

## A SERRA DOS CARAJÁS COMO REGIÃO LIMÍTROFE ENTRE PROVÍNCIAS TECTÔNICAS

U.G. Cordani  
C.C.G. Tassinari  
K. Kawashita

Centro de Pesquisas Geocronológicas  
IG/USP

### INTRODUÇÃO

No trabalho de Cordani *et alii* (1979), apresentou-se uma idéia integrada a respeito da evolução geológica do craton Amazônico, com base nos dados geocronológicos disponíveis até então. De modo sintético, tal evolução foi caracterizada pela sucessão, no tempo, de três eventos geodinâmicos maiores, durante os quais desenvolveram-se outras tantas faixas móveis (Maroni-Itacaiúnas, Rio Negro-Juruena e Rondoniana), marginais a uma província tectônica arqueana, denominada Amazônia Central.

Dados geocronológicos obtidos posteriormente, ao lado de maiores informações petrológicas, geoquímicas e estruturais, têm possibilitado o aperfeiçoamento do esquema evolutivo acima enunciado, principalmente no tocante ao aprimoramento dos limites entre as províncias tectônicas estabelecidas e à melhor caracterização da história geológica em algumas regiões específicas (Cordani, 1981; Tassinari, 1981; Iwanuch, 1982; Tassinari e Teixeira, em preparação).

Uma das áreas em que houve progresso significativo na obtenção de dados geológicos e geocronológicos é a da parte sul-oriental do craton Amazônico, em virtude do convênio existente entre a Docego e o IG-USP, que deu ensejo à obtenção de diversas datações K-Ar e Rb-Sr, notadamente na Serra dos Carajás. A interpretação de tais resultados, em conjunto com os dados anteriormente disponíveis (Gomes *et alii*, 1975; Tassinari e Basei, 1980; Cunha *et alii*, 1981), bem como a disponibilidade de novas informações geológicas regionais (Hirata *et alii*, 1982), levou os presentes autores a reabrir a questão do limite entre as províncias tectônicas Amazônia Central e Maroni-Itacaiúnas, em sua extremidade sul-oriental.

Além disso, pretende-se neste trabalho expor algumas idéias sobre a significação tectônica do limite acima mencionado, com base na evolução sugerida para as duas províncias adjacentes, tendo em vista os principais modelos existentes para os regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico Inferior.

### REGIMES TECTÔNICOS NO PASSADO

Crosta do tipo "continental", de composição genérica granítico-granodiorítica, ocupa cerca de 40% da superfície do globo (essencialmente as terras emersas mais as plataformas continentais submersas) e possui espessuras médias da ordem de 35 km. O material que a constitui é heterogêneo por causa dos

múltiplos processos ígneos, sedimentares e metamórficos que vêm sendo produzidos no tempo geológico, através da diferenciação irreversível manto-crosta continental, passando eventualmente por estágio de crosta oceânica.

Dados geocronológicos ao lado de dados isotópicos de Sr, Pb e Nd de todos os continentes (Moorbath, 1978; Moorbath e Taylor, 1981) demonstram que, por um lado, grande parte do material (talvez mais do que a metade) já fazia parte da crosta continental no fim do Arqueano (cerca de 2700 m.a.) e, por outro lado, ocorreu adição contínua e unidirecional de crosta continental, a partir do manto, em todo o Proterozóico e também em todo o Fanerozóico, em processos principalmente magmáticos, que se desenvolvem até o presente.

Os principais processos formadores de crosta "continental" podem ser situados, no tempo e no espaço, pelo exame das rochas do substrato, em seus aspectos petrológicos, estruturais e geocronológicos. Neste esquema, na escala maior do globo, as unidades podem ser definidas como "províncias tectônicas", caracterizadas por padrões coerentes de estratigrafia, história magmática e deformacional (Cordani, 1979).

Outrossim, os regimes tectônicos do passado, em virtude das condições gerais existentes (maior fluxo térmico, massas continentais menores, padrões geoquímicos ambientes de sedimentação especiais, etc.), parecem ter sido diferentes dos atuais. No mundo inteiro, as regiões em que os padrões estruturais formaram-se no Arqueano, e foram preservados sem modificações posteriores de grande monta, são muito restritas, raramente atingindo diâmetros da ordem de 1000 km. É o caso, por exemplo, dos cratons da Rhodesia e de Kapvaal, na África do Sul, das províncias Superior e Slave, no Canadá, dos blocos de Yilgarn e Pilbara, na Austrália e outras áreas menores. Tais núcleos antigos são sempre delimitados por províncias em que as estruturas dominantes são mais novas, pelo menos do Proterozóico Inferior.

As regiões arqueanas acima descritas apresentam padrões estruturais pouco coerentes, com regiões intercaladas de rochas supracrustais (*greenstone belts*) e terrenos granito-gnaissicos, que evidenciam esforços compressivos multilaterais. Muitas vezes estas áreas aparecem ao lado de terrenos meso-catazonais (gnaisses de alto grau e granulitos), com dimensões, em área, de algumas dezenas de milhares de km<sup>2</sup>. Ao que parece, grandes massas

continentais resultantes da aglutinação de fragmentos menores, com direções estruturais discordantes entre si, apenas tiveram condições se aparecer no fim do Arqueano ou no início do Proterozóico.

As rochas supracrustais do Proterozóico Inferior apresentam padrões estruturais mais coerentes, e as unidades tectônicas cobrem áreas mais extensas. Em muitos casos, o estilo estrutural sugere a sua formação em associação a grandes fraturas de um embasamento ensialico (em grandes "rifts", aulacógenos, e feições similares); em outros casos indica a sua formação a partir de bacias marginais, sobre margens continentais extensas. Posteriormente, pelo menos a partir do Proterozóico Superior e talvez já no Proterozóico Médio, o regime aparentemente ensialico, acima enunciado, parece dar lugar ao regime atual da tectônica de placas, caracterizado pelos grandes movimentos horizontais da litosfera, os quais condicionam as províncias tectônicas mais modernas aos sítios da interação convergente das placas, em que ocorre colisão, ou em que a litosfera oceânica é destruída por subducção.

O acima exposto é evidentemente intuitivo, pois muita controvérsia ainda existe em relação aos regimes tectônicos do Precambriano, com numerosas dúvidas e incertezas a respeito dos modelos de evolução geológica de qualquer unidade geotectônica antiga. Com relação ao grau de conhecimento, existem inúmeros trabalhos a respeito da evolução estrutural dos cinturões do Fanerozóico, e aqueles do Precambriano Superior começam a ser entendidos com certos pormenores. Especialmente nos últimos anos, deu-se atenção especial aos terrenos arqueanos, procurando caracterizar os diferentes regimes tectônicos encontrados. Entretanto, pouco existe a respeito da evolução geológica do Proterozóico Inferior e Médio, não tendo sido aparentemente encontradas regiões propícias para a sua caracterização. Neste particular, o craton Amazônico, com suas grandes extensões de terrenos formados a partir do Arqueano, em províncias tectônicas sucessivas que se desenvolveram até cerca de 1000 m.a., parece constituir-se na região mais adequada para se estudar e caracterizar a evolução geológica e os regimes tectônicos prevalentes em quase todo o Proterozóico.

### NATUREZA DO LIMITE ENTRE A PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL E A FAIXA MÓVEL MARONI-ITACAIÚNAS, NO CRATON AMAZÔNICO

As províncias tectônicas do craton Amazônico foram caracterizadas de acordo com os princípios enunciados no capítulo anterior (Cordani, 1979; Cordani *et alii*, 1979). Assim, tais terrenos apresentam em suas rochas as evidências dos esforços que provocaram as deformações principais, enquanto que os seus dados geocronológicos referem-se à época dos episódios tectonomagmáticos associados.

No caso da província Amazônia Central, parece não haver dúvidas de que se trata de região com vocação cratônica desde o Proterozóico Inferior, tendo permanecido todo o tempo em situação de acentuada estabilidade tectônica, sem grandes modificações de dimensões e de espessura crustal. A inexistência de movimentos verticais de grande amplitude, a partir do Proterozóico Inferior, é demonstrada pelo estabelecimento de seqüências vulcanosedimentares de várias idades e pela sua própria preservação, no tempo geológico.



Choubert, 1969; Priem *et alii*, 1977; Snelling e McConnell, 1969; Gibbs, 1980).

Nos capítulos a seguir serão comentados os padrões geocronológicos das duas províncias tectônicas aqui referidas, na parte sul-oriental do craton Amazônico.

## DISCUSSÃO DOS DADOS RADIOMÉTRICOS

Encontram-se disponíveis para a área em questão 87 análises radiométricas, sendo 48 pelo método Rb-Sr e as demais pelo método K-Ar. Todas as análises Rb-Sr foram efetuadas em rocha total, sendo os resultados interpretados através de diagramas isocrônicos. Para as determinações K-Ar utilizou-se concentrados de biotitas, anfíbios e mais raramente plagioclásios (ver tabela 1).

Tais datações referem-se aos terrenos granito-gnáissicos da Província Amazônica Central, aos metassedimentos da sequência Salobo, às rochas granito-gnáissicas da infra-estrutura do cinturão móvel Maroni-Itacaiúnas, às supracrustais do Grupo Grão Pará, aos sedimentos da Formação Rio Fresco, e às rochas graníticas pós-tectônicas que ocorrem na região.

## TERRENOS GRANITO-GNÁISSICOS DA PROVÍNCIA AMAZÔNICA CENTRAL

Os terrenos granito-gnáissicos da Província Amazônia Central ocorrem na região a sul da Serra dos Carajás, na Serra do Inajá e possivelmente na Serra do Tapirapé. São compostos litologicamente por granitos, gnaisses, granodioritos, dioritos e tonalitos e aparecem circundando e/ou penetrando sequências tipo "greenstone belts".

As análises geocronológicas executadas em rochas desta entidade geotectônica constam dos trabalhos de Cunha *et alii*, (1981) e Tassinari e Basei (1980). As análises pelo método Rb-Sr possibilitaram a elaboração de um diagrama isocrônico de referência, em que duas retas foram traçadas, uma com 2800 m.a. e razão  $Sr^{87}/Sr^{86}$  inicial de 0,702, e a outra com 2000 m.a. e razão inicial de 0,707 (Figura 2). O baixo valor obtido para a razão inicial da primeira isócrona sugere que as rochas crustais formaram-se próximas de 2800 m.a. ou um pouco antes, a partir de material juvenil. Já a isócrona mais nova, com razão inicial mais elevada, parece evidenciar que eventos geodinâmicos posteriores, relacionados ao ciclo Transamazônico, atuaram retrabalhando

rochas preexistentes, pelo menos na Serra do Tapirapé.

Os dados K-Ar disponíveis para estes terrenos granito-gnáissicos concentraram-se preferencialmente dentro do intervalo de tempo 2200-1700 m.a. (amostras 4, 6, 8, 12, 13, 14, 17, 18) havendo alguns resultados mais antigos (idades de 3200 m.a. e 2400 m.a. amostras 22 e 23). Tais dados atestam a antiguidade da área, e indicam que a mesma encontrava-se tectonicamente estabilizada desde o Proterozóico Inferior, pelo menos.

FIG. 2 DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr DE REFERÊNCIA GRANITO-GNÁISSICAS DA PROVÍNCIA AMAZÔNICA CENTRAL

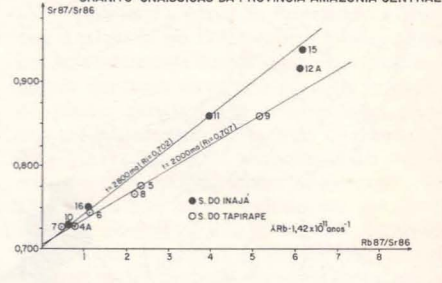


TABELA 1 – IDADES RADIOMÉTRICAS DA REGIÃO DA SERRA DOS CARAJÁS E CIRCUNVIZINHANÇAS

LOCALIZAÇÃO (Fig. 1)	LITOLOGIA E SITUAÇÃO GEOLÓGICA	MÉTODO, MATERIAL E IDADE RADIOMÉTRICA	REF.
1	Granito intrusivo no embasamento	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 1800 Ma (Fig. 5)	1
2	Granito intrusivo no embasamento	Rb-Sr em RT (RI = 0,705), 1600 Ma	1
3	A – Granodiorito intrusivo no embasamento B – Granodiorito intrusivo no embasamento	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 1800 Ma (Fig. 5) Idem	1 1
4	Migmatito do embasamento	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 2000 Ma (Fig. 2) K-Ar em Biot., 1717±46 Ma	1 1
5	Migmatito do embasamento	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 2000 Ma (Fig. 2)	1
6	Migmatito do embasamento	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 2800 Ma (Fig. 2) K-Ar em Biot., 1760±21 Ma	1 1
7	Granito do embasamento	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 2800 ou 2000 Ma (Fig. 2)	1
8	Migmatito do embasamento	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 2000 Ma (Fig. 2) K-Ar em Biot., 2174±33 Ma K-Ar em Anf., 2082±51 Ma	1 1 1
9	Leucogranito do embasamento	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 2000 Ma (Fig. 2)	2
10	Granodiorito do embasamento	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 2800 ou 2000 Ma (Fig. 2)	2
11	Granito do embasamento	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 2800 Ma (Fig. 2)	2
12	Gnaiss do embasamento	Rb-Sr em RT (RI = 0,705), 2240 Ma K-Ar em Biot., 1727±72 Ma K-Ar em Biot., 1872±62 Ma K-Ar em Biot., 1813±40 Ma	2 2 3 4
13	Gnaiss do embasamento	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 2800 Ma (Fig. 2)	2
14	Gnaiss do embasamento	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 2800 Ma (Fig. 2)	2
15	Granito do embasamento	K-Ar em Anf., 2230±60 Ma	2
16	Granodiorito do embasamento	K-Ar em Anf., 2222±32 Ma	5
17	Monzodiorito do embasamento	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 2000 Ma (Fig. 4)	5
18	Anfibolito do embasamento	Idem	5
19	A – Gnaiss da Faixa Maroni-Itacaiúnas B – Gnaiss de Faixa Maroni-Itacaiúnas C – Gnaiss de Faixa Maroni-Itacaiúnas	Idem Idem Idem	5 5 5
20	Xisto da Fm. Salobo	K-Ar em Musc., 2022±32 Ma	5
21	A – Xisto da Fm. Salobo B – Xisto da Fm. Salobo C – Xisto da Fm. Salobo D – Xisto da Fm. Salobo E – Xisto da Fm. Salobo	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 2900 Ma (Fig. 3) Rb-Sr em RT (RI = 0,710), 2240 Ma Rb-Sr em RT (RI = 0,710), 3870 Ma Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 2900 Ma (Fig. 3) Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 2900 Ma (Fig. 3) K-Ar em Biot., 1920±53 Ma	6 6 6 6 6
	F – Xisto da Fm. Salobo G – Xisto da Fm. Salobo H – Xisto da Fm. Salobo I – Xisto da Fm. Salobo	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 2900 Ma (Fig. 3) Rb-Sr em RT (RI = 0,710), 1800 Ma Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 2900 Ma (Fig. 3) Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 2900 Ma (Fig. 3) K-Ar em Biot., 1948±32 Ma	6 6 6 6 6

continua

	J – Xisto da Fm. Salobo	K-Ar em Plag., 1358±31 Ma	6
	K – Xisto da Fm. Salobo	Rb-Sr em RT (RI = 0,710), 1700 Ma	6
	L – Xisto da Fm. Salobo	Rb-Sr em RT (RI = 0,710), 2570 Ma	6
	M – Xisto da Fm. Salobo	Rb-Sr em RT (RI = 0,710), 2170 Ma	6
	N – Xisto da Fm. Salobo	K-Ar em Biot., 1971±27 Ma	6
		K-Ar em Biot., 1903±35 Ma	6
		K-Ar em Plag., 1740±27 Ma	6
	O – Xisto da Fm. Salobo	K-Ar em Anfib., 1940±45 Ma	6
	P – Xisto da Fm. Salobo	K-Ar em Musc., 1988±47 Ma	6
	Q – Granito intrusivo	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 1800 Ma (Fig. 3)	6
	R – Granito intrusivo	Idem	6
	S – Granito intrusivo	Idem	6
22	Anfibolito do embasamento	K-Ar em RT, 3280±110 Ma	5
23	Gnaiss do embasamento	K-Ar em Biot., 2409±70 Ma	5
24	Anfibolito da faixa Maroni-Itacaiúnas	K-Ar em Anf., 2130±78 Ma	5
25	A – Gnaiss da faixa Maroni-Itacaiúnas	Rb-Sr em RT (RI = 0,702), 1400 Ma	5
	B – Gnaiss da faixa Maroni-Itacaiúnas	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 2000 Ma (Fig. 4)	5
	C – Gnaiss da faixa Maroni-Itacaiúnas	Idem	5
26	Gnaiss da faixa Maroni-Itacaiúnas	K-Ar em Anf., 1989±77 Ma	5
27	Anfibolito da faixa Maroni-Itacaiúnas	K-Ar em Anf., 1961±31 Ma	5
28	Gnaiss da faixa Maroni-Itacaiúnas	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 2000 Ma (Fig. 4)	5
29	Migmatito da faixa Maroni-Itacaiúnas	K-Ar em Biot., 1920±50 Ma	5
30	Granito da faixa Maroni-Itacaiúnas	K-Ar em Anf., 2000±60 Ma	5
31	Gnaiss da faixa Maroni-Itacaiúnas	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 2000 Ma (Fig. 4)	5
32	Anfibolito da faixa Maroni-Itacaiúnas	K-Ar em Anf., 2540±75 Ma	5
33*	A – Granito-gnaiss da faixa Maroni-Itacaiúnas	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 2000 Ma (Fig. 4)	4
	B – Granito-gnaiss da faixa Maroni-Itacaiúnas	Idem	4
	C – Migmatito da faixa Maroni-Itacaiúnas	Idem	4
	D – Migmatito da faixa Maroni-Itacaiúnas	Idem	4
34	Granito da Serra da Seringa	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 1800 Ma (Fig. 5)	5
35	Granito da Serra da Seringa	Idem	5
36	Granito Velho Guilherme	Rb-Sr em RT (RI = 0,705), 1420 Ma	4
37	A – Folhelho com Mn, Fm Rio Fresco	K-Ar em Fração fina, 1660±39 Ma	7
	B – Folhelho com Mn, Fm Rio Fresco	K-Ar em Fração fina, 1567±38 Ma	7
	C – Folhelho com Mn, Fm Rio Fresco	K-Ar em Fração fina, 1543±43 Ma	7
	D – Folhelho com Mn, Fm Rio Fresco	K-Ar em Fração fina, 1632±44 Ma	7
38	A – Granito da Serra dos Carajás	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 1800 Ma (Fig. 5)	6
	B – Granito da Serra dos Carajás	Isócrona de ref. Rb-Sr em RT, 1800 Ma (Fig. 5)	6
	C – Granito da Serra dos Carajás	Idem	6
	D – Granito da Serra dos Carajás	K-Ar em Anf., 1828±52 Ma	5
	E – Granito da Serra dos Carajás	K-Ar em Anf., 1663±15 Ma	5
39	Granito Intrusivo	K-Ar em Biot., 1955±60 Ma	6
40	A – Metavulcânica do Grupo Grão Pará	K-Ar em RT, 1905±59 Ma	5
	B – Metavulcânica do Grupo Grão Pará	K-Ar em PLAG, 1488±13 Ma	5
41	A – Metavulcânica do Grupo Grão Pará	K-Ar em RT, 973±35 Ma	5
	B – Metavulcânica do Grupo Grão Pará	K-Ar em RT, 951±14 Ma	5
42	Metavulcânica do Grupo Grão Pará	K-Ar em RT, 744±39 Ma	5
43	Granito intrusivo	K-Ar em Biot., 2098±67 Ma	5

\* Amostras coletadas pelo Projeto RADAM, ao longo do alto curso do rio Bacajás. Localização precisa não consta da referência original.

## REFERÊNCIAS

1. Tassinari e Basei, 1980
2. Cunha *et al.*, 1981
3. Hasui *et al.*, 1975
4. Silva *et al.*, 1974
5. Gomes *et al.*, 1975
6. Tassinari *et al.*, 1982
7. Bonhomme *et al.*, 1982

## SEQUÊNCIA SALOBO

As rochas relativas à sequência Salobo ocorrem principalmente na região da Serra dos Carajás, e são constituídas por metamorfitos da facies anfibolito, compostos por xistos ricos em ferro, gnaisses, quartzitos, formações ferríferas bandadas e anfibolitos (Hirata *et alii*, 1982).

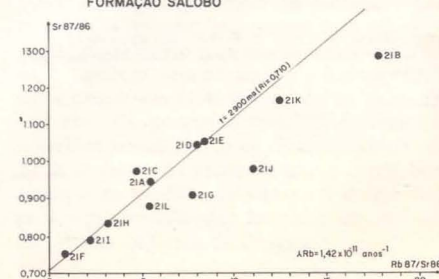
Os dados geocronológicos disponíveis, obtidos nos xistos das localidades 20 e 21, constam de Tassinari *et alii* (1982). Ao se examinar tais dados, é interessante notar a concordância obtida nos resultados K-Ar das micas em torno de 1950 m.a. Estes dados referem-se à época de resfriamento regional do ciclo orogênico Transamazônico, que foi o último evento tectonomagmático importante

que afetou a região. Confirmam esta interpretação os dados K-Ar obtidos por Gomes *et alii*, (1975) em outras rochas desta mesma área. Cabe ressaltar que os plagioclásios congênicos (Ams. 21I e 21N) exibiram idades aparentes mais jovens que o conjunto das micas, demonstrando que sofreram significativa perda de argônio radiogênico. De toda a maneira, as idades conseguidas são interpretadas como mínimas para a sequência datada.

Os dados geocronológicos Rb-Sr disponíveis para a sequência Salobo ainda não são conclusivos. Parte dos pontos analíticos, no diagrama isocrônico Rb-Sr da Figura 3, situaram-se próximos à isócrona de referência de 2900 m.a., e razão inicial em torno de 0,710. A idade conseguida parece indicar a época

principal de metamorfismo destas rochas, e a razão inicial encontrada, bastante elevada para

FIG. 3. DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr DE REFERÊNCIA PARA FORMAÇÃO SALOBO



a época, confirma uma possível derivação metassedimentar.

Os pontos não colineares, situados abaixo da isócrona de referência, sofreram desequilíbrio isotópico causado por eventos posteriores, tais como os relativos ao ciclo Transamazônico, cuja importância regional é evidenciada claramente pelas já citadas idades K-Ar, e as idades Rb-Sr das fases graníticas pós-tectônicas regionais. Em relação à amostra 21C, cujo ponto analítico situou-se acima da isócrona traçada, e que (assumindo-se a mesma razão inicial de 0,710) indica uma idade convencional próxima a 3800 m.a., nada ainda é possível comentar, tendo em vista a necessidade de outras datações por outros métodos, que possam vir a comprovar tal idade antiga.

Concluindo, pelos dados geocronológicos disponíveis até o momento, podemos admitir que o metamorfismo regional na Formação Salobo ocorreu no Arqueano e que durante o ciclo Transamazônico esta unidade sofreu um aquecimento térmico substancial.

#### ROCHAS GRANITO-GNÁISSICAS DA PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS

Dentro da região em estudo, as rochas granito-gnáissicas relativas à infra-estrutura do cinturão móvel Maroni-Itacaiúnas ocorrem ao longo dos rios Bacajás e Itacaiúnas, a norte da Serra dos Carajás. Tais rochas são constituídas litologicamente por granitos, migmatitos, gnaisses, anfibolitos, granulitos, granodioritos, xistos e quartzitos.

As determinações radiométricas para estas rochas são referidas em Gomes *et alii*, (1975) e Silva *et alii* (1974). Os dados Rb-Sr em rocha total, obtidos em gnaisses das localidades 19, 25, 28, 31 e 33, possibilitaram a elaboração do diagrama isocrônico de referência da Figura 4, onde foi traçada uma isócrona, baseada em 11 pontos analíticos, com idade de  $2000 \pm 70$  m.a. e razão inicial de  $0,702 \pm 0,001$ . O valor obtido para a razão inicial é próximo da razão  $Sr^{87}/Sr^{86}$  do manto naquela época, sugerindo que o material formador das rochas analisadas diferenciou-se do manto na própria época de formação, ou pouco antes. A razão  $Sr^{87}/Sr^{86}$  inicial da isócrona acima contrasta nitidamente com o valor conseguido para a isócrona transamazônica dos terrenos granito-gnáissicos da Província Amazônia Central, próximo a 0,707, o que indica diferenças importantes no caráter genético dos materiais precursores de ambos os terrenos.

As idades K-Ar disponíveis para as rochas da infra-estrutura da Província Maroni-Itacaiúnas forneceram também resultados próximos a 2000 m.a., que refletem a época de resfriamento regional relativo ao próprio ciclo orogênico Transamazônico. A única idade anôma-

la ao conjunto foi a do anfibolito 32, cujo resultado foi da ordem de 2500 m.a. Tal idade, com interpretação incerta até o momento, poderia indicar a presença de uma porção mais antiga preservada, tal como ocorre em outras áreas da província Maroni-Itacaiúnas. De fato, núcleos antigos são assinalados, por exemplo, nas montanhas Bakuis, no Suriname, na Serra do Iraiapuru, no Amapá, na província de Imataca, na Venezuela, e em outros lugares, indicando que, em grande parte, a faixa móvel Maroni-Itacaiúnas possui caráter ensialico.

#### ROCHAS SUPRACRUSTAIS DO GRUPO GRÃO PARÁ

O Grupo Grão Pará ocorre essencialmente na região da Serra dos Carajás, sendo constituído por rochas metavulcânicas básicas, em que ocorrem intercalações de espessas formações feríferas, sendo todo o conjunto metamorfoseado em facies xistos-verdes. Conforme sugestão de Gomes *et alii* (1975), estas rochas poderiam ser cronologicamente equivalentes às metamórficas mesozonais da faixa Maroni-Itacaiúnas, que ocorrem nas regiões dos rios Bacajás e Itacaiúnas.

Os citados autores analisaram cinco amostras pelo método K-Ar (localidade 40, 41 e 42), obtendo resultados altamente discordantes, entre 1900 e 750 Ma (Tabela 1). Consideraram a idade mais antiga como possivelmente significativa e indicando a época de resfriamento regional subsequente ao episódio metamórfico principal, relativo ao Ciclo Transamazônico. Não há dados novos que pudessem levar a uma modificação substancial da interpretação acima exposta. Cabe informar, entretanto, que, segundo informações recentes (Hirata *et alii*, 1982), existiria uma discordância importante entre as supracrustais do Grupo Grão Pará e os xistos da Formação Salobo já descritos.

#### ROCHAS SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO RIO FRESCO

Os sedimentos clásticos da Formação Rio Fresco, que incluem importantes níveis manganesíferos, situam-se estratigraficamente acima das rochas do Grupo Grão Pará, com discordância angular evidente. Bonhomme *et alii* (1982) relatam quatro datações K-Ar obtidas nas frações finas ( $< 2 \mu$ ) de folhelhos manganesíferos anquimetamórficos, cujos resultados apresentaram-se entre 1650 e 1550 Ma (Tabela 1, localidade 37).

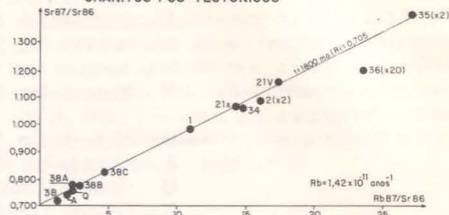
Os dados são interpretados como idades mínimas para o evento anquimetamórfico que afetou os folhelhos, o que é confirmado pelas datações da ordem de 1800 Ma. obtidas para o Granito da Serra dos Carajás (Tabela 1, localidade 38), intrusivo na Fm. Rio Fresco, segundo Hirata *et alii* (1982).

#### GRANITOS PÓS-TECTÔNICOS

Sob essa denominação são compreendidos diversos maciços, aproximadamente circulares, de composição granítico-granodiorítica, incluindo corpos já com denominação consagrada como Serra da Seringa, Velho Guilherme e outros.

As datações Rb-Sr disponíveis para essas rochas graníticas encontram-se reunidas no diagrama da Figura 5, onde se verifica que a maioria dos pontos analíticos situaram-se próximos à isócrona de referência com 1800 m.a. Caso estas amostras sejam de fato consanguíneas, a interpretação que melhor seria aplicá-

FIG. 5 DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr DE REFERÊNCIA PARA OS GRANITOS PÓS-TECTÔNICOS



vel ao conjunto é de uma época principal para o "emplacamento" destes corpos graníticos com  $1800 \pm 100$  m.a., e correspondendo a uma situação pós-orogênica em relação ao Ciclo Transamazônico.

A amostra 36, relativa ao granito Velho Guilherme, apresentou-se nitidamente abaixo da isócrona traçada, devendo tratar-se de maciço mais jovem que o conjunto. Sua idade Rb-Sr convencional é de 1400 m.a. (Tabela 1), mas, de acordo com Gomes *et alii* (1975), a amostra datada possui teor de Sr muito baixo, de modo que seria recomendável a obtenção de dados adicionais, antes de atribuir a esta idade uma significação tectônica definitiva.

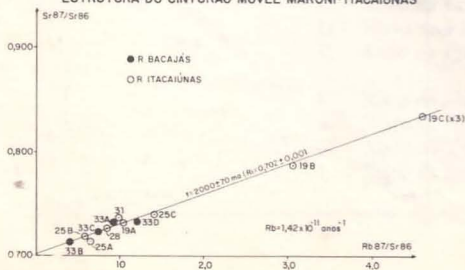
#### CONCLUSÃO

O contraste existente nos padrões estruturais e geocronológicos, verificado a partir dos dados aqui expostos, denota a marcante diferença entre as províncias tectônicas adjacentes da Amazônia Central e Maroni-Itacaiúnas, na altura da Serra dos Carajás, no sul do Pará. Algumas considerações decorrentes, de caráter paleogeográfico e paleotectônico, podem ser traçadas a seguir.

De início, a faixa Maroni-Itacaiúnas parece representar o resultado da evolução de uma extensa margem continental do Proterozóico Inferior, em que rochas sedimentares e vulcânicas foram metamorfoseadas regionalmente, durante o Ciclo Transamazônico. O grau de metamorfismo na unidade transamazônica parece aumentar de SW para NE, e os dobramentos isoclinais de suas rochas metamórficas parecem indicar compressões com transporte tectônico de NE para SW, em direção à região cratônica da Amazônia Central. Tais dados, quando comparados com sistemas de dobramentos modernos, sugerem que regimes tectônicos envolvendo movimentos horizontais em grande escala, de modo análogo à tectônica de placas, existiam, com certa relevância, já no Proterozóico Inferior.

Por outro lado, a presença de núcleos antigos mais ou menos preservados dentro da faixa móvel Maroni-Itacaiúnas (como os granulitos de Imataca, na Venezuela, das montanhas Bakuis, no Suriname, da Serra do Iraiapuru, no Amapá, e outros) indica o caráter essencialmente ensialico da província, evidentemente implantada sobre crosta de tipo continental preexistente. Com grande probabilidade, no Proterozóico Inferior já existia uma grande massa de crosta continental (dimensões da ordem de milhões de  $km^2$ , dos quais a província Amazônica Central é a parte remanescente mais evidente), que foi formada talvez ainda no fim do Arqueano, pela aglutinação de fragmentos cratônicos menores.

FIG. 4 DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr PARA ROCHAS DA INFRA-ESTRUTURA DO CINTURÃO MÓVEL MARONI-ITACAIÚNAS



Finalmente, o Grupo Grão Pará, com suas rochas metavulcânicas e formações ferríferas epimetamórficas, é aqui considerado como bacia marginal, estabelecida durante o Ciclo Transamazônico, sobre região cratônica, mas localizada nas proximidades da faixa móvel em evolução. A idade proterozóica inferior do Grupo Grão Pará seria portanto plenamente concordante com aquela das demais formações ferríferas maiores de todo o globo, que parecem configurar uma época metalogenética única (Goodwin, no prelo), em que estiveram vigentes condições especiais de deposição.

## REFERÊNCIAS

- BASEI, M.A.S. — *Estudo geocronológico preliminar do magmatismo ácido da região meridional da Amazônia*. In: Anais do XXVIII Congr. Bras. Geol., 1:287-296, 1975.
- BONHOMME, M.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MACEDO, M.H.F.; THOMAZ FILHO, A. — *Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil*. Pres. Res., 18:103-118, 1982.
- CHUBERT, B. — *Les Guyano-Eburnéides de l'Amérique du Sud et de l'Afrique Occidentale; essai de comparaison géologique*. B.R.G.M., Paris, France, sect 4, 4:39-68, 1969.
- CORDANI, U.G. — *O conceito de província tectônica e sua aplicação para a América do Sul*. In: Anais Ac. Bras. Cienc., 51(4):775-776, 1979.
- CORDANI, U.G. — *Evolución tectónica de la corteza continental da Sudamerica y su importancia en la caracterización de provincias uraníferas*. In: Yacimientos de Uranio en America Latina: Geologia Y exploración. I.A.E.A., Viena, 1981.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. — *Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos*. Actas do II Cong. Geol. chileno, Arica, 4:137-148, 1979.
- CUNHA, B.C.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITHAN, J.H.L.; SOUZA Jr., J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A.M.S.; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. — *Levantamentos de recursos naturais*, v. 22. Geologia — Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, 1981. 196p.
- GIBBS, A.K. — *Geology of the Barama-Mazaruni Supergroup of Guyana*. PhD Thesis, Harvard, U. 1980. 376p.
- GOMES, C.B.G.; CORDANI, U.G.; BASEI, M.A.S. — *Radiometric ages from the Serra dos Carajás Area, Northern Brazil*. Geol. Soc. Am. Bull., 86:939-942, 1975.
- GOODWIN, A.M. — *Distribution and origin of Precambrian banded iron formations*. Atas do Int. Symp. on Archean and Lower Prot. geol. evol. and metallogenesis, Salvador, Ba. 1982.
- HASUI, Y.; HENNIES, W.T.; IWANUCH, W. — *Idades K-Ar do pré-Cambriano da região centro norte do Brasil*. Bol.IG/USP, 6:77-83, 1975.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADERAKU, K.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.M. — *Geologia regional da Província Mineral de Carajás*. In: Anais do I Simp. Geol. Amazôn., Belém, 1:100-110, 1982.
- IWANUCH, W. — *Geologia da região do Morro do Sucunduri*. Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências/USP 1982.
- MOORBATH, S. — *Age and isotope evidence for the evolution of continental crust*. Philos. Trans. Royal Soc. London, A288:401-413, 1978.
- MOORBATH, S. & TAYLOR, P.N. — *Isotope evidence for continental growth in the Precambrian*. In: Precambrian Plate Tectonics. Ed. A. Kröner (Elsevier), Amsterdam, 1981.
- PREM, H.N.A.; BOELRIJK, M.A.J.M.; HEBEDA, E.H.; VERDUMEN, E.A.; VERSCHURE, R.H. — *Isotopic ages of the Trans-Amazonian acidic magmatism and the Nickerie metamorphic episode in the precambrian basement of Suriname*. South America. Geol. Soc. Am. Bull., 82:1667-1680, 1971.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. — *Levantamento de recursos naturais*, v. 4. Geologia — Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, 1974. 143p.
- SNELLING, N.J. & MCCONNELL, R.B. — *The Geochronology of Guyana*. Geol. Mijnbouw, Hague, 48(2):201-213, 1969.
- TASSINARI, C.C.G. — *Evolução geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica*. Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências/USP 1981. 96p.
- TASSINARI, C.C.G. & TEIXEIRA, W. — *Geocronologia da Província Rondoniana na região Amazônica*. (em preparação).
- TASSINARI, C.C.G. & BASEI, M.A.S. — *Primeiros resultados arqueanos em migmatitos da região da Serra do Tapirapé*. Mato Grosso. In: Anais do XXXI Cong. Bras. Geol., Camboriú, 5:2744-2751, 1980.
- TASSINARI, C.C.G.; HIRATA, W.K.; KAWASHITA, K. — *Geologic evolution of the Serra dos Carajás, Pará-Brazil*. Atas do Int. Symp. on Archean and low. Prot. geol. evol. and metallogenesis, Salvador, BA. 1982.
- TEIXEIRA, W. — *Significação tectônica do magmatismo anorogênico pré-Cambriano básico e alcalino da região Amazônica*. In: Anais do XXX Congr. bras. Geol., 1:491-505, 1978.

## PLANO DE INTERPRETAÇÃO GEOMORFOLÓGICA PARA O PARQUE NACIONAL DE UBAJARA, CEARÁ

Maria Novaes Pinto  
GEH-UnB

### INTRODUÇÃO

O Parque Nacional de Ubajara foi criado em 30 de abril de 1959, pelo Decreto Federal nº 56954. Localizado na encosta da chapada da Ibiapaba, no Município de Ubajara, é o menor Parque Nacional brasileiro, com uma área de 563 ha. Tem forma aproximada de um pentágono irregular, ocupando áreas de topo da chapada, de encosta, e depressão, fazendo divisa, a leste, com o Município de Araticum. Nas extremidades norte e sul, o Parque faz divisa com propriedades particulares, onde predomina a atividade agropecuária; na porção oeste, a divisa se dá no bordo da chapada, poucos quilômetros da cidade de Ubajara. É cortado aproximadamente na direção oeste-

leste por uma trilha cavaleira, que liga as cidades de Ubajara, na chapada, e Araticum, na depressão.

A chapada da Ibiapaba é constituída predominantemente por arenitos da Formação Serra Grande, de idade paleozóica. Apresenta um relevo de *cuesta*, com o reverso voltado para oeste, enquanto a frente se eleva a 700m da depressão oriental, onde sobressaem relevos residuais e pedimentos. A frente da *cuesta* apresenta-se recortada por falhas, com paredes verticais desnudas e talude bastante inclinado. Na linha de falha de Ubajara a Frecheirinha (na depressão), com direção predominante SO-NE, aproveitada pela trilha cavaleira, sobressaem afloramentos de rocha calcária do

Grupo Bambuí, onde se encaixam algumas cavernas. Destaca-se aí a Gruta de Ubajara, que constitui a origem e essência do Parque.

### MEIOS E TEMAS INTERPRETATIVOS

A fim de intensificar o turismo na Gruta de Ubajara e preservar a ecologia do Parque, O Instituto Brasileiro de Desenvolvimento Florestal projetou um plano de interpretação ambiental que, segundo Sharpe (1976), deve alcançar 3 objetivos: ajudar a desenvolver, no visitante, capacidade de conhecimento, apreciação e compreensão da área que ele está visitando; atingir finalidades administrativas; promover a compreensão pelo público, de uma mensagem a ele destinada. Assim, para o plano de interpretação geomorfológica, foram escolhidos temas que permitem ao visitante o entendimento do meio geográfico do qual faz parte a Gruta de Ubajara, a compreensão dos fenômenos que, por meio da geologia e geomorfologia regional, respondem pelo relevo de *cuesta* da Ibiapaba e de sua depressão periférica, e também pela presença de formas cársticas e pseudo-cársticas que modelam as rochas calcárias. Os principais meios interpretativos sugeridos possibilitarão ao visitante compreender a evolução da paisagem que o cerca, bem como a necessidade de conservar o ambiente para a preservação das formas e ornamentos do interior da Gruta de Ubajara.