, 2070m	RT	-	-	148	87.8	-	1.69	4.90±0.15	0.746±0.004
245	Folhelho	MO-2-PR	T-20, 1400m	RT	-	-	148	139	-	1.06	3.07±0.09	0.738±0.003
246(188 R)	Folhelho	MO-2-PR	T-16, 1040m	RT <4μ	-	-	-	-	-	-	-	0.737±0.003
248(165 R)	Folhelho siltoso	MS-6-AM	T-8, 1372m	RT <4μ	-	-	-	-	-	-	-	0.747±0.002

Apêndice 2 (continuação)

Nº LAB.* (SPR)	AMOSTRA	POÇO	PROFUNDIDADE	MATERIAL**	DIL. ISOT.		FL. RX		Rb <sup>tot</sup> /Sr <sup>tot</sup> D.I. RX	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	
					Rb ppm	Sr ppm	Rb ppm	Sr ppm				
253	Folhelho siltito	MS-4-AM	T-29, 1400m	RT (B)	-	-	150	135	-	1.11	3.22±0.10	0.737±0.005
255	Folhelho micáceo	NO-3-AZ	T-28, 3292m	RT <4µ RES	-	-	164	68.0	-	2.41	6.96±0.21	0.759±0.003
256	Folhelho siltoso	MS-4-AM	T-30, 1407m	RT (B)	-	-	186	127	-	1.46	4.25±0.13	0.742±0.009
257	Folhelho	MO-1-PR	T-14, 1095m	RT	-	-	157	102	-	1.54	4.48±0.13	0.749±0.005
264	Folhelho impuro	CT-2-PR	- 197m	RT (A)	166	111	-	-	1.50	-	4.34±0.10	0.744±0.001
265	Folhelho calcífero	FB-1-AZ	T-27, 1610m	RT (B)	-	-	140	335	-	0.42	1.21±0.04	0.717±0.002
269	Folhelho argiloso	MS-4-AM	T-33, 1420m	RT (C)	-	-	72.2	95.3	-	0.76	2.20±0.06	0.728±0.003
270	Folhelho siltoso	RP-1-MT	T-18, 2807m	RT <4µ	-	-	212	134	-	1.58	4.59±0.12	0.742±0.003
271	Folhelho siltoso	AG-1-MT	T-12, 1001m	RT (B)	-	-	160	139	-	1.15	3.56±0.11	0.737±0.004
284	Arenito fino	MS-4-AM	T-36, 1426m	RT <4µ RES	-	-	87,5	145	-	0.60	1.76±0.05	0.730±0.004
285	Arenito fino	MS-4-AM	T-36, 1426m	RT <4µ LIX	1.56	14.65	-	-	0.11	-	0.31±0.02	0.715±0.004
287	Folhelho siltoso	MS-4-AM	T-30, 1407m	RT <4µ LIX	6.52	38.5	-	-	0.17	-	0.49±0.03	0.716±0.004
288	Folhelho siltoso	UR-1-AM	T-26, 2492m	RT <4µ RES	-	-	114	60.6	-	1.89	5.50±0.28	0.752±0.007
289	Folhelho siltoso	UR-1-AM	T-26, 2492m	RT <4µ LIX	2.26	1.17	-	-	1.93	-	5.56±0.28	0.750±0.005
290	Folhelho siltoso	UR-1-AM	T-28, 2549m	RT <4µ RES	-	-	87.8	130	-	0.67	1.96±0.08	0.733±0.006
291	Folhelho siltoso	UR-1-AM	T-28, 2549m	RT <4µ LIX	4.86	10.6	-	-	0.46	-	1.33±0.07	0.721±0.004
292	Arenito argiloso	MS-4-AM	T-33, 1420m	RT <4µ RES	-	-	98.3	100.3	-	0.98	2.85±0.11	0.736±0.004
293	Arenito argiloso	MS-4-AM	T-33, 1420m	RT <4µ LIX	2.50	5.59	-	-	0.44	-	1.29±0.06	0.725±0.004
294	Folhelho calcífero	FB-1-AZ	T-27, 1610m	RT <4µ RES	-	-	159	108	-	1.47	4.30±0.13	0.730±0.004

Apêndice 2 (continuação)

Nº LAB.* (SPR)	AMOSTRA	POÇO	PROFUNDIDADE	MATERIAL**	DIL. ISOT.		FL. RX		Rb <sup>tot</sup> /Sr <sup>tot</sup>	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	
					Rb ppm	Sr ppm	Rb ppm	Sr ppm				
MIT-1	Folhelho	FB-1-AZ	T-25, 1500m	RT	182	128	-	-	1.42	-	4.14±0.21	0.744±0.002
MIT-2	Folhelho calcífero	FB-1-AZ	T-27, 1610m	RT (A)	138	375	-	-	0.37	-	1.06±0.05	0.716±0.001
MIT-3	Folhelho arenoso	FB-1-AZ	T-36, 2000m	RT	203	98.5	-	-	2.06	-	5.98±0.30	0.745±0.002
MIT-4	Folhelho siltoso	MS-4-AM	T-30, 1407m	RT (A)	176	126	-	-	1.40	-	4.05±0.10	0.740±0.003
MIT-5	Folhelho siltoso	MS-4-AM	T-32, 1415m	RT (A)	96.3	96.0	-	-	1.00	-	2.91±0.08	0.732±0.003
MIT-6	Arenito argiloso	MS-4-AM	T-33, 1420m	RT (A)	119	135	-	-	0.88	-	2.56±0.07	0.730±0.003
MIT-7	Arenito fino	MS-4-AM	T-35, 1425m	RT (A)	130	118	-	-	1.10	-	2.63±0.07	0.738±0.003
MIT-8	Arenito fino	MS-4-AM	T-36, 1426m	RT (A)	92.1	134	-	-	0.69	-	1.99±0.05	0.733±0.003
MIT-9	Siltito laminado	CP-1-SP	T-21, 686m	RT	-	-	172	107	-	1.61	4.66±0.07	0.735±0.001
MIT-10	Folhelho	CP-1-SP	T-29, 888m	RT	-	-	193	119	-	1.62	4.70±0.24	0.740±0.002
MIT-11	Matriz de tilito	CP-1-SP	T-31, 987m	RT	-	-	176	120	-	1.47	4.28±0.09	0.745±0.002
MIT-12	Folhelho	CP-1-SP	T-58, 1511m	RT	-	-	102	73.5	-	1.39	4.03±0.17	0.740±0.002
MIT-13	Folhelho siltoso	NO-3-AZ	T-26, 3245m	RT (A)	-	-	-	-	-	0.59	1.70±0.07	0.723±0.001
MIT-14	Arenito fino	NO-3-AZ	T-27, 3258m	RT	-	-	-	-	-	0.31	0.89±0.04	0.722±0.002
MIT-15	Folhelho micáceo	NO-3-AZ	T-28, 3292m	RT	-	-	-	-	-	2.02	5.89±0.12	0.756±0.001
MIT-16	Matriz de tilito	CP-1-SP	T-31, 987m	RT <4µ	-	-	-	-	-	1.66	4.81±0.15	0.742±0.002

\* As amostras designadas por MIT foram analisadas no Massachusetts Institute of Technology.

\*\*RT = Rocha total; RT(A) ou RT(B) ou RT(C) = Análises sobre materiais da mesma amostra. RT(lav HCl) = Amostra tratada 15 minutos com HCl 1N. RT <4µ = Fração da amostra com granulação inferior a 4µ. RT <4µ RES = Amostra atacada com HCl 0,3N. Resíduo insólvel. RT <4µ LIX = Amostra atacada com HCl 0,3 N. Solução.

## APÊNDICE 3

## DETERMINAÇÕES K-Ar

## DADOS ANALÍTICOS

Nº LAB. (SPK)	AMOSTRA	POÇO	PROFUNDIDADE	MATERIAL**	ZK**	Ar <sup>40</sup> rad		ZAr <sup>40</sup> atm.	IDADE APAR. (m.a.)
						x10 <sup>-5</sup>	ccSTP/g		
1231	Folhelho impuro	CT-2-PR	- 197m	RT	3.03	6.66	4.2	484 ± 22	
1267	Folhelho siltoso	AG-1-MA	T-12, 1001m	RT (A)	2,98	6.20	4.3	462 ± 21	
1268	Folhelho siltoso	RP-1-MA	T-18, 2807m	RT (A)	4.69	6.21	4.2	306 ± 16	
1539	Arenito fino	TV-4-SC	T-34, 2060m	RT	3.45	6.78	10.9	438 ± 27	
1565	Folhelho siltoso	TV-4-SC	T-26, 2016m	RT	4.24	5.10	43.5	280 ± 13	
1574	Folhelho carbonoso	TV-4-SC	T-13, 1956m	RT	2.69	2.78	24.0	243 ± 15	
1576	Siltito laminado	CP-1-SP	T-21, 686m	RT	3.11	4.23	15.4	313 ± 20	
1577	Folhelho	CP-1-SP	T-58, 1511m	RT	2.16	3.18	17.0	337 ± 22	
1598	Folhelho micáceo	MO-2-PR	T-20, 1400m	RT	2.65	4.24	12.6	364 ± 23	
1599	Arenito muito fino	TV-4-SC	T-37, 2070m	RT	2.79	5.41	20.9	433 ± 19	
1674 (1565 R <sub>1</sub> )	Folhelho siltoso	TV-4-SC	T-26, 2016m	RT	4.24	5.10	64.0	280 ± 23	
1677	Folhelho siltoso	AG-1-MT	T-12, 1001m	RT (B)	2.54	5.68	29.3	491 ± 18	
1719	Folhelho micáceo	TV-4-SC	T-19, 1998m	RT	3.15	3.31	26.5	247 ± 17	
1723	Folhelho impuro	TV-4-SC	T-10, 1941m	RT	2.62	3.76	59.5	330 ± 15	
1724	Folhelho	CP-1-SP	T-29, 888m	RT	3.76	3.68	44.7	230 ± 19	
1726 (1565 R <sub>2</sub> )	Folhelho siltoso	TV-4-SC	T-26, 2016m	RT	4.24	4.92	12.5	270 ± 13	
1727	Folhelho siltoso	RP-1-MT	T-18, 2807m	RT (B)	4.72	5.93	34.0	291 ± 4	
2239	Folhelho siltoso	RP-1-MT	T-18, 2807m	RT (B) <4μ	4.64	7.15	16.0	351 ± 17	
2389	Folhelho	MS-6-AM	T-11, 1382m	RT	3.47	5.50	7.8	361 ± 8	
2390	Folhelho siltoso	MS-6-AM	T-14, 1392m	RT	4.55	6.47	9.4	330 ± 8	
2391	Folhelho siltoso	MS-6-AM	T-8, 1372m	RT	3.49	9.18	3.7	564 ± 13	
2393	Folhelho	MO-2-PR	T-19, 1300m	RT	2.79	4.34	16.0	354 ± 7	
2396	Folhelho micáceo	TV-4-SC	T-16, 1988m	RT	3.27	3.70	8.9	264 ± 8	
2399	Folhelho	MO-1-PR	T-14, 1095m	RT	2.90	4.34	18.9	343 ± 21	
2400	Folhelho	MO-1-PR	T-12, 825m	RT	3.01	4.88	17.5	368 ± 7	
2401	Folhelho	MO-2-PR	T-19, 1300m	RT <4μ	2.84	3.52	27.1	287 ± 7	
2402	Folhelho	MO-2-PR	T-19, 1300m	RT >4μ	2.76	4.28	24.1	353 ± 6	

Apêndice 3 (continuação)

Nº LAB. (SPK)	AMOSTRA	POÇO	PROFUNDIDADE	MATERIAL*	ZK**	Ar <sup>40</sup> rad x10 <sup>-5</sup> ccSTP/g	ZAr <sup>40</sup> atm.	IDADE APAR. (m.a.)
2404	Folhelho siltoso	MS-4-AM	T-32, 1415m	RT	2.02	3.44	13.3	386 ± 20
2407	Folhelho siltoso	MS-4-AM	T-30, 1407m	RT	3.71	6.83	9.8	413 ± 14
2408	Arenito argiloso	MS-4-AM	T-33, 1420m	RT	1.68	3.78	16.4	495 ± 21
2409	Folhelho siltoso	UR-1-AM	T-28, 2549m	RT	1.63	3.69	44.0	497 ± 20
2411	Folhelho calcífero	MS-6-AM	T-17, 1400m	RT	1.65	2.79	13.7	382 ± 14
2414	Folhelho impuro	CT-2-PR	- 197m	RT <4	2.95	5.89	14.2	441 ± 10
2415	Folhelho impuro	CT-2-PR	- 197m	RT (lav.HCl)	3.03	6.37	40.5	463 ± 14
2420	Arenito fino	MS-4-AM	T-35, 1425m	RT	2.86	6.09	14.4	470 ± 11
2421	Arenito fino	MS-4-AM	T-36, 1426m	RT	2.15	5.15	59.3	523 ± 25
2422	Folhelho micáceo	NO-3-AZ	T-28, 3292m	RT	2.71	5.40	25.7	443 ± 10
2423	Arenito fino	NO-3-AZ	T-27, 3258m	RT	1.26	2.41	44.1	427 ± 14
2424	Folhelho impuro	NA-1-PA	T-25, 1439m	RT	2.82	4.99	6.2	400 ± 7
2425	Folhelho siltoso	UR-1-AM	T-26, 2492m	RT	2.02	3.88	27.2	429 ± 23
2428	Folhelho	FB-1-AZ	T-25, 1500m	RT	3.49	8.78	19.5	545 ± 14
2429	Folhelho arenoso	FB-1-AZ	T-36, 2000m	RT	3.51	5.26	39.0	343 ± 9
2432	Siltito	UR-1-AM	T-22, 2340m	RT	2.11	4.66	20.1	486 ± 9
2433	Folhelho calcífero	FB-1-AZ	T-27, 1610m	RT	3.34	4.82	24.7	331 ± 13

\* RT = Rocha total

RT(A) ou RT(B) = Análises diferentes sobre materiais da mesma amostra.

RT <4μ = Fração da amostra com granulação inferior a 4μ.

RT >4μ = Fração da amostra com granulação superior a 4μ.

RT (lav. HCl) = Amostra tratada 15 minutos com HCl 1N.

\*\* ZK = Média de duas determinações.

$$Z \text{ atom. } K^{40} \text{ em } K^{tot} = 1.19 \times 10^{-2}$$

$$\lambda_{\beta} K^{40} = 0.530 \times 10^{-9} \text{ ano}^{-1}$$

$$\lambda_{\alpha} K^{40} = 0.585 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$$

Constantes do K<sup>40</sup> empregadas :