UMBERTO G. CORDANI

**EVOLUÇÃO GEOLÓGICA PRÉ-CAMBRIANA
DA FAIXA COSTEIRA DO BRASIL,
ENTRE SALVADOR E VITÓRIA**

Tese apresentada ao concurso de
Livre Docência no Departamento
de Mineralogia e Petrologia do Instituto
de Geociências da Universidade de São
Paulo, para o conjunto das disciplinas
petrográficas.

SÃO PAULO
1973

UMBERTO G. CORDANI

U. G. Cordani

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA PRÉ-CAMBRIANA DA FAIXA COSTEIRA DO BRASIL, ENTRE SALVADOR E VITÓRIA

Tese apresentada ao concurso de
Livre Docência no Departamento
de Mineralogia e Petrologia do Instituto
de Geociências da Universidade de São
Paulo, para o conjunto das disciplinas
petrográficas.

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004813

SÃO PAULO
1973

ÍNDICE

CAPÍTULO I	1
INTRODUÇÃO	1
AGRADECIMENTOS	4
CAPÍTULO II	6
MÉTODOS EXPERIMENTAIS	6
1 - DETERMINAÇÕES POTÁSSIO-ARGÔNIO	6
2 - DETERMINAÇÕES RUBÍDIO-ESTRÔNCIO	7
CAPÍTULO III	13
GEOLOGIA	13
1 - ÁREA GRANULÍTICA SETENTRIONAL	18
2 - METASSEDIMENTOS DO GRUPO RIO PARDO	22
3 - ÁREA GNAÍSSICA E GRANÍTICA MERIDIONAL	23
CAPÍTULO IV	26
DADOS GEOCRONOLÓGICOS	26
A - <u>Complexo granulítico de Jequié</u>	27
B - <u>Metassedimentos do Grupo Rio Pardo</u>	35
C - <u>Rochas gnaíssicas da região de Itapebi</u>	39

D - <u>Rochas graníticas e gnaíssicas do sul da Bahia, leste de Minas Gerais e norte do Espírito Santo</u>	42
E - <u>Rochas intrusivas alcalinas do sul do Estado da Bahia</u>	48
CAPÍTULO V	53
EVOLUÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL	53
A - <u>Ciclo orogênico Guriense</u>	53
B - <u>Ciclo orogênico Trans-Amazônico</u>	54
C - <u>Eventos intermediários, entre os Ciclos Trans-Amazônico e Brasileiro</u>	55
D - <u>Ciclo orogênico Brasileiro</u>	56
E - <u>Síntese de evolução geológica regional</u>	61
CAPÍTULO VI	62
CORRELAÇÕES COM O PADRÃO GEOCRONOLÓGICO DA ÁFRICA EQUATORIAL	62
BIBLIOGRAFIA	73
APÊNDICE 1	79
APÊNDICE 2	92
APÊNDICE 3	95

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1	- Comparação entre análises de rubídio pelos métodos de diluição isotópica e absorção atômica	9
FIGURA 2	- Comparação entre os resultados da relação Rb^{tot}/Sr^{tot} pelos métodos de diluição isotópica e fluorescência de raios X	11
FIGURA 3	- Localização das amostras estudadas, área setentrional	16
FIGURA 4	- Localização das amostras estudadas, área meridional	17
FIGURA 5	- Mapa geológico esquemático da região costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória	19
FIGURA 6	- Diagrama isocrônico do granulito JE-13	28
FIGURA 7	- Isócronas de referência das rochas granulíticas do Complexo de Jequié	30
FIGURA 8	- Isócronas de referência dos metassedimentos do Grupo Rio Pardo	38
FIGURA 9	- Diagrama isocrônico do migmatito CÃ-78	40

FIGURA 10 - Isôcrona de referência das rochas da região de Itapebi, BA	41
FIGURA 11 - Isôcrona de referência dos gnaisses kinzigíticos da faixa Vitória-Porto Seguro	43
FIGURA 12 - Diagrama isocrônico do sienito BA-69-17	49
FIGURA 13 - Correlação das unidades geotectônicas da parte oriental da América do Sul e da parte ocidental da África Equatorial	63

ÍNDICE DAS TABELAS

TABELA 1 - Idades K-Ar de rochas do complexo granulítico de Jequiê	33
TABELA 2 - Idades K-Ar de rochas da região de Salvador	34
TABELA 3 - Idades K-Ar dos metassedimentos do Grupo Rio Pardo	37
TABELA 4 - Idades K-Ar de rochas da região sul da Bahia e nordeste de Minas Gerais	46

TABELA 5	- Idades K-Ar de rochas da região leste de Minas Gerais e Espírito Santo	47
TABELA 6	- Idades K-Ar de rochas alcalinas do sul do Estado da Bahia	51

RESUMO

Este trabalho apresenta o estudo geocronológico, pelos métodos K-Ar e Rb-Sr, da faixa costeira oriental brasileira, entre Salvador e Vitória. Tal estudo é crítico para o entendimento da evolução geológica geral da Plataforma Brasileira, e, além disso, permite comparar o padrão geocronológico da região focalizada, com aquele encontrado na faixa costeira do continente africano, que lhe teria sido adjacente, nas reconstruções efetuadas levando-se em conta a teoria da deriva dos continentes.

Foram efetuadas 62 análises K-Ar, no laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas, em São Paulo, e 43 análises Rb-Sr, a maioria das quais no Centre belge de Géochronologie, em Bruxelas. As determinações K-Ar foram obtidas em minerais separados, principalmente biotitas e anfibólios, enquanto que as análises Rb-Sr foram efetuadas apenas em rocha total, tendo sido interpretadas através de diagramas isocrônicos.

A maioria das amostras foi coletada pelo autor, que selecionou as mais adequadas para o estudo geocronológico, a partir de um lote de 500. O exame petrográfico, aliado ao controle de campo, permitiu caracterizar quatro grandes unidades litológicas: a área granulítica setentrional, a região dos metassedimentos do Grupo Rio Pardo, a região costeira meridional de gnaisses kinzigíticos, e a faixa mais interna com predominância de rochas gnáissicas e graníticas. Rochas vulcânicas e sub-vulcânicas apareceram, cortando as estruturas metamórficas.

A análise dos dados geocronológicos, baseada na interpretação de três diagramas isocrônicos, várias isócronas de referência, e dos resultados K-Ar, levou ao seguinte esquema para a evolução geológica regional:

- 4 200 m.a. - (?) Formação de algumas rochas da área de Mutuípe, BA.
- 2 700 m.a. - Ciclo Guriense - Formação dos granulitos do Complexo de Jequiê.
- 2 000 m.a. - Ciclo Trans-Amazônico - Formação dos granulitos de Salvador e dos gnaisses kinzigíticos meridionais. Fenômenos de rejuvenescimento no Complexo de Jequiê.
- 1 700 m.a. - Resfriamento do Craton de Salvador.
- 1 300 - 1 600 m.a. - Vulcanismo basáltico na região de Salvador. Formação dos gnaisses de Itapebí.
- 760 m.a. - Intrusões alcalinas no sul da Bahia.
- 650 m.a. - Ciclo Brasileiro. Metamorfismo no Grupo Rio Pardo. Formação e/ou rejuvenescimento de rochas na faixa costeira meridional.
- 450 - 500 m.a. - Resfriamento da parte oriental da Plataforma Brasileira.

Finalmente, a comparação com os dados disponíveis do lado africano permitiu verificar grandes semelhanças no padrão de evolução geológica global. Em adição, a posição das províncias geocronológicas é compatível com a reconstrução da situação "pré-deriva" dos continentes analisados. Tais evidências são altamente favoráveis ao modelo geodinâmico de evolução terrestre que inclui um episódio de deriva dos continentes, no Fanerozoico.

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, importantes progressos foram ver
ficados no campo das geociências. Os fenômenos geodinâmicos
começaram a ser considerados conjuntamente, o que possibili
tou o aparecimento de modelos integrados para explicar os
processos geológicos de escala continental.

São dos mais atuais os problemas do aparecimento e da
história geológica do material granítico que caracteriza as
massas continentais. Acumulam-se a esse respeito dados pro
venientes de várias especialidades das geociências, tais co
mo a geotectônica, a geoquímica, a sismologia, etc. Tratando-
-se de problemas de evolução geológica, desde os primórdios
da formação de nosso planeta, tornam-se essenciais dados geo
cronológicos, visto que durante a maior parte da história da
Terra, no Pré-Cambriano, fósseis são raramente disponíveis,
e ainda não são empregados adequadamente nas correlações.

No mundo inteiro foram efetuadas algumas dezenas de
milhares de determinações geocronológicas, em rochas pré-cam
brianas das áreas continentais. Tais dados permitem um grau
de conhecimento razoável da evolução de certas províncias
geotectônicas, tais como o Escudo Canadense, o Escudo Bálti
co, a Plataforma Russa e mesmo de algumas áreas pertencentes
a continentes menos conhecidos, como a África ou a Austrália.
Algumas faixas de dobramentos antigas já têm sua evolução
geológica praticamente esclarecida.

A Plataforma Brasileira (*Almeida, 1967*), unidade geo
tectônica estabelecida no final do Pré-Cambriano e início do
Paleozóico, que comportou-se rigidamente durante a evolução
do cinturão orogenético Andino, é uma das massas graníticas

continentais menos conhecidas. Estudos e mapeamentos geológicos recentes, efetuados principalmente na década de 60, muitos atualmente em andamento, continuam a acumular conhecimentos geológicos a respeito desta grande região. Determinações geocronológicas ainda são escassas, em número insuficiente para permitir uma interpretação adequada da evolução da Plataforma Brasileira. Com exceção de datações esparsas, e dos estudos efetuados por geólogos do US Geological Survey no Quadrilátero Ferrífero, MG, os dados radiométricos atualmente existentes, a respeito de rochas pré-cambrianas do território brasileiro foram obtidos no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGeo), ou em laboratórios estrangeiros, em programas de cooperação científica com o CPGeo.

A região focalizada no presente estudo, a faixa costeira oriental brasileira, entre Salvador e Vitória, ainda não foi objeto de mapeamento global, sendo bem conhecida, geologicamente, apenas em seu trecho próximo do rio Pardo, no sul do Estado da Bahia. Entretanto, para a compreensão das evolução geral da Plataforma Brasileira, esta região apresenta grande importância, visto que contém a parte leste-sudeste da unidade geotectônica denominada craton do São Francisco, e a sua delimitação com a faixa de dobramentos Ribeira, região orogênica ativa durante o fim do Pré-Cambriano, que se estende ao longo da costa, em direção ao sul, até o Uruguay.

Grande importância adicional é apresentada por este trecho, entre Salvador e Vitória, em vista de sua comparação com a região correspondente do continente africano, ou seja o trecho costeiro entre Gabon e Angola, que lhe teria sido adjacente, nas reconstruções efetuadas, levando-se em conta a teoria da deriva dos continentes. Para a região costeira a norte de Salvador, a comparação com o continente africano foi efetuada em trabalho anterior (*Hurley et al.*, 1967), o

qual apresentou resultados altamente positivos. Para a parte sudeste do Brasil, já existem dados suficientes para permitir comparação entre o cinturão orogênico Ribeira, do lado sul-americano, e o cinturão orogênico Damara, de idade comparável, do lado africano. Neste trabalho, os dados apresentados possibilitam um confronto adequado entre as regiões restantes, completando o quadro comparativo, teste fundamental para a teoria da deriva continental.

Para o desenvolvimento da presente pesquisa, o autor coletou pessoalmente a grande maioria das amostras, durante várias expedições científicas à região, efetuadas em outubro de 1968, julho de 1969, julho de 1970, e janeiro de 1973. Algumas das amostras disponíveis foram cedidas por vários geólogos, a saber S. Fujimori, A. J. Pedreira, P. G. Souto, H. Azevedo, J. Mascarenhas e C. Durrell. Algumas outras, cedidadas pela Petrobrás, foram analisadas, em São Paulo, por A. Thomaz, que permitiu a inclusão dos dados neste trabalho.

Do conjunto de rochas existentes, cerca de 500, foram escolhidas as mais adequadas para o estudo geocronológico, com base na natureza do material e na distribuição geográfica e geológica. Para isto foi efetuado o estudo petrográfico de todas as amostras disponíveis a fim de caracterizar as principais unidades geológicas da região. As análises K-Ar foram todas realizadas em São Paulo, enquanto que a maioria das determinações Rb-Sr, por diluição isotópica, foram efetuadas em Bruxelas, durante estágio de laboratório que o autor desenvolveu junto à Université Libre de Bruxelles (ULB), como Professor Visitante, no primeiro semestre de 1971. As demais determinações Rb-Sr foram realizadas em São Paulo, em época posterior.

Integram este trabalho 62 análises K-Ar, e 43 análises Rb-Sr. Determinações incluídas em trabalhos anteriores (*Hurley et al.*, 1967, *Almeida et al.*, 1968, *Delhal et al.*, 1969) são aqui re-avaliadas, nas interpretações integradas,

tendo em vista os novos resultados obtidos.

AGRADECIMENTOS

De início, o autor deseja agradecer aos geólogos P.G. Souto, A.J. Pedreira e H. Azevedo que na época pertenciam à CEPLAC, pela ajuda prestada durante a coleta de amostras, nas expedições efetuadas em 1969 e 1970. Da última expedição participou também o geólogo paulista P.C. Abrão.

Nos trabalhos analíticos no Centro de Pesquisas Geocronológicas, em São Paulo, os técnicos M. Elisa Correa da Silva Lucena e J. Roberto de Medeiros auxiliaram, respectivamente, nas análises de potássio e na preparação das amostras e separação de minerais. O técnico C. dos Santos e os estudantes bolsistas Miguel A.S. Basei, Agostinho F. Sobreiro Neto e Paulo M. de Mendonça efetuaram muitas das extrações de argônio e cálculos de idade K-Ar. Ao Dr. Marcos Berenholc são devidas as determinações quantitativas de Rb e Sr por fluorescência de Raios X e ao Dr. K. Kawashita algumas análises de Sr.

Os técnicos do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Melany T. Isauk e Deocleciano Soares de Araujo, confeccionaram as lâminas delgadas das rochas estudadas. O sr. José Ponchirolli e a sra. Nair de C. Louzada, também do I.G., são os responsáveis pelos trabalhos de datilografia. À Srta. Namie Koseki cabem as ilustrações.

No Centre Belge de Géochronologie, onde o autor executou a maioria das análises Rb-Sr deste trabalho, o seu treinamento foi possibilitado pelo auxílio dos pesquisadores S. Deutsch, D. Ledent e P. Pasteels. O autor agradece ainda ao Dr. E. Picciotto, e ao Dr. J. Michot, responsáveis respectivamente, pelo Service de Géologie et de Géochimie Nucleaires, e pelo Service de Minéralogie et Petrologie da Université Libre de Bruxelles por terem gentilmente colocado à disposição do autor suas instalações.

Os geólogos paulistas E. Wernick e V.A.V. Girardi, bem como o petrólogo belga J. Delhal, do Musée Royal de l'Afrique Centrale, de Terveuren, ofereceram ao autor ajuda importante nas análises petrográficas, em especial na identificação de minerais de rocha menos comuns.

Finalmente, o autor deseja consignar seu reconhecimento ao Dr. L. Cahen, "expert" em geologia africana e ao geólogo J.R.F. Torquato, do Serviço Geológico da Província de Angola, pelas proveitosas discussões mantidas, bem como aos geólogos Juracy F. Mascarenhas e P.G. Souto, pelas valiosas informações prestadas sobre a geologia da região oriental baiana.

A Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo financiou os trabalhos de campo, e complementou a bolsa do governo belga que permitiu o estágio de laboratório do autor em Bruxelas. O Conselho Nacional de Pesquisas presta continuamente ajuda ao CPGeo, o que permite a execução das análises geocronológicas em São Paulo. As determinações geocronológicas em Bruxelas foram efetuadas com a autorização do Centre Belge de Géochronologie.

CAPÍTULO II

MÉTODOS EXPERIMENTAIS

1 - DETERMINAÇÕES POTÁSSIO-ARGÔNIO

As análises K-Ar que constam deste trabalho foram efetuadas nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas em São Paulo. Uma descrição completa das técnicas empregadas pode ser encontrada em *Amaral et al.*, (1966).

As análises de potássio foram efetuadas em duplicata, por fotometria de chama, com padrão interno de lítio. Para as determinações constantes deste trabalho, o erro percentual médio, em relação à média, foi de aproximadamente 0,8%.

As análises de argônio, por diluição isotópica, foram efetuadas no espectrômetro de massa tipo Reynolds, do CPGeo, tendo sido empregado traçador de Ar^{38} puro. Para cerca de dois terços das determinações, foram utilizados traçadores previamente preparados, em conjuntos de aproximadamente 430 unidades, segundo o método preconizado por *Reynolds e Spira* (1966). As restantes foram efetuadas mediante emprego de alíquotas calibradas retiradas sucessivamente de um reservatório.

A precisão das medidas foi calculada em cada caso, mediante estudo envolvendo propagação de erro, desenvolvido no CPGeo. As estimativas dos erros experimentais para cada amostra, que dependem pois da qualidade das medidas efetuadas, e de parâmetros estatísticos determinados experimentalmente no laboratório, foram incluídas no Apêndice 2, onde constam os dados analíticos completos referentes às análises K-Ar realizadas. Verifica-se que as determinações K-Ar estão sujeitas a erro experimental variando entre 1 e 10%, com

média por volta de 4% e distribuição bi-modal, sendo mais precisas as análises efetuadas mediante reservatório de Ar^{38} (entre 1 e 3% de erro), em relação às demais (entre 2 e 10% de erro).

Neste trabalho não houve preocupação de demonstrar a reprodutibilidade das medidas de argônio, característica já suficientemente testada no CPGeo. Entretanto, podem servir de indicação os resultados obtidos para a biotita ITB-219, que foi analisada 15 vezes, por ser amostra-padrão intra-laboratório, empregada para calibrar os diferentes sistemas de traçadores de argônio 38. Os resultados obtidos apresentaram desvio percentual médio de 1,9% em relação ao valor médio, o que demonstra a boa reprodutibilidade do laboratório.

As constantes empregadas nos cálculos foram:

$$\lambda_{\beta} = 0,530 \times 10^{-9} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_{\epsilon} = 0,585 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\% \text{ atom. de } K^{40} \text{ em } K^{\text{tot}} = 0,0119$$

2 - DETERMINAÇÕES RUBÍDIO-ESTRÔNCIO

A maioria das determinações Rb-Sr aqui apresentadas foram efetuadas pelo autor, por diluição isotópica, nos laboratórios do Centre Belge de Géochronologie, em Bruxelas. O tratamento químico seguiu o procedimento habitual, de acordo com *Deutsch et al. (1965)*. Nas análises de Rb e de Sr, foram empregados, respectivamente, traçadores enriquecidos em Rb^{87} e em Sr^{84} .

Com exceção de três, as análises de Sr por diluição isotópica foram obtidas em espectrômetro Varian-Atlas tipo CH4, de 6" de raio de curvatura, cujo comportamento habitual permite um erro experimental inferior a 0,2% na obtenção das

relações isotópicas do Sr. As três restantes foram obtidas em espectrômetro de massa de 30 centímetros de raio de curvatura do Service de Géologie et de Géochimie Nucleaires da ULB. (*Reinharz et al.*, 1962). Nestes casos, a precisão obtida foi inferior, em virtude das instabilidades de emissão verificadas durante as análises. Todas as análises de Sr foram normalizadas, admitindo-se $Sr^{86}/Sr^{88} = 0.1194$.

Neste mesmo espectrômetro foram efetuadas quase todas as medidas de Rb por diluição isotópica constantes do trabalho. Uma delas (amostra pobre em Rb, e misturada ao traçador em quantidade inadequada) foi analisada no espectrômetro CH4, enquanto que três outras foram analisadas por C.A. Cingolani em espectrômetro de massa Nuclide, pertencente ao I.N.G.E.I.S. (Buenos Aires). Como é impossível uma correta avaliação dos efeitos de fracionamento isotópico durante as análises de Rb, várias amostras de Rb natural foram analisadas, e o valor médio obtido foi utilizado para calcular o fator de correção. De qualquer modo, as análises de Rb por diluição isotópica estão sempre sujeitas a erro analítico da ordem de 1-2%.

Como verificação adicional para as determinações de Rb, foi empregado o método de absorção atômica, segundo a técnica desenvolvida por *Vosters e Deutsch (1967)* e *Gamot et al. (1970)*. As medidas foram feitas pelo autor, no instrumento Perkin Elmer do Service de Géologie et de Géochimie Nucleaires da ULB. A Figura 1 mostra a comparação entre os dados de absorção atômica e diluição isotópica obtidos, podendo-se verificar uma boa concordância em quase todos. Algumas diferenças significativas que aparecem (ver por exemplo as amostras ITC-29, BJ-10 ou BA-69-17C), foram provavelmente ocasionadas por problemas químicos ocorridos nas soluções que foram medidas por absorção atômica. Tendo em vista tal inconveniente, apenas as medidas por diluição isotópica foram levadas em conta nos cálculos.

FIG. 1
Comparação entre análises de rubídio pelos métodos de diluição isotópica e absorção atômica

Onze amostras foram datadas pelo método Rb-Sr, no CPGeo, em São Paulo, utilizando-se determinações quantitativas de Rb^{tot} e Sr^{tot} , por fluorescência de Raios X, e análises de composição de Sr, sem traçador, de acordo com a técnica utilizada por Kawashita (1972). Destas onze determinações de composição isotópica de Sr, cinco foram efetuadas por K. Kawashita no espectrômetro de massa tipo Reynolds do CPGeo, ao qual foi adaptada uma fonte sólida, enquanto que

as seis restantes foram obtidas pelo autor, no recém adquirido espectrômetro Varian-Mat, tipo TH-5 do CPGeo. Estas foram as primeiras determinações de Sr efetuadas com tal instrumento que aparenta possuir grande precisão. Algumas análises efetuadas, no mesmo período, da relação Sr^{87}/Sr^{86} no padrão Eimer Amend apresentaram valor médio de 0,7077, muito próximo ao preconizado. ($Sr^{87}/Sr^{86} = 0.7082$, *Hildreth e Henderson, 1971.*) *Kawashita (1972)* verificou a concordância, dentro dos limites de erros experimentais, entre determinações efetuadas por fluorescência de Raios X, no CPGeo, e determinações normais por diluição isotópica.

A Figura 2 mostra a concordância obtida entre os dados obtidos, neste trabalho, por fluorescência de Raios X, com aqueles por diluição isotópica. Foi elaborada levando-se em conta as razões Rb^{tot}/Sr^{tot} , que são os parâmetros significativos no cálculo das idades e no traçado das isócronas. As determinações individuais de Rb^{tot} e de Sr^{tot} , por fluorescência de Raios X, entretanto, resultaram sistematicamente cerca de 5% mais elevadas do que as obtidas em Bruxelas, por diluição isotópica (vide Apêndice 3), o que se deve, provavelmente, a diferenças entre os padrões utilizados em ambos os laboratórios. O assunto encontra-se sob investigação. De qualquer modo, como os valores Rb^{tot}/Sr^{tot} apresentam grande concordância, as medidas efetuadas por fluorescência de Raios X em São Paulo podem ser tratadas conjuntamente àquelas obtidas por diluição isotópica. Para a construção de isócronas, nos casos em que havia valores provenientes de vários métodos (D.I., A.A., F.X.), sempre foram utilizados aqueles referentes à diluição isotópica, método menos sujeito a erros devidos a interferências. A única exceção foi relativa à amostra CÃ-75 B, que apresentou valores concordantes para as determinações de rubídio por A.A. e F.X. Neste caso foi desprezado o valor obtido por D.I., tendo em vista um possível erro acidental.

FIG. 2
Comparação entre os resultados da relação Rb^{tot}/Sr^{tot} pelos métodos de diluição isotópica e fluorescência de raios X

Os dados analíticos Rb-Sr completos foram incluídos no Apêndice 3. Em virtude da variedade de técnicas e instrumentos utilizados, neste apêndice também foram incluídas referências sobre metodologia empregada em cada determinação. As isôcronas das Figuras 6 a 12 foram traçadas segundo uma regressão linear simples, de acordo com o procedimento de *Shields (1963)*. Os cálculos foram efetuados mediante emprego do programa PCRONO (X em Y), desenvolvido em linguagem Fortran IV e adaptado para o computador Bourroughs/3500 do

Centro de Computação Eletrônica da Universidade de São Paulo.
As estimativas dos erros analíticos referem-se ao nível de
confiança de 68% (1σ).

As constantes empregadas nos cálculos foram:

$$\lambda_{\text{Rb}} = 1,47 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$\text{Rb}^{85}/\text{Rb}^{87} = 2,59$$

$$\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88} = 0,1194$$

CAPÍTULO III

GEOLOGIA

A região objeto do presente estudo estende-se ao longo da costa oriental brasileira, entre os paralelos 12° S e $20^{\circ} 30'$ S, aproximadamente, incluindo, em suas extremidades, as cidades de Salvador (BA) e de Vitória (ES). A extensão total, ao longo da costa, perfaz cerca de 1 100 km. A faixa investigada apresenta uma largura variável, entre 100-150 km, desde Salvador até o rio Jequitinhonha; daí para o sul, algumas amostras foram coletadas até cerca de 200 km de distância da costa. Em outras palavras, a área em questão situa-se entre o litoral e a rodovia BR-116, no trecho entre as cidades de Feira de Santana (BA) até Manhuaçu (MG), e compreende cerca de 200 000 quilômetros quadrados.

Interpretações geocronológicas regionais, como a que é apresentada neste trabalho, necessitam de um conhecimento geológico de base, para poder aquilatar a influência dos diferentes eventos geológicos, e caracterizá-los adequadamente. São especialmente úteis mapas geológicos regionais, em escalas tais como 1:250.000, que mostrem as relações de campo das principais unidades litológicas.

Infelizmente, apenas uma pequena parte da área, referente à bacia do baixo rio Pardo, apresenta-se mapeada, geologicamente, em escala adequada. Deixamos de mencionar aqui os inúmeros trabalhos referentes às bacias costeiras pós-paleozóicas (Recôncavo, Tucano, Almada, Espírito Santo, etc.), desenvolvidos nas últimas décadas pela equipe técnica da Petrobrás; tais trabalhos, em geral, não dão atenção à geologia do embasamento, apresentado sem diferenciação nos seus mapas geológicos.

Pedreira et al. (1969) apresentam uma síntese dos levantamentos geológicos realizados na região do baixo rio Pardo, e a equipe técnica da CEPLAC está editando, paulatinamente, os trabalhos resultantes, com maiores detalhes (*Azevedo*, 1969; *Azevedo e Souto*, 1971; *Souto et al.*, 1971; *Souto et al.*, 1971a; *Souto et al.*, 1972; *Barbosa de Deus*, 1972). Tais levantamentos geológicos mostram-se adequados para as interpretações geocronológicas; as expedições de coleta de amostras na região (entre 15° e 16° de latitude sul), efetuadas pelo autor, levaram em conta os dados existentes.

Também na parte meridional da região estudada, no Estado do Espírito Santo, faz-se disponível uma carta geológica global (*Brajnikov*, 1955), onde estão delimitadas as principais unidades litológicas do embasamento. Tal trabalho é de grande utilidade como controle litológico, se não se atribuir maior importância à interpretação geológica apresentada, na ocasião, por aquele autor, feita em época anterior à tomada de fotografias aéreas na região. Na presente pesquisa, o mapeamento mencionado foi avaliado, reconstituindo-se os caminhamentos principais levantados por *Brajnikov*, e utilizando os dados do estudo petrográfico de boa qualidade executado por aquele autor.

Outros trabalhos importantes, que serviram como controle geológico e/ou petrográfico para as interpretações geocronológicas aqui apresentadas foram os de *Maack* (1963) a respeito da região do rio de Contas, o de *Fujimori* (1967) sobre as rochas alcalinas do sul da Bahia, o do mesmo autor (1968) sobre os granulitos de Salvador, e o de *Sighinolfi* (1970) sobre os granulitos da região oriental da Bahia. O trabalho de *Barbosa et al.* (1966), a respeito da região do vale do rio Doce também foi levado em conta, extrapolando-se os dados para as regiões contíguas.

Merecem ainda ser mencionados os trabalhos de natureza petrológica de *Guimarães* (1924), *Guimarães e Souza* (1931), *Allard e Fujimori* (1966), *Castro e Sial* (1971) e *Sighinolfi*

e *Fujimori* (1972), que caracterizam as rochas granulíticas da região de Salvador. Algumas sínteses geológicas globais foram feitas anteriormente, por diversos autores, em várias oportunidades, analisando e interpretando os sempre escassos dados disponíveis. Lembramos aqui as de *Moraes Rego* (1947), *Guimarães* (1951), *Ebert* (1962 e 1968), *Barbosa* (1966), *Almeida* (1967), *Susczynski* (1967), *Cordani et al.*, (1968), *Almeida* (1969), e finalmente *Ferreira* (1972), como autor da notícia explicativa que acompanha a recente Carta Tectônica do Brasil, em escala 1:5.000.000.

Para a execução do presente estudo geocronológico cerca de 450 amostras foram obtidas em várias excursões realizadas pelo autor, que percorreu as principais rodovias e estradas da região. Outras amostras tornaram-se disponíveis através da ajuda dos vários geólogos regionais, S. Fujimori, A.J. Pedreira, P.G. Souto, H. Azevedo, J. Mascarenhas, C. Durrell) que cederam alguns exemplares importantes, de lugares pouco acessíveis.

De início, foi feito um estudo petrográfico completo para caracterizar as unidades geotectônicas principais. Nesta fase, mais de 500 lâminas foram examinadas, com a finalidade de deduzir, em algumas regiões chave, a seqüência de eventos geológicos impressa nas diversas paragéneses minerais, e selecionar as amostras consideradas mais adequadas para estudos geocronológicos. As Figuras 3 e 4 exibem a localização das amostras disponíveis, bem como a denominação de campo das que foram objeto das análises geocronológicas referidas neste trabalho. O Apêndice 1 inclui as descrições petrográficas das amostras que foram objeto de datação radiométrica.

Fazendo-se abstração dos sedimentos das bacias costeiras, bem como das extensas coberturas recentes que revestem os tabuleiros próximos do litoral, podem ser distinguidas, do ponto de vista geológico, quatro regiões características, a saber: a área granulítica setentrional, a região

Fig. 3 - Localização das amostras estudadas, área setentrional.

Fig.4 - Localização das amostras estudadas, área meridional

dos metassedimentos do Grupo Rio Pardo, a região costeira meridional dos gnaisses granatíferos, e a faixa mais interna com predominância de rochas gnáissicas e graníticas. Rochas vulcânicas e sub-vulcânicas aparecem, localmente, cortando as estruturas metamórficas. Este trabalho procurará, a seguir, caracterizar geologicamente e petrograficamente cada uma das unidades litológicas referidas, enfatizando os principais dados petrológicos que têm interesse direto para a interpretação da evolução geológica regional.

A Figura 5 mostra esquematicamente a distribuição das unidades litológicas principais. Foi traçada com base no controle petrográfico obtido (Figuras 3 e 4), e nos trabalhos regionais existentes, já mencionados (*Pedreira et al.*, 1969; *Brajnikov*, 1955; *Maack*, 1963; *Fujimori*, 1967; *Sighinolfi*, 1970; *Barbosa et al.*, 1966). Além disso, para a delimitação das unidades, o autor valeu-se dos mosaicos semi-controlados de radar, editados pelo Departamento Nacional da Produção Mineral (Projeto Radam), que cobrem quase toda a área estudada. Em tais mosaicos (SD-24-V-B, SD-24-V-D, SD-24-Y-B, SD-24-Y-D, SE-24-V-B e SE-24-V-D), em escala 1:250.000, as estruturas regionais salientam-se nitidamente, auxiliando as interpretações geológicas. Na Figura 4, foram incluídas as principais zonas de fraturamento, bem como as direções estruturais mais pronunciadas, reveladas pelas imagens do Radam.

1 - ÁREA GRANULÍTICA SETENTRIONAL

Toda a parte setentrional da região, entre Feira de Santana e o rio Pardo, é formada por rochas granulíticas, com direções estruturais pouco variadas, mantendo-se próximas de N-S ou NNE-SSW, com uma inflexão importante para NW a partir de Santo Antonio de Jesus. Tais rochas parecem constituir uma unidade geotectônica importante sobre o Craton do

FIG.5-MAPA GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO
DA REGIÃO COSTEIRA DO BRASIL, ENTRE SALVADOR E VITÓRIA

São Francisco, para a qual está sendo proposta, neste trabalho, a denominação de "Complexo granulítico de Jequié". Sobre os mosaicos do Radam, a região apresenta extensos lineamentos retilíneos, em grande parte concordantes com as principais direções estruturais, que podem ser interpretados como grandes zonas de falhamentos. Os principais foram representados na Figura 5. Um deles, que passa próximo às localidades de Poções, Itapetinga, Potiraguã, Itapebi e Itagimirim, parece apresentar importância especial, por constituir o limite SW da unidade geotectônica granulítica. É bem possível que esta zona tectônica, aqui denominada Falhamento de Itapebi, cuja largura parece ser de alguns quilômetros, continue em direção NW, infletindo-se em seguida para Norte, passando a constituir parte do sistema de grandes falhas que acompanham a borda oriental da Chapada Diamantina.

Essencialmente, as rochas que constituem o Complexo de Jequié são metamórficas de alto grau, e serão denominadas genericamente de granulitos. Exibem frequentemente nítido bandejamento, granulação fina a média, e por vezes uma gnaisificação irregular. Macroscopicamente, apresentam o brilho graxoso e a coloração cinza-azulada ou esverdeada, características do tipo de rocha. Frequentemente, seus feldspatos exibem tonalidades esverdeadas. Os tipos petrográficos mais comuns são granulitos quartzo-feldspáticos; entretanto, granulitos básicos, com piroxênios e anfibólios em quantidade considerável, aparecem frequentemente, formando intercalações nos tipos bandados.

Microscopicamente, as associações mineralógicas observadas são muito variadas e complexas. Predominam texturas granoblásticas equigranulares e xenomórficas. Os principais minerais são quartzo e feldspato, este último exibindo quase invariavelmente intercrescimentos pertíticos, antipertíticos, ou mesopertíticos. O plagioclásio geralmente é andesina, passando a labradorita nos tipos mais básicos. In

tercrescimentos mirmequíticos são comuns. Os minerais escuros principais são orto e clino piroxênios, hornblenda e biotita. Em muitos casos, estes dois últimos minerais pertencem à paragênese primária; em outros casos, provêm da transformação dos piroxênios.

Muitos granulitos da área apresentam, em adição aos feldspatos com intercrescimentos, certa quantidade de microclínio, que aparece nas rochas como intersticial, ou substituindo parcialmente certos cristais de ortoclásio, denunciando um fenômeno metamórfico intenso, claramente posterior à formação da paragênese primária. Este fenômeno mostra-se gradual: em muitas amostras, é apenas incipiente, enquanto que em outras apresenta intensidade suficiente para transformar a rocha em um verdadeiro gnaiss granitóide, com vestígios de uma paragênese primária de grau mais elevado (restos de piroxênios, ou de mesopertitas). Na Figura 5 foram assinalados os locais, no interior da região granulítica, onde microclínio foi caracterizado nas lâminas delgadas, em quantidades apreciáveis. A microclinização, que parece ocorrer em toda a região ocupada pelos granulitos, evidencia duas fases de metamorfismo sucessivas, a primeira em ambiente catazonal, e a segunda, de temperaturas e pressões mais baixas, mesozonal.

Várias amostras apresentaram sinais de cataclase intensas, e minerais secundários tais como clorita, epídoto, fluorita, carbonatos, sericita e outros, característicos de fenômenos hidrotermais de baixa a média temperatura ligados ao cisalhamento. Estas evidências aparecem nas zonas dos grandes fraturamentos assinalados na Figura 5, em especial no mencionado Falhamento de Itapebi, e na outra grande zona de fratura existente ao longo do rio Colônia, entre Potiraguá e Itabuna.

Nos arredores da cidade de Salvador, afloram também rochas granulíticas, com caracteres petrográficos semelhantes

tes aos da região descrita. Nesta área são comuns diques de rochas basálticas e/ou piroxeníticas cortando as metamórficas regionais. Diques semelhantes foram encontrados também mais para o sul, especialmente na região entre Ilhéus e Camacã.

Rochas magmáticas, de natureza alcalina, foram assinaladas (*Fujimori, 1967; Pedreira et al., 1969*) nas proximidades do rio Pardo, cortando os granulitos regionais. Trata-se de rochas de natureza sienítica insaturada (com nefelina e/ou sodalita). Embora de pequenas dimensões, os corpos intrusivos exibem tipos petrográficos diferentes, com grandes variações em mineralogia e textura (nefelina-sienitos, sodalita-sienitos, tinguaítos, traquita, quartzo-sienitos, etc.). As ocorrências principais, assinaladas na Figura 5, são as de Santa Cruz da Vitória, Potiraguá, Itabuna e Itaju de Colônia. Recentemente foi descoberta nova ocorrência de rochas sieníticas, que formam o maciço de Itarantim, intrusivo nas rochas graníticas que ocorrem a SW do Falhamento de Itapebi.

2 - METASSEDIMENTOS DO GRUPO RIO PARDO

No baixo curso do rio Pardo, na área adjacente à planície costeira, aparecem os metassedimentos estudados por *Pedreira et al. (1969)*. Trata-se de um conjunto constituído originalmente por folhelhos, siltitos, grauvacas, arcólios, conglomerados, e rochas carbonáticas, afetado por metamorfismo regional de fácies xistos verdes. Os mencionados autores, que denominaram a unidade geotectônica de Grupo Rio Pardo, puderam reconhecer uma sequência estratigráfica, iniciando-se com rochas mais grosseiras (metaconglomerados da Formação Panelinha, ardósias da Formação Camacã, metagrauvacas conglomeráticas da Formação Salobro), continuando com filitos e metasiltitos (Formação Água Preta), e terminando com rochas carbonáticas (Formação Serra do Paraíso).

Petrograficamente, as rochas mais grosseiras apresentam material detrítico em quantidade considerável, sob forma de seixos e cristais de quartzo e feldspatos mais ou menos arredondados, em matriz recristalizada, onde predominam sericita e clorita. Estes dois minerais são os constituintes essenciais das rochas pelíticas, enquanto que calcita e dolomita constituem os mármore da formação de topo. Estruturas sedimentares são perfeitamente visíveis nas formações basais. Clivagem ardosiana é o caráter predominante nos filitos da Formação Água Preta, enquanto que as rochas carbonáticas apresentam textura granoblástica, por vezes sacaróide. O conjunto evidencia uma só fase de cristalização orientada, em condições de metamorfismo brando, epizonal.

Os metassedimentos cobrem uma área global de 600 Km², e sua estrutura é relativamente simples, do tipo monoclinal, com mergulhos suaves com sentido predominante para SW.

3 - ÁREA GNAÍSSICA E GRANÍTICA MERIDIONAL

Na parte meridional da área investigada, duas grandes unidades litológicas, cujo limite apresenta direção aproximada N-S (Vide Figura 5), puderam ser reconhecidas.

A primeira delas, que ocorre do lado ocidental, é constituída por gnaisses migmatíticos e rochas graníticas diversas, que na região do vale do rio Doce, nos arredores de Governador Valadares, foram descritas por *Barbosa et al.*, (1966).

Estas rochas apresentam-se geralmente bem orientadas, com gnaissificação uniforme e por vezes bandeamento nítido, caracterizando gnaisses fitados e/ou migmatitos. Rochas graníticas sem orientação visível nos afloramentos aparecem também, com frequência, em associação aos gnaisses e/ou migmatitos.

Ao microscópio, a composição mineralógica mostrou-

-se relativamente simples, predominando largamente a associação quartzo-microclínio-plagioclásio (oligoclásio)-biotita. Às vezes, hornblenda também foi encontrada, quase sempre em quantidades inferiores à biotita. A composição global variou entre granítica e granodiorítica, e, de um modo geral, estas rochas evidenciaram relações texturais indicando um estágio de cristalização orientada e grau de metamorfismo médio, dentro do fácies anfibolito. Tal contexto petrográfico permite correlacionar as rochas em questão com os gnaisses granitoides sintectônicos e com os granitos postectônicos da Serra dos Órgãos, que ocorrem mais para o sul, ao que parece em continuidade física, e que foram objeto de estudo geocronológico pormenorizado (*Delhal et al.*, 1969; *Cordani et al.*, 1973).

A unidade litológica que ocorre na faixa oriental, e que na região costeira é recoberta por sedimentos neo-Cenozóicos, é formada, essencialmente, por gnaisses kinzigíticos, com grau de metamorfismo mais elevado do que o que afetou a faixa gnáissica descrita pouco antes. Rochas do mesmo tipo aparecem também ao longo do rio Jequitinhonha, entre Itaobim e Salto da Divisa. De modo geral, os gnaisses kinzigíticos apresentam quantidades de biotita inferiores às dos gnaisses migmatíticos normais, de modo que faixas xistosas e/ou concentrações biotíticas são pouco regulares, conferindo às rochas aspecto migmatítico difuso, nebulítico. Granada é constituinte normal dos gnaisses kinzigíticos, salientando-se especialmente em algumas intercalações hololeucocráticas, quase sem biotita.

Microscopicamente, estas rochas apresentam textura granoblástica xenoblástica e associações mineralógicas do tipo quartzo-plagioclásio - K-feldspato-granada-biotita-cordierita-sillimanita. Em geral, plagioclásio (andesina) predomina sobre o feldspato potássico (ortoclásio). Intercrescimentos do tipo antipertita e/ou mesopertita são comuns. Granada

aparece constantemente, formando porfiroblastos até centimétricos, englobando outros minerais (quartzo), e conferindo às rochas textura poiquiloblástica. Cordierita aparece com frequência, em formas lenticulares, exibindo quase sempre inclusões de sillimanita.

A evolução petrogenética destas rochas não está clara. Pela sua paragênese, poder-lhe-ia ser atribuído tanto o sub-fácies mais alto do fácies anfibolito, quanto o próprio fácies granulito. Muitas das amostras estudadas apresentam uma única fase de formação de minerais. Entretanto, outras parecem ter sofrido dois eventos metamórficos principais, tendo em vista a existência de restos de piroxênios, ou mesoperititas, que parecem revelar a existência de uma paragênese primária, formada em condições metamórficas mais enérgicas.

Núcleos granulíticos, revelados pela presença de rochas caracteristicamente "charnoquíticas", aparecem em certas localidades, tais como Barra de São Francisco, ES, ou Itapina, ES, no interior da unidade de gnaisses kinzigíticos. Núcleos semelhantes, porém, podem aparecer também na região de gnaisses migmatíticos, tal como ocorre em Itanhém, BA, ou em Epaminondas Otoni, MG.

CAPÍTULO IV

DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Do conjunto de amostras disponíveis, foram selecionadas as mais adequadas para o estudo geocronológico, desenvolvido mediante emprego dos métodos K-Ar e Rb-Sr. Alguns dados radiométricos já existiam antes da realização deste trabalho (*Hurley et al.*, 1967; *Cordani et al.*, 1969; *Cordani et al.*, 1973), e foram incluídos nas interpretações. Os dados analíticos completos (62 determinações pelo método K-Ar, e 43 pelo método Rb-Sr) encontram-se nos Apêndices 2 e 3. O Apêndice 1 traz uma descrição petrográfica resumida das amostras analisadas.

Para o método Rb-Sr, com duas exceções apenas, as análises foram executadas em rocha total, e as interpretações foram feitas essencialmente mediante emprego de gráficos isocrônicos Rb^{87}/Sr^{86} versus Sr^{87}/Sr^{86} . Cabe aqui lembrar que esta técnica é a que permite os resultados mais válidos em termos de evolução geológica sofrida pelo material. Mesmo em rochas policíclicas, é sabido que os isótopos do estrôncio podem se redistribuir durante os eventos mais novos, sem ser perdidos pelo sistema. Portanto, análises em amostras representativas da rocha total podem revelar, em condições ideais, inclusive a época da primeira cristalização, o que seria dificilmente possível por análises Rb-Sr em minerais separados ou análises K-Ar. As idades convencionais Rb-Sr, calculadas com $(Sr^{87}/Sr^{86})_i = 0,705$, embora constem do Apêndice 2, praticamente não foram utilizadas neste capítulo, devido ao seu valor interpretativo menor.

Para as determinações pelo método K-Ar, entretanto, foram separados os minerais mais adequados, ou seja micas e

anfibólitos. Quando possível, deu-se preferência a estes últimos, por ser os que possuem melhor retentividade para argônio, e portanto menos sujeitos a perdas por difusão durante aquecimentos posteriores à sua formação. Entretanto, em certas regiões, como no Estado do Espírito Santo, foram encontradas rochas apresentando biotita como o único mineral datável pelo método K-Ar, e presente em quantidades adequadas para a separação. Neste caso as determinações foram efetuadas mesmo sabendo-se, a priori, que os resultados indicariam apenas a época do último resfriamento sofrido pelo sistema.

De um modo geral, as determinações K-Ar teriam como principal finalidade delimitar a área de influência dos fenômenos termo-tectônicos ligados à última orogênese importante ocorrida na região, no final do pré-Cambriano e no início do Paleozóico. Por outro lado, as determinações Rb-Sr em rocha total teriam por finalidade situar no tempo alguns eventos de homogeneização isotópica de Sr, ligados muitas vezes à própria formação das rochas.

Os dados radiométricos são comentados a seguir, separados de acordo com as unidades geológicas ou geotectônicas, a que se referem.

A - Complexo granulítico de Jequié

Pelo método Rb-Sr, foram analisadas doze amostras provenientes de oito afloramentos de rochas granulíticas regionais. Além disso, três determinações constantes de trabalhos anteriores, obtidas em duas rochas da região de Salvador, e uma terceira proveniente dos arredores de Cachoeira, também foram incluídas nas interpretações. As Figuras 6 e 7 apresentam várias isócronas traçadas a partir dos dados mencionados.

As Tabelas 1 e 2 reúnem as 22 determinações K-Ar disponíveis, sendo 10 da faixa granulítica principal, e 12

da região de Salvador.

Tendo em vista os dados petrográficos expostos no capítulo anterior, em especial o caráter policíclico de muitas das rochas granulíticas do Complexo de Jequiê, o autor resolveu obter um bom número de análises Rb-Sr em rocha total, por terem maior valor interpretativo. Idades K-Ar foram tentadas, sempre que possível, em anfibólios separados das rochas regionais.

A Figura 6 exibe a isócrona obtida em três amostras diferentes do granulito ácido JE-13. O bom alinhamento obtido caracteriza uma importante homogeneização isotópica, que ocorreu provavelmente durante o evento formador dos minerais, na época indicada pela isócrona ($2\,670 \pm 70$ m.a.). A razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, próxima de 0,72, não pode ser considerada anômala, visto que os pontos analíticos estão situados longe da origem, no diagrama isocrônico.

A isócrona I da Figura 7 foi obtida levando-se em conta todas as análises efetuadas, com exceção das obtidas nas amostras MU-19C, Ped-4, 525, e SA-43D. Trata-se de uma isócrona de referência, cuja idade Rb-Sr de $2\,610 \pm 60$ m.a., é pouco inferior àquela obtida para o granulito ácido JE-13. Estes valores indicam que as rochas granulíticas do Complexo de Jequiê teriam sido formadas durante o evento geotectônico denominado Ciclo orogênico "Guriense", no continente sul-americano.

O autor acredita que o valor da isócrona de referência da Figura 7 tenha sido abaixado devido aos efeitos de um rejuvenescimento parcial, acompanhado de saída de estrôncio radiogênico, que teria ocorrido nas amostras SAJ-26, GD-67, SE-46A e BJ-10. As três primeiras (Vide Apêndice 1) são justamente as rochas granulíticas analisadas que apresentam maiores quantidades de microclínio em sua composição, tendo sido afetadas, em grande proporção, pelo evento mesozonal posterior à formação dos granulitos. Suas posições no dia

Sr^{87}/Sr^{86}

Fig.7

Isócronas de referência das rochas granulíticas
do Complexo de Jequié

grama isocrônico tendem a diminuir a idade aparente da isócrona de referência traçada. Deve ser enfatizado, no entanto, que, apesar da microclinização, o rejuvenescimento foi pequeno, correspondendo, essencialmente, a uma redistribuição dos isótopos do estrôncio nos sistemas, sem que tenha havido perdas consideráveis. A razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} da isócrona de referência mencionada, de 0,715, também deve ser considerada normal, tendo em vista que as rochas analisadas possuem valores elevados do parâmetro Rb^{87}/Sr^{86} .

Alguns comentários adicionais fazem-se necessários com relação à posição anômala do ponto analítico MU-19C, que indica uma idade aparente de 4 200 m.a. (isócrona II da Figura 7). Tal amostra, que foi obtida no afloramento MU-19, representa uma banda granulítica escura e maciça. Duas outras amostras do mesmo afloramento situaram-se próximas da isócrona de referência de $2\ 610 \pm 60$ m.a. Embora não possa ser excluída a possibilidade de um erro analítico accidental, ou de uma forte modificação no conteúdo de Rb ou de Sr durante a evolução geológica sofrida pela rocha, o dado de aproximadamente 4 200 m.a., calculado empregando-se $(Sr^{87}/Sr^{86})_i = 0,705$, poderia indicar a existência de material anterior ao ciclo orogênico de 2 700 m.a. Tal consideração implicaria em que, apesar de ter sido afetado por evento metamórfico dos mais intensos, de caráter catazonal, o sistema conseguiu manter, aproximadamente, suas quantidades originais de estrôncio 87, permitindo a obtenção da sua idade primária. Se o dado for confirmado por evidências adicionais, a rocha MU-19 seria a mais antiga encontrada, até o momento, no continente sul-americano.

Na Figura 7 foram também colocados os pontos analíticos de três rochas analisadas no MIT, e que indicariam uma isócrona de referência de $1\ 830 \pm 150$ m.a. (isócrona III). Tal valor parece indicar que as rochas com idades próximas a 2 700 m.a. terminam antes da região de Cachoeira, de modo que

o embasamento das bacias sedimentares de Tucano e do Recôncavo, bem como a região de Salvador, podem representar áreas siálicas formadas durante o Ciclo Trans-Amazônico, o que já havia sido assinalado por *Hurley et al.* (1967), e por *Cordani et al.* (1969).

Uma análise dos resultados obtidos pelo método K-Ar (Tabelas 1 e 2) parecem corroborar a grande influência regional dos eventos deste ciclo. Apenas dois resultados K-Ar, no anfibólio da amostra JE-50, e na biotita da amostra F-48, apresentaram valores próximos da idade da isócrona Rb-Sr em rocha total dos granulitos de Jequiê.

Várias análises apresentadas na Tabela 1 apresentam resultados da ordem de 1 700 - 1 900 m.a., correspondendo a eventos de resfriamento relativos ao ciclo Trans-Amazônico. Por causa disto, é bem possível que sejam relativos a este ciclo os fenômenos de microclinização que afetaram as rochas granulíticas formadas anteriormente em ambiente catazonal.

A região de Salvador merece uma análise particular. As rochas granulíticas que lá ocorrem parecem ter-se formado durante o ciclo Trans-Amazônico (isócrona III da Figura 7), e o resfriamento regional posterior aos eventos deste ciclo teria ocorrido há cerca de 1 700 m.a., conforme atestam as idades aparentes das amostras 10a-B-66, R-Verm-1 e Salv.-5. Vários diques básicos cortam a região, e não sofreram qualquer metamorfismo posterior à sua formação. Suas idades aparentes K-Ar deveriam ser, portanto, inferiores a 1 700 m.a., época do resfriamento regional. Efetivamente, quase todas as amostras datadas incluem-se no intervalo 1 300 - 1 730 m.a., com uma exceção representada pelo resultado da amostra R-Verm-1a (2 050 m.a.). Esta determinação foi obtida em rocha total, em material parcialmente alterado, e o presente autor considera possível a presença de excesso de argônio nos seus minerais secundários, causando uma idade K-Ar anômala.

A interpretação dos resultados K-Ar das rochas ba

TABELA 1 - IDADES K-Ar DE ROCHAS DO COMPLEXO GRANULÍTICO DE JEQUIÊ

AMOSTRA	ROCHA	MATERIAL	Nº LAB (SPK)	IDADE K-Ar ($\times 10^6$ anos)
AP-X	Anfibólio gnaiss	Anfibólio	1557	991 $\pm$ 30
F-48	Granulito ácido	Biotita	780	2459 $\pm$ 80
IL-11	Granulito básico	Biotita	2283	1726 $\pm$ 64
ITB-88	Anfibolito	Anfibólio	1841	1769 $\pm$ 55
ITJ-46	Granulito básico	Anfibólio	1969	1891 $\pm$ 91
ITJ-62A	Granulito básico	Anfibólio	1970	672 $\pm$ 12
JE-23	Granulito básico	Anfibólio	1953	997 $\pm$ 16
JE-50	Granulito básico	Anfibólio	2212	2850 $\pm$ 300
JE-70	Granulito básico	Anfibólio	1964	1786 $\pm$ 49
VQ-412B	Granulito básico	Anfibólio	2311	1520 $\pm$ 60

TABELA 2 - IDADES K-Ar DE ROCHAS DA REGIÃO DE SALVADOR

AMOSTRA	ROCHA	MATERIAL	Nº LAB (SPK)	IDADE K-Ar ($\times 10^6$ anos)
FB-3	Piroxenito	Rocha total	2609	1314 $\pm$ 26
ONDINA-2	Diabásio	Rocha total	2612	1731 $\pm$ 34
ONDINA-2a	Diabásio	Rocha total	2627	1449 $\pm$ 20
		Plagioclásio	2467	1587 $\pm$ 18
R.VERM-1	Granulito básico	Plagioclásio	2586	1714 $\pm$ 16
		Biotita	2600	1541 $\pm$ 15
R.VERM-1a	Diabásio	Rocha total	2610	2052 $\pm$ 21
SALV-A	Diabásio	Rocha total	2606	1366 $\pm$ 14
SALV-B	Diabásio	Rocha total	2578	1653 $\pm$ 15
		Plagioclásio	2581	1330 $\pm$ 14
SALV-5	Granulito básico	Biotita	2305	1678 $\pm$ 40
10a-B-66	Granulito básico	Biotita	726	1705 $\pm$ 48

sálticas de Salvador é ulteriormente complicada pelo fato de não serem concordantes os resultados provenientes dos diferentes materiais da mesma rocha (caso das amostras ONDINA 2a e SALV-B). Em virtude da possibilidade da ocorrência de argônio em excesso nos minerais secundários, as análises obtidas em minerais separados (plagioclásios) devem merecer maior confiança. Assim, na falta de melhores evidências, será considerado o intervalo 1 300 - 1 600 m.a. como sendo época de tectonismo importante, para a região de Salvador. Cabe assinalar que esta é a primeira vez que é demonstrada a existência de vulcanismo basáltico do pré-Cambriano, na região oriental da Plataforma Brasileira.

Vários resultados K-Ar revelam a influência de tectonismos posteriores à formação das rochas, capazes de provocar escape de argônio em determinados sistemas, o que parece ter ocorrido com as amostras JE-23, ITJ-62A e AP-X. Esta última situa-se na região de importante falhamento, que passa próximo de Itabuna. Idades aparentes mais jovens do que seria de esperar, tais como as obtidas no anfibólio da amostra VQ-412 B, ou na biotita da amostra R.Verm-1, podem ser atribuídas a perdas de argônio causadas pelo aquecimento sofrido durante a intrusão dos diques de diabásio que ocorrem nas proximidades dos locais onde ambas as amostras foram colhidas.

B - Metassedimentos do Grupo Rio Pardo

No caso dos metassedimentos do Grupo Rio Pardo, cinco amostras de rochas filíticas, relativamente ricas em rubídio, foram analisadas em rocha total, pelo método Rb-Sr. Uma delas (BA-69-13A) pertence à Formação Camacã de *Pedreira et al. (1969)*, e as restantes à Formação Água Preta. Duas delas também tiveram suas idades aparentes determinadas pelo método K-Ar, em rocha total, e uma terceira, de mármore com

flogopita, foi analisada em duplicata. A Tabela 3 reúne os dados K-Ar obtidos, enquanto que a Figura 8 apresenta as isócronas de referência traçadas a partir dos dados Rb-Sr.

As idades aparentes K-Ar mostram-se concordantes, dentro do erro experimental, indicando como regionalmente significativa a idade de 470 m.a., época em que os sistemas fecharam-se em relação à difusão de argônio. Na opinião do autor, tal fato, ligado ao abaixamento da temperatura nos sistemas, estaria associado ao levantamento epirogenético da área, ocorrido em época posterior ao metamorfismo epizonal regional.

A isócrona de referência II da Figura 8 representa a melhor reta que se ajusta aos cinco pontos analíticos Rb-Sr, e indica uma idade de 470 ± 50 m.a., concordante com os valores K-Ar. Tal isócrona exibe um valor elevado para razão inicial $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i = 0,724$, o que indica que pode ter decorrido um importante intervalo de tempo entre a deposição dos sedimentos e o fechamento dos sistemas à difusão de estrôncio.

Desprezando-se o ponto analítico da amostra BA-69-8, os quatro pontos restantes definem uma segunda isócrona de referência (isócrona I na Figura 8), que apresenta idade de 630 ± 170 m.a., e razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,708$. A exclusão da amostra BA-69-8, embora subjetiva, parece justificável visto que o ponto analítico situa-se em posição aparentemente anômala em relação aos demais, e tende a diminuir a inclinação da isócrona de referência, baixando sua idade aparente.

O valor obtido para a isócrona I pode representar o evento metamórfico sofrido pelos sistemas, desde que não tenham ocorrido modificações importantes nas concentrações de Rb e de Sr das quatro amostras. Nesta interpretação, na amostra BA-69-8 teria ocorrido sensível entrada de Rb, ou saída

TABELA 3 - IDADES K-Ar DOS METASSEDIMENTOS DO GRUPO RIO PARDO

AMOSTRA	ROCHA	MATERIAL	Nº LAB (SPK)	IDADE K-Ar ($\times 10^6$ anos)
CÃ-18	Filito	Rocha total	1834	471 $\pm$ 30
CÃ-39	Filito	Rocha total	1835	501 $\pm$ 45
GB-CAL	Mármore	Flogopita	1831	494 $\pm$ 35
			2332 (1831 R)	527 $\pm$ 50

de Sr radiogênico, entre a época do evento metamórfico e a época do resfriamento regional. A relativa dispersão dos pontos em relação à isócrona I poderia indicar diferenças originais nas relações iniciais Sr^{87}/Sr^{86} de cada sistema, em virtude de quantidades variáveis de material detrítico.

Uma explicação alternativa para as idades aparentes K-Ar, bem como os dados Rb-Sr obtidos, em especial o da amostra BA-69-8, seria a de imaginar um evento inicial (630 m.a.), durante o qual formou-se a paragênese metamórfica principal dos metassedimentos, seguido por um tectonismo importante (470 m.a.), durante o qual ocorreu escape de argônio e abertura parcial dos sistemas para a difusão do estrôncio.

C - Rochas gnáissicas da região de Itapebi

Por pertencerem à região do falhamento de Itapebi, considerado de importância fundamental na evolução geológica regional, dois afloramentos gnáissicos (CÃ-75 e CÃ-78) foram objeto de estudo pormenorizado pelo método Rb-Sr, enquanto que uma terceira amostra (CÃ-81) foi analisada pelo método K-Ar. As Figuras 9 e 10 reúnem os dados Rb-Sr obtidos.

Os quatro pontos analíticos relativos às amostras do gnaiss fitado CÃ-78 não exibiram bom alinhamento (Figura 9), fato que pode ser relacionado com homogeneização isotópica inicial incompleta, ou com perturbações posteriores. Os retângulos da figura são referentes aos intervalos dos erros experimentais de cada análise. Nota-se que a isócrona traçada consegue com dificuldade passar pelos quatro retângulos, e sua idade, de 795 ± 200 m.a. pode ser completamente desprovida de significação. De melhor qualidade parecem ser os dados obtidos levando-se em conta as seis análises, o que implica em aceitar que as rochas CÃ-75 e CÃ-78 possuam a mesma evolução geológica. Neste caso, os pontos analíticos CÃ-75A e CÃ-75B governam o valor da idade da isócrona, fixa

do em $1\,420 \pm 30$ m.a. (Figura 10).

Com relação à determinação K-Ar efetuada, a idade aparente do anfibólio da amostra CÃ-81, de 554 ± 32 m.a. (vide Tabela 4), representa a fase de resfriamento regional em que a temperatura caiu abaixo do limite de retenção de argônio pelo mineral, que deve ser da ordem de $450-500^{\circ}\text{C}$.

Considerando o conjunto dos dados disponíveis, é possível que o evento indicado pela isócrona da Figura 10, de aproximadamente $1\,420$ m.a., seja significativo, e corresponda à época real de formação das rochas analisadas. Os eventos associados ao falhamento, e à formação de minerais de baixa temperatura, tais como fluorita, epidoto e sericita, poderiam ser os causadores das perturbações químicas responsáveis pelo mau alinhamento dos pontos analíticos das amostras CÃ-78A, B, C e D.

D - Rochas graníticas e gnáissicas do sul da Bahia, leste de Minas Gerais e norte do Espírito Santo

Os gnaisses kinzigíticos que ocorrem na faixa costeira entre Vitória e Porto Seguro, cuja evolução petrogenética não é completamente esclarecida, foram objeto de estudo geocronológico pelo método Rb-Sr em rocha total. Das nove amostras analisadas, oito aparecem na Figura 11, onde foram também incluídos os pontos analíticos relativos a duas amostras características da unidade granítica (ITA-122 e 76). As Tabelas 4 e 5 reúnem as 28 determinações K-Ar obtidas em toda a região meridional do trabalho, que incluem o dado relativo à amostra CÃ-81, já comentado anteriormente.

A dispersão dos pontos analíticos é flagrante, na Figura 11. No cálculo da isócrona de referência obtida, que apresentou idade de 550 ± 80 m.a., e razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,722$, foi excluído o ponto relativo à amostra CASC-A (dados analíticos no Apêndice 2). A inclusão de tal ponto analítico no cálculo da isócrona de referência, por causa de

sua elevada razão Rb^{87}/Sr^{86} , em relação aos demais, tenderia a abaixar o valor da idade obtida.

Poucas informações seguras resultam da análise da Figura 11. De início, cabe assinalar que a dispersão dos pontos pode ser originada por razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} diferentes, para cada sistema, na época da homogeneização isotópica regional, que ocorreu sem dúvida durante o Ciclo orogênico Brasileiro. A seguir, o valor "médio" encontrado para esta razão inicial ($Sr^{87}/Sr^{86} = 0,722$) indica que as rochas já possuíam evolução crustal anterior, na época da homogeneização.

Verifica-se também que a isócrona de referência traçada é muito influenciada pelos pontos analíticos referentes às amostras EU-41B e EU-41C, situados um de cada lado da reta. Se tais amostras não haviam alcançado equilíbrio na sua composição isotópica, como o presente autor acredita, o valor da isócrona de referência é incorreto e inferior à idade real da homogeneização dos sistemas. Assim, torna-se sugestivo o fato de que a reta que une os pontos PRA-165A e PRA-165B (amostras de gnaisses kinzigíticos típicos, do mesmo afloramento) indica uma idade de 680 m.a., e uma razão inicial $Sr^{87}/Sr^{86} \approx 0,71$ (vide reta tracejada na Figura 11). É possível que este dado melhor represente a época de formação das rochas kinzigíticas.

Com relação às rochas graníticas, que ocupam preferencialmente a faixa mais interna, já no Estado de Minas Gerais, somente duas amostras foram analisadas pelo método Rb-Sr em rocha total, visto que tais rochas são quase certamente extensão das que ocorrem na Serra dos Órgãos mais para o sul, que foram objeto de estudo geocronológico pormenorizado (Cordani et al., 1973). Os dois pontos analíticos foram incluídos na Figura 11, e pode ser observado que ambos situam-se pouco abaixo, mas próximos da isócrona de referência de 550 m.a., o que confirma a filiação das respectivas rochas.

ao Ciclo Brasileiro. Uma das duas análises (amostra 76) faz parte do conjunto estudado por *Cordani et al.* (1973).

Quase todas as idades K-Ar obtidas na área em questão (Tabelas 4 e 5) incluem-se no intervalo 430-550 m.a. Os resultados referem-se ao último resfriamento sofrido pelos diversos sistemas, e são característicos de eventos terminais do Ciclo Brasileiro.

Somente três amostras apresentaram idades aparentes pouco mais antigas; a tremolita da rocha ALM-104C (700 m.a.), e duas biotitas, das rochas CO-53 (716 m.a.) e VI-28 (670 m.a.).

De um modo geral, os valores relativos às três determinações efetuadas em anfibólitos (amostras ALM-104B, CÃ-81, CB-43-34, e ITA-104, Tabela 4) são pouco mais antigos do que os obtidos em micas, o que está de acordo com um padrão de resfriamento regional onde os anfibólitos começam a reter argônio antes do que as micas. Deve ser notado também que os valores relativos ao Ciclo Brasileiro aparecem independentemente do tipo de rocha analisado, e inclusive em algumas amostras de rochas provavelmente formadas em época anterior, como parece ser o caso do xisto ALM-104B, do granulito básico VI-176A, ou dos gnaisses kinzigíticos com mesopertita e/ou hiperstênio M-Pa, CASC-B e NV-126. O autor considera que nestas rochas deve ter ocorrido rejuvenescimento total a partir de material pré-existente, durante o Ciclo Brasileiro, enquanto que nas amostras já referidas que exibem idades aparentes pouco mais antigas (ALM-104C, CO-53 e VI-28), parece evidente um fenômeno de rejuvenescimento parcial, em situação semelhante.

As idades mais baixas, próximas a 450 m.a. (Eo-Paleozóico), obtidas nas micas, representam a época em que a temperatura regional caiu abaixo de 200-250°C, devido ao levantamento epirogenético que sucedeu à orogênese do final do pré-Cambriano.

TABELA 4 - IDADES K-Ar DE ROCHAS DA REGIÃO SUL DA BAHIA E NORDESTE DE MINAS GERAIS

AMOSTRA	ROCHA	MATERIAL	Nº LAB (SPK)	IDADE K-Ar ($\times 10^6$ anos)
ALM-1	Gnaiss kinzigítico	Biotita	2380	470 $\pm$ 30
ALM-104B	Tremolita xisto	Tremolita	2307	541 $\pm$ 33
ALM-104C	Tremolita xisto	Tremolita	2312	700 $\pm$ 40
ALM-186	Biotita gnaiss	Biotita	2335	490 $\pm$ 20
CÃ-81	Biotita gnaiss	Anfibólio	1962	554 $\pm$ 32
CASC-B	Gnaiss kinzigítico	Biotita	1971	432 $\pm$ 20
CB-43-34	Anfibolito	Anfibólio	1842	506 $\pm$ 25
EU-61	Biotita gnaiss	Biotita	2385	460 $\pm$ 30
ITA-37	Biotita xisto	Biotita	2211	443 $\pm$ 34
ITA-104	Anfibolito	Anfibólio	2001	540 $\pm$ 31
ITA-126	Biotita gnaiss	Biotita	2219	480 $\pm$ 54
ITB-219	Biotita gnaiss	Biotita	*	506 $\pm$ 12
M.Pa	Gnaiss kinzigítico	Biotita	1972	474 $\pm$ 8
NQ-O	Gnaiss kinzigítico	Biotita	2215	539 $\pm$ 66
NQ-103A	Biotita gnaiss	Biotita	2214	477 $\pm$ 74

* 15 determinações, valor médio.

TABELA 5 - IDADES K-Ar DE ROCHAS DA REGIÃO LESTE DE MINAS GERAIS E ESPÍRITO SANTO

AMOSTRA	ROCHA	MATERIAL	Nº LAB (SPK)	IDADE K-Ar ($\times 10^6$ anos)
CO-53	Biotita gnaissé	Biotita	2359	716 $\pm$ 10
CO-66	Gnaissé kinzigítico	Biotita	2394	451 $\pm$ 7
CO-120	Biotita gnaissé	Biotita	2356	447 $\pm$ 6
GOV-68	Pegmatito	Muscovita	2231	480 $\pm$ 8
GOV-98	Gnaissé kinzigítico	Biotita	2384	452 $\pm$ 5
GOV-208	Gnaissé kinzigítico	Biotita	2221	472 $\pm$ 28
NV-126	Gnaissé kinzigítico	Biotita	2395	450 $\pm$ 7
PINHEIRO	Gnaissé kinzigítico	Biotita	2222	509 $\pm$ 12
VI-28	Gnaissé kinzigítico	Biotita	2355	670 $\pm$ 10
VI-62A	Biot.-Horn. gnaissé	Biotita	2383	458 $\pm$ 6
VI-103	Biotita gnaissé	Biotita	2358	449 $\pm$ 5
VI-176A	Granulito básico	Biotita	2360	492 $\pm$ 10
78a	Gnaissé kinzigítico	Biotita	1192	475 $\pm$ 38

O padrão geocronológico existente leva a correlacionar a região aqui investigada com a que ocorre mais para o sul, e situada em continuidade estrutural. Assim, os gnaisses graníticos da faixa interior podem ser considerados equivalentes à Formação Serra dos Órgãos, e formados durante o Ciclo Brasileiro, enquanto que os gnaisses kinzigíticos são aqui correlacionados com as rochas da Formação Paraíba do Sul, formada durante o Ciclo Trans-Amazônico, mas rejuvenescida durante o Ciclo Brasileiro. Entretanto, os dados não permitem excluir a hipótese de que, pelo menos em parte, estes gnaisses kinzigíticos representem material formado no próprio Ciclo Brasileiro, e metamorfoseado em grau mais elevado do que os gnaisses graníticos da Formação Serra dos Órgãos.

E - Rochas intrusivas alcalinas do sul do Estado da Bahia

As rochas sieníticas que ocorrem no sul da Bahia mereceram atenção especial, por causa da importante situação tectônica que evidenciam. Seis amostras, quatro delas provenientes de um mesmo maciço, foram analisadas pelo método Rb-Sr, e os dados obtidos serviram para a construção da Figura 12. Em adição, nove análises pelo método K-Ar também foram efetuadas, e os resultados encontram-se na Tabela 6.

As amostras de sienitos com sodalita do afloramento BA-69-17 mostraram-se muito favoráveis para datação Rb-Sr, por possuírem elevadas razões Rb^{tot}/Sr^{tot} . A isócrona traçada pelos quatro pontos analíticos (A, B, C, F) exibe um importante evento de homogeneização isotópica, com idade de 665 ± 25 m.a. e razão inicial $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,712$. As idades convencionais das três amostras mais ricas em rubídio (A, B, e C - vide Apêndice 2) seriam por si só significativas, visto que os resultados praticamente independem de variações na razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} . Na mesma figura foram colocados os

pontos analíticos relativos às amostras ITC-29 e GH-8-7, e sua posição, praticamente sobre a isócrona, parece demonstrar que elas participaram do mesmo evento de homogeneização isotópica.

O conjunto de dados obtidos pelo método K-Ar (Tabela 6), mostra-se heterogêneo, como já havia sido observado por *Cordani et al.* (1969).

Três resultados, sendo dois obtidos em anfibólio (POTIG-3 e S-88-A) e o terceiro na mesma sodalita que participa da isócrona Rb-Sr (BA-69-17F), evidenciam idades aparentes superiores a 700 m.a. Não há sinais que possam levar à suspeita de excesso de argônio nos materiais, visto que anfibólios são normalmente isentos de tal inconveniente, enquanto que sodalita ainda não foi suficientemente investigado pelo método K-Ar. Além disso, a concordância obtida nas idades aparentes dos anfibólios, aliada à reconhecida retentividade para argônio destes minerais leva à sugestão de que a idade de cerca 765 m.a. seja próxima da época de formação dos maciços sieníticos. Esta interpretação implica em considerar o evento de homogeneização isotópica de estrôncio (665 m.a.) como tendo ocorrido em temperatura inferior ao limite de retentividade de argônio pelo retículo dos anfibólios, estimado em 450-500°C.

Os demais resultados K-Ar devem ser relacionados com etapas de resfriamento regional. É interessante observar os valores discordantes obtidos pelos dois métodos na rocha total GH-8-7 (Rb-Sr com 610 m.a. e K-Ar com 460 m.a.); isto mostra que o argônio é perdido pelo sistema a temperaturas superiores aos limites de retentividade dos diversos minerais, enquanto que o estrôncio pode sofrer redistribuição entre as diversas fases, mas é retido na rocha total. Outro dado interessante é a constatação de diferentes graus de retentividade para argônio em variedades do mesmo mineral (sodalita branca com idade aparente maior do que sodalita cinzenta da mesma localidade).

TABELA 6 - IDADES K-Ar DE ROCHAS ALCALINAS DO SUL DO ESTADO DA BAHIA

AMOSTRA	ROCHA	MATERIAL	Nº LAB (SPK)	IDADE K-Ar ($\times 10^6$ anos)
BA-69-17F	Veio de sodalita	Sodalita(branca)	2487	727 $\pm$ 11
BA-69-17G	Veio de sodalita	Sodalita(cinza)	2489	517 $\pm$ 46
GH-8-7	Traquito	Rocha total	1836	460 $\pm$ 10
IT-5	Sienito	Biotita	762	556 $\pm$ 20
ITAR-2,3	Sienito	Biotita	2628	469 $\pm$ 14
POTIG-1	Sienito	Biotita	1562	424 $\pm$ 35
POTIG-3	Sienito	Anfibólio	1049	765 $\pm$ 40
S-70-A	Sienito	Biotita	1563	411 $\pm$ 35
S-88-A	Sienito	Anfibólio	1056	766 $\pm$ 40

Na interpretação do autor, do conjunto de dados disponível, a idade das intrusões sieníticas seria maior, ou no máximo igual a 765 m.a., e os sistemas teriam sofrido homogenização isotópica importante durante a fase principal do Ciclo orogênico Brasileiro. Isto explicaria o fato das rochas sieníticas não terem sido encontradas, até o momento, cortando os metassedimentos do Grupo Rio Pardo.

Além disso, as idades aparentes das biotitas das rochas POTIG-1 e S-70A (vide Tabela 6) são ainda menores do que a época de resfriamento regional, ocorrido por volta de 470 m.a., segundo as determinações obtidas nos próprios metassedimentos (vide Tabela 3). Tal anomalia pode ser atribuída à situação tectônica das duas amostras em questão, próximas do falhamento de Itapebi, bem como do falhamento ao longo do rio Colônia. Importantes movimentos nestas duas zonas de fraqueza tectônicas, provavelmente ativas durante o início do Paleozóico, seriam responsáveis por perdas de argônio pelas biotitas analisadas.

CAPÍTULO V

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL

Os dados geocronológicos comentados no capítulo anterior demonstram o caráter polimetamórfico de grande parte das rochas regionais. Foram registrados eventos metamórficos relacionados com vários ciclos orogênicos, bem como fenômenos anorogênicos, associados a importantes tectonismos de fratura.

A - Ciclo orogênico Guriense

O evento geotectônico mais antigo, que afetou grande parte das rochas do Complexo de Jequiê é o que foi definido, na notícia explicativa sobre a carta tectônica do Brasil (*Ferreira, 1972*) como Ciclo Guriense, de idade próxima a 2 700 m.a. Rochas de idade comparável, na América do Sul, são encontradas no Escudo das Guianas, onde a unidade tecto-orogênica foi definida, e em algumas regiões da parte oriental da Plataforma Brasileira, como no Complexo de Bação, Quadrilátero Ferrífero, MG (*Herz, 1970*), ou na serra da Mantiqueira, MG (*Cordani et al., 1973*).

No caso do Complexo de Jequiê, a região formada ou afetada pelo Ciclo Guriense apresenta direções estruturais próximas de N-S, e suas paragêneses primárias revelam um episódio metamórfico de alto grau, de fácies granulito.

Um único resultado, obtido na rocha granulítica MU-19, parece indicar a existência de material formado anteriormente, que não foi rejuvenescido, apesar da intensidade dos agentes metamórficos. Se tal dado vier a ser confirmado, ficaria demonstrada a existência de um embasamento siálico, com idade da ordem de 4 200 m.a., para a unidade geotectônica Guriense.

B - Ciclo orogênico Trans-Amazônico

O ciclo Trans-Amazônico, com idades características próximas a 2 000 m.a., afetou largamente a região estudada. Um cinturão pertencente ao ciclo parece existir na região adjacente ao Complexo granulítico de Jequiê, a nordeste e a leste da mencionada unidade, tendo em vista as idades Rb-Sr em rocha total coletadas por *Cordani et al.* (1969).

As rochas Trans-Amazônicas, nas regiões de Salvador e de Cachoeira, também apresentam grau de metamorfismo elevado, de fácies granulito. Suas direções estruturais N-S e NW-SE permitem inferir que o cinturão provavelmente se prolonga para o norte, constituindo o embasamento da bacia de Tucano e aparecendo, em fácies mesozonal, na região de Uauá. As rochas epizonais que constituem a Serra de Jacobina já foram apontadas por *Cordani et al.* (1969) como pertencentes ao Ciclo Trans-Amazônico. Se esta interpretação estiver correta, estaria evidenciada a polaridade orogênica do cinturão, com rochas epizonais do lado oeste, mesozonais na parte central, e catazonais a leste. O ante-pais da unidade de 2 000 m.a. estaria situado do lado ocidental.

Fenômenos importantes de rejuvenescimento das rochas do Complexo de Jequiê foram atribuídos ao Ciclo Trans-Amazônico, e o aparecimento de microclínio foi considerado como indicador de processo metamórfico de condições mesozonais. Assim, a região hoje exposta teria constituído a infraestrutura da unidade geotectônica de 2 000 m.a.

O conjunto de rochas metamórficas descritas acima teria sofrido uma fase de soerguimento, acompanhado de erosão intensa, e da ascensão de rochas formadas em profundidade até os níveis superiores da crosta. Tal fenômeno, de escala regional, acarretou o súbito resfriamento dos sistemas, e ocorreu há cerca de 1 700 m.a., como parecem demonstrar as idades aparentes K-Ar em micas, esparsas em toda a região.

Além disso, tais resultados indicam que, salvo fenômenos locais, a unidade não sofreu ulteriores aquecimentos importantes.

A idade aparente K-Ar da biotita da rocha F-48, um granulito ácido dos arredores de Camacã, indica que o Complexo de Jequiê, nesta região, chega praticamente à costa, devendo o cinturão Trans-Amazônico situar-se mais para leste, talvez na região da plataforma continental. Esta unidade possivelmente reaparece mais para o sul, se for correta a correlação indicada neste trabalho, entre os gnaisses kinzigíticos da faixa Vitória-Porto Seguro e a Formação Paraíba do Sul, que possui cerca de 2 000 m.a. (Cordani et al., 1973). Como já foi mencionado no capítulo anterior, é difícil apontar a idade real das rochas kinzigíticas, tendo em vista a intensidade dos fenômenos metamórficos sofridos pela área, durante o final do pré-Cambriano. Neste trabalho, o autor emite a hipótese da existência de um cinturão orogênico de idade de Trans-Amazônica ao longo da atual costa brasileira, cujo ante-pais estaria situado do lado ocidental, e representado pelo Complexo de Jequiê, a norte, e pelos gnaisses Mantiqueira, a sul.

C - Eventos intermediários, entre os Ciclos Trans-Amazônico e Brasileiro

Entre 1 300 e 1 600 m.a., na região de Salvador, ocorreram importantes atividades tectônicas, às quais associaram-se rochas vulcânicas anorogênicas de natureza basáltica. Tais fenômenos talvez sejam o reflexo, sobre uma região cratônica, de esforços de natureza orogênica ocorridos, na mesma época, em áreas adjacentes à unidade estável. Esta especulação deriva da existência de um número considerável de idades aparentes da ordem de 1 300 - 1 400 m.a., que parecem estar relacionadas com eventos geológicos reais, formadores de rochas, em diversas localidades. De início, o evento re

presentado na Figura 10, relativo aos gnaisses de Itapebi, no lado sul da unidade. A seguir, o evento descrito por *Tavora et al. (1967)* referente à região central da Bahia, e caracterizado, com dúvidas, como "Ciclo Espinhaço". Finalmente, os resultados referentes ao alto estrutural Pernambuco-Alagoas, que separa o geossinclínio Sergipano da área orogênica Cariariana, que indicam uma isócrona de referência de 1 400 m.a. (*B.B. Brito Neves, comunicação verbal*). É possível que uma quantidade maior de dados geocronológicos à disposição venha a permitir a caracterização de um ciclo orogênico intermediário, entre o Trans-Amazônico e o Brasileiro, formado por faixas de dobramentos que circundam a unidade estável desde 1 700 m.a., já descrita, e que talvez incluam os Grupos Minas e Espinhaço, mais para o sul. *Ferreira (1972)* indica, entre os maiores eventos geotectônicos para a América do Sul, um "Ciclo Minas-Uruaçuano", com 900 - 1 300 m.a., e um "Ciclo Espinhaço", com 1 300 - 1 800 m.a. Entretanto, o presente autor considera que os dados geocronológicos disponíveis, no momento, ainda são insuficientes para uma caracterização mais precisa dos eventos geotectônicos intermediários entre os Ciclos Trans-Amazônicos e Brasileiro.

Segundo a interpretação aventada no capítulo anterior, outro importante fenômeno tectônico não orogênico teria ocorrido na parte meridional do Complexo de Jequié: a intrusão das rochas alcalinas sieníticas, ao que parece ao longo de uma zona de fraturamento de direção NE-SW. Este magmatismo seria anterior a 760 m.a., e portanto, mais antigo do que a fase principal do Ciclo Brasileiro, a julgar pelas determinações de idade K-Ar obtidas em alguns anfibólitos.

D - Ciclo orogênico Brasileiro

A influência do Ciclo orogênico Brasileiro, cujos eventos situam-se entre 650 e 450 m.a., é muito intensa na

região estudada, especialmente em sua parte meridional. Trata-se dos fenômenos relativos à importante faixa de dobramentos denominada Ribeira (*Almeida et al., no prelo*), que estende-se para o sul, ao longo da costa da América do Sul, até o Uruguay.

Esta faixa de dobramentos, ativa no final do pré-Cambriano e no início do Paleozóico, delimita-se pelo Falhamento de Itapebi com o Complexo granulítico de Jequiê. É flagrante a diferença no padrão geocronológico dos lados NE e SW do referido falhamento: quase todas as rochas analisadas, do lado meridional, foram formadas ou rejuvenescidas no Ciclo Brasileiro.

Os metassedimentos do Grupo Rio Pardo, cujo embasamento é representado por rochas granulíticas antigas, parecem ser vestígios de material formado durante o Ciclo, no final do pré-Cambriano, preservados por tectonismo. Trata-se, provavelmente, de sedimentos de para-plataforma, pouco modificados pelos processos metamórficos que afetaram a faixa de dobramentos a SW, na área adjacente.

Na região estudada, a unidade geotectônica Brasília na expõe, essencialmente, a sua infra-estrutura, que sofreu intenso metamorfismo mesozonal. Neste aspecto, a unidade pode ser correlacionada com a Formação Serra dos Órgãos, a qual parece evidenciar continuidade física com os granitos, gnaiss graníticos e migmatitos da região de Governador Valadares. Tais rochas continuam rumo nordeste, até Salto de Divisa, onde as direções estruturais sofrem uma inflexão para NW (Vide Figura 5). Analogamente ao caso dos gnaisses sintectônicos da Serra dos Órgãos, o autor acredita que a unidade, de natureza granítica, tenha sido realmente formada no Ciclo Brasileiro, por anatexia de material do próprio cinturão orogênico, ou palingênese (e/ou granitização) de material da infra-estrutura.

A inflexão apontada das estruturas para NW, a partir da região de Salto da Divisa, leva a influência do Ciclo Brasiliano até as regiões de Caculé, Paramirim, Brotas de Macaubas, e explica as determinações K-Ar encontradas por *Tavora et al.* (1967), em sua grande maioria referentes ao intervalo 450 - 650 m.a. A caracterização desta faixa como sendo rejuvenescida no Ciclo Brasileiro permite separar em duas partes o Craton do São Francisco (*Almeida, 1967*): uma delas, que inclui a área de ocorrência do Grupo Bambui em Minas Gerais, para a qual neste trabalho é mantida a denominação original; a segunda, que inclui a chapada Diamantina na Bahia, para qual este autor propõe a denominação "Craton de Salvador".

A supraestrutura da faixa de dobramentos Ribeira, aparece em certas regiões, como nos estados de São Paulo e Paraná (Grupo Açungui), onde a situação parece indicar a existência de ante-pais para noroeste. A mesma polaridade é indicada pelo grau de metamorfismo alcançado pelos gnaisses kinzigíticos da faixa Vitória-Porto Seguro (entre as fácies anfibolito e granulito), visto que rochas graníticas, de fácies mais baixo, ocorrem a oeste. É necessário lembrar que, embora as rochas kinzigíticas sejam neste trabalho consideradas como formadas no Ciclo Trans-Amazônico, o evento metamórfico que evidenciam (Figura 11) é de idade Brasileira.

Pela sua posição tectônica, em discordância sobre as estruturas do Espinhaço, e pelo seu baixo grau de metamorfismo, é possível que os metassedimentos atribuídos ao Grupo Macaubas da região do rio Araçuaí (MG) também representem a supraestrutura, pouco dobrada e pouco metamórfica, da unidade geotectônica Brasileira. Finalmente, as coberturas de plataforma estável, atribuídas ao Ciclo Brasileiro, estão representadas pelos sedimentos, por vezes epimetamórficos, do Grupo Bambui, em Minas Gerais.

Ao longo de toda a faixa de dobramentos Ribeira, o padrão geocronológico parece ser uniforme. Assim, para a evo

lução da unidade, o exemplo melhor estudado é o do Grupo Açungui (*Cordani e Bittencourt, 1967; Cordani e Kawashita, 1971*). Tais autores indicam a época de 650 m.a. como a fase sintectônica principal da unidade, 540 m.a. como a fase póstectônica mais importante, e 450 - 500 m.a. como a época do levantamento da cadeia montanhosa, acompanhada da formação de depósitos pós-orogênicos, e do resfriamento regional. Tal evolução é aqui extrapolada para a região objeto do presente trabalho, visto que os dados obtidos não fogem do padrão esperado. É especialmente interessante o valor encontrado nas idades aparentes K-Ar das micas, entre 450 e 470 m.a., com impressionante regularidade.

O falhamento de Itapebi representa uma feição tectônica certamente ativa durante o Ciclo Brasileiro. Os movimentos ao longo da zona de fraqueza podem ter-se iniciado antes, mas os eventos principais foram provavelmente sincrônicos com os da fase sintectônica do cinturão Brasileiro (cerca de 650 m.a.). A natureza inicial do falhamento é aqui considerada como sendo de empurrão, com o bloco SW cavalgado sobre o bloco NE. Atualmente, a superfície de erosão encontra-se em um nível que não permite a observação direta de feições topográficas associadas ao possível empurrão. Entretanto, pode ser verificado que o elemento tectônico coloca lado a lado rochas presumivelmente da mesma idade (por exemplo, as rochas graníticas de Salto da Divisa e os metassedimentos do Grupo Rio Pardo), mas formadas em profundidades diferentes, na crosta terrestre. A zona tectônica pode ter sido reativada em outras ocasiões, após a sua formação, sendo que movimentos pós-Brasileiros são evidenciados pelas idades aparentes de 410-430 m.a. obtidas nas biotitas dos maciços alcalinos de Potiraguá (Vide Tabela 6).

Uma hipótese menos tradicional sobre a evolução geológica regional pode ser avançada, se os dados forem considerados no contexto da tectônica global. Analisando apenas os

dobramentos Brasileiros, o padrão por eles exibido poderia ter sido formado durante a colisão de duas paleo-placas no final do pré-Cambriano, ambas portadoras de crosta siálica. Tais regiões corresponderiam aos Cratons de Salvador e do São Francisco, denominados pouco antes. Esta hipótese, embora tenha forte caráter especulativo, permitiria explicar a existência dos intensos dobramentos ocorridos na faixa entre as duas unidades cratônicas, sem que possa ser caracterizada um geossinclinal típico, de idade Brasileira. As grandes zonas de falhamentos de empurrão (Cordilheira do Espinhaço a W, e Falhamento de Itapebi, a E), que afetam inclusive o Grupo Bambuí, também seriam facilmente explicadas.

Este modelo, que implica em considerar a existência de grandes movimentos horizontais, no pré-Cambriano, poderia ser testado através de medidas paleomagnéticas. Para tal, seria necessário obter amostras adequadas, de rochas formadas em épocas anteriores à suposta colisão entre as paleo-placas, e pouco perturbadas tectonicamente. Além disso, para uma análise completa dos dados paleomagnéticos, seria condição necessária obter medidas em rochas mais ou menos contemporâneas, e situadas sobre todas as unidades que se deslocaram relativamente. É possível que alguns dos metassedimentos do Grupo Rio Pardo, certas rochas do Grupo Bambuí na Bacia de Lençóis e no Estado de Minas Gerais, algumas rochas da Formação Estância (SE) e talvez alguns dos metassedimentos da região do rio Araçuaí (MG) possam satisfazer as condições mencionadas para a execução do teste sugerido.

O fato de imaginar as duas massas siálicas referidas aproximando-se, no final do pré-Cambriano, destruiria algumas das correlações aventadas nos capítulos anteriores. Por exemplo, os metassedimentos do Grupo Rio Pardo não fariam parte da faixa de dobramentos Ribeira, e os granulitos de Salvador, dependendo da posição da zona de sutura ("suture belt"), não seriam parte da mesma unidade geotectô

nica que a Formação Paraíba do Sul.

E - Síntese de evolução geológica regional

Resumindo, serão relacionados a seguir os principais eventos geológicos da faixa costeira oriental Brasileira, entre Salvador e Vitória:

- 4 200 m.a. (?) - Formação de algumas rochas na área de Mutuipé, BA.
- 2 700 m.a. - Ciclo orogênico Guriense. Formação das rochas granulíticas do Complexo de Jequiê.
- 2 000 m.a. - Ciclo orogênico Trans-Amazônico. Formação das rochas granulíticas de Salvador e Cachoeira, e dos gnaisses kinzigíticos. Fenômenos de rejuvenescimento no Complexo de Jequiê.
- 1 700 m.a. - Término da cratonização e resfriamento do craton de Salvador.
- 1 300 - 1 600 m.a. - Vulcanismo basáltico na região de Salvador. Formação das rochas gnáissicas da Região de Itapebi (Ciclo Espinhaço ?).
- 760 m.a. - Intrusões alcalinas no sul da Bahia.
- 650 m.a. - Ciclo orogênico Brasileiro. Metamorfismo epizonal do Grupo Rio Pardo. Formação das rochas gnáissicas mesozonais da faixa interna. Rejuvenescimento total das rochas kinzigíticas costeiras.
Movimentação principal no falhamento de Itapebi.
- 450 - 500 m.a. - Término da cratonização e resfriamento da parte oriental da Plataforma Brasileira.

CAPÍTULO VI

CORRELAÇÕES COM O PADRÃO GEOCRONOLÓGICO DA ÁFRICA EQUATORIAL

Neste capítulo será tentada uma comparação da evolução geológica pré-cambriana da região oriental brasileira com a da região africana que lhe teria sido adjacente, segundo as reconstruções que levam em conta a deriva dos continentes. Esta correlação será necessariamente esquemática, tendo em vista a heterogeneidade dos dados disponíveis.

A Figura 13 mostra as principais unidades geotectônicas, nos dois continentes, justapostos segundo a reconstrução de *Bullard et al.* (1965). Para simplificar o desenho, são aqui mantidas apenas as linhas de costa, algumas das coordenadas atuais, e alguns dos rios principais, não tendo sido delimitadas as áreas de encaixe imperfeito (recobrimento, ou falta), que constam da reconstrução original dos mencionados autores. Como a comparação somente pode ser tentada em termos das unidades maiores, a região aqui analisada em global a da Figura 5, e foi escolhida de modo a incluir parte da área de dobramentos Caririanos, a norte, e parte do Grupo Açungui, a sul. Ainda para efeito de simplificação, foram reunidos sob uma única legenda, na Figura 13, os sedimentos do Fanerozóico das bacias cratônicas interiores, como a do Congo, ou a do Parnaíba, bem como os sedimentos meso-cenozóicos das bacias costeiras.

Os dados geocronológicos disponíveis, do lado africano, são escassos e heterogeneamente distribuídos, o que dificulta as possibilidades de correlação. *Cahen e Snelling* (1966) reúnem os resultados disponíveis até a época, para o trecho entre o Cameroun e a Angola. Trata-se, em grande maioria, de idades Rb-Sr efetuadas em biotita, de pequeno va

CORRELAÇÃO DAS UNIDADES GEOTECTÔNICAS DA PARTE ORIENTAL DA AMÉRICA DO SUL E DA PARTE OCIDENTAL DA ÁFRICA EQUATORIAL

- Rochas vulcânicas recentes (Vulcões do Cameroun, Fernando Pó, Cabo Santo Agostinho)
- Coberturas sedimentares Fanerozóicas
- Coberturas sedimentares pré-Cambrianas, não dobradas e sem metamorfismo
- Limites da cobertura de plataforma pré-Cambriana, em sub-superfície
- Regiões de para-plataforma, e/ou faixas de dobramentos de 450 - 700 m.a. (supra-estrutura, metamorfismo até epizonal)
- Faixas de dobramentos anteriores, rejuvenescidas entre 450 e 700 m.a.
- Faixas de dobramentos de 450 - 700 m.a. (infra-estrutura, e/ou zonas pré-existentes rejuvenescidas)
- Plataformas estáveis no fim do pré-Cambriano
- Limite da influência do ciclo orogênico de 450-700 m.a.

Fig. 13 - Correlação das unidades geotectônicas da parte oriental da América do Sul e da parte ocidental da África Equatorial.

Nomenclatura das unidades relacionadas*

A - Coberturas sedimentares pré-Cambrianas não dobradas

1 - Grupo Bambui	3 - Sistema Francevilliano (1 700 m.a.)
2 - Formação Estância	4 - Sistema do Congo Ocidental
	5 - Sistema Lindiano-Ubangiano
	6 - Série de Noya

B - Regiões de para-plataforma, e/ou faixas de dobramentos de 450 - 700 m.a.

7 - Série Ceará	15 - Série do Lom
8 - Geossinclínio Sergipano	16 - Séries Mbalmayo-Bengbis e Dja
9 - Grupo Rio Pardo	17 - Série Semba-Ouessou
10 - Grupos Lavras-Bambui	18 - Sistema do Congo Ocidental
11 - Grupo Canastra	19 - Sistema Liki-Bembiano
12 - Formação Macaubas (MG)	
13 - Grupo São João Del Rei	
14 - Grupo Açungui	

C - Faixas de dobramentos antigas, rejuvenescidas entre 450 e 700 m.a.

20 - Grupo Minas	22 - Sistema Mayumbiano
21 - Grupo Espinhaço	

D - Faixas de dobramentos antigas, incluídas nas plataformas estáveis

23 - Grupo Jacobina	24 - Série de Ndjole

* São aqui utilizadas as denominações mais comuns para as unidades referidas, de modo que os termos "Série", "Sistema", "Grupo", "Formação", "Geossinclínio", não têm implicações estratigráficas.

lor interpretativo. Em adição, são mencionadas algumas idades Rb-Sr em feldspatos, diversas idades Pb modelo, e algumas outras pelo método K-Ar. Não são mencionados estudos geocronológicos utilizando isócronas Rb-Sr, ou dados U-Pb.

Posteriormente, alguns trabalhos importantes apareceram, cabendo destaque, no Cameroun, aos de *Lasserre (1966 e 1969)*; no Gabon, ao de *Bonhomme et al. (1965)*; no Zair (ex-República Democrática do Congo), ao de *Delhal et al. (1971)*, e na Angola, os de *Mendes (1966 e 1968)* e os de *Carvalho (1969, 1969a)*. Alguns dados adicionais, ainda não interpretados, são encontrados em *Hurley et al. (1967a e 1968)*, a respeito do Gabon. J.R.F. Torquato (informação verbal), dispõe de dados adicionais a respeito de Angola, provenientes de datações K-Ar e Rb-Sr efetuadas em São Paulo.

Estes dados geocronológicos adicionais, de qualquer forma, não alteram a interpretação da evolução geológica regional dada por *Cahen e Snelling (1966)*, que, em grande parte, basearam-se nos dados geológicos expostos pouco antes, por *Cahen e Lepersonne (1967)*.^{*} Os autores mencionados, com base nos dados geológicos regionais, e nos dados geocronológicos disponíveis, apresentaram o esquema da evolução geológica pré-cambriana da África Equatorial, que será seguido aqui, acompanhado das referências específicas sempre que um dado evento, comentado, seja referível à Figura 13.

Eis a seqüência de eventos principais, de caráter orogênico, a partir dos mais antigos:

1 - Cíelo Shamvaiano

Definido na Rodésia, em rochas com cerca de 2 700

^{*} 1967 é a data da publicação da obra, embora o original revisado havia sido entregue pelos autores, em 1964.

m.a., aparece também no Kasai, onde constitui o complexo metamórfico Dibaya, e o "Ciclo charnockítico". A extensão desta área, por baixo dos sedimentos da Bacia do Congo, constitui o embasamento do cinturão do Congo ocidental, na região NE de Angola. Em adição, rochas atribuídas ao Ciclo Shamvaiano aparecem junto à costa, no Gabon e na região do baixo rio Congo, onde constituem a faixa de dobramentos Zadiniana.

2 - Ciclo Limpopo (ou Eburneano, na África setentrional)

Vários cinturões foram reconhecidos como pertencentes a este ciclo (1 650 - 2 150 m.a.), considerado como dos mais importantes na evolução africana. Trata-se das faixas de dobramentos Buganda-Toro-Kibaliana; Ubendiana-Ruzisiana, bem como da faixa Mayumbiana, de posição intermediária entre as rochas Zadinianas e o sistema do Congo ocidental, e que é atribuída a este ciclo. Além disso, parece que grande parte do "Complexo de base" de Angola, foi formado ou reativado durante o Ciclo Limpopo.

3 - Ciclo Kibariano

Este ciclo é relativamente bem definido na faixa de dobramentos do mesmo nome, na parte oriental da República do Zair (*Cahen et al.*, 1967; *Cahen et al.*, 1971). Os seus episódios ocorreram entre 1 300 e 850 m.a., entretanto, na faixa costeira, eventos geológicos com tal idade ainda não foram perfeitamente caracterizados, se não forem levadas em conta algumas determinações obtidas em rochas da parte SW de Angola, próximo de Moçamedes.

4 - Ciclo Katanga

Eventos deste ciclo são incluídos entre 450 e 750 m.a., e aparecem em extensas faixas de dobramentos que recor

tam todo o continente Africano. A importância deste ciclo, cujas fases ocorreram entre o fim do pré-Cambriano e o início do Paleozóico, levou *Kennedy (1964)* a definir um "episódio termo-tectônico Pan-Africano", para aquela época. As rochas sedimentares (dobradas ou não), que pertencem ao Ciclo Katanga, ocorrem no Zair (Sistemas Lindiano e Ubangiano), entre Gabon e Angola (Sistema do Congo ocidental), e em regiões menores de localização esparsa.

Os quatro ciclos geotectônicos principais, para o continente africano, são equivalentes aos existentes na América do Sul, de modo que é possível correlacionar perfeitamente os Ciclos Shamvaiano e Guriense (2 500 - 2 900 m.a.), os Ciclos Limpopo (Eburneano) e Trans-Amazônico (1700-2 100 m.a.), os Ciclos Kibariano e Uruaçuano (Minas-Espinhaço) (850 - 1 400 m.a.), e os Ciclos Katanga (Pan-Africano) e Brasileiro (450 - 750 m.a.). Entretanto, esta correlação, por si só, não é suficiente para comprovar a união antiga entre a África e América do Sul, porque os intervalos de tempo mencionados parecem corresponder, na história da Terra, a épocas de intensa atividade geodinâmica, de caráter universal, e não restrito aos continentes africano e sul-americano. Em vista disso, é necessário verificar se as respectivas províncias de idade, além de possuir a mesma evolução geológica, demonstrada por padrão geocronológico similar, tem também posição adjacente, na reconstrução. Cabe aqui assinalar que o trabalho de *Hurley et al. (1967)* correlacionou com a parte congênere africana todo o trecho costeiro setentrional, até cerca de 12° de latitude.

Como os dados geocronológicos são muito escassos para uma comparação completa, foi aqui escolhida a situação pré-cambriana melhor conhecida, dos pontos de vista geotectônico e geocronológico, para verificar as possíveis correlações. Trata-se do intervalo entre 450 e 700 m.a., época em que na África desenvolviam-se os acontecimentos relativos ao

Ciclo Katanga, e, na América do Sul, os do Ciclo Brasileiro.

No final do pré-Cambriano, a região incluída na Figura 13, do lado africano, mostrava uma extensa plataforma estável, na região hoje ocupada por grande parte da República do Zair, e da Província de Angola. Tal unidade estendia-se para NW até a parte meridional do Cameroun, Guiné Espanhola e Gabon. O complexo granulítico do Ntem (*Lasserre, 1964*) que ocupa a parte sul do Cameroun, possui idade mínima de 2 540 m.a. Algumas medidas Rb-Sr em muscovita, realizadas por *Vachette (1964)* indicam idades de resfriamento da ordem de 1 950 m.a. para a região central do Gabon. Outras análises, efetuadas por *Hurley et al. (1967a)*, também no Gabon, mostram valores Rb-Sr em rocha total entre 2 000 e 2 600 m.a., com exceção de três valores próximos a 650 m.a. (idades convencionais empregando-se $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i = 0,705$ e $\lambda_{\text{Rb}} = 1,47 \times 10^{-11}$ anos⁻¹). Infelizmente, naquela publicação, os resultados não são interpretados, e as localidades não são mencionadas. Trata-se de rochas coletadas por Allard e Hurst, possivelmente de rochas pertencentes à Série de Ndjole.

Sobre tal região estável, depositavam-se os sedimentos que hoje encontram-se sob cobertura mais jovem, na bacia do Congo. Na Figura 13 aparece o limite da área de ocorrência destes sedimentos, por baixo da cobertura fanerozóica. Nas partes marginais da unidade estável, os sedimentos tabulares do Ciclo Katanga constituem os sistemas Lindiano-Ubangiano (a norte), e do Congo Ocidental (a oeste). Aparecem ainda, como coberturas de plataforma, os Sistemas Francevilliano (tabular), Mbalbayo-Bengbis (dobrado), Semba-Ouessou (dobrado), e Liki-Bembiano (dobrado). O primeiro deles possui idade de cerca de 1 700 m.a. (*Bonhomme et al., 1965*), e parece situar-se sobre a plataforma, enquanto que os outros são de idade incerta. Na Figura 13 foram incluídos, tentativamente, no Ciclo Katanga.

Os dobramentos e o metamorfismo que afetaram o Sistema do Congo ocidental parecem ter sido mais intensos para oeste, aparecendo rochas rejuvenescidas em ambiente mesozonal, na região de Boma (*Cahen et al.*, 1963). Nesta mesma região aparece o granito hiper-alcalino de Noqui, que exibe um importante fenômeno de rejuvenescimento com idade de 540 m.a. (*Delhal et al.*, 1971). Além disso, rochas afetadas pelo Ciclo Katanga são assinaladas também ao longo da costa de Angola, até pelo menos a localidade de Benguela. Mais para o sul, material formado ou afetado no fim do pré-Cambriano, reaparece próximo da costa. Trata-se do granito de Morro Vermelho, pertencente ao "Damara belt", e datado por *Torquato e Allsopp* (1972) em 540 m.a., pelo método Rb-Sr ($\lambda_{\text{Rb}} = 1.47 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$).

O limite norte da região estável, já no Cameroun, em contra as rochas epizonais pertencentes aos sistemas Semba-Ouessou, Dja e Mbalmayo-Bengbis, dobradas e metamorfizadas, muito provavelmente, durante o Ciclo Katanga. Estas rochas são adjacentes a um conjunto de xistos e gnaisses, que tomam várias denominações, e que exibem idades aparentes K-Ar e Rb-Sr no intervalo 450 - 650 m.a. (*Lasserre*, 1966 e 1969).

As direções estruturais deste conjunto mesozonal, formado e/ou rejuvenescido no Ciclo Katanga, variam entre NE-SW e E-W.

A situação geológica e geográfica descrita acima permite agora uma comparação direta entre os dois continentes, ao longo de grande parte de suas margens Atlânticas, em continuação às regiões já comparadas por *Hurley et al.* (1967). De cima para baixo na Figura 13, temos a área orogênica Caririana, do lado brasileiro, adjacente à região do Cameroun, de mesma evolução geocronológica, conforme apontavam *Hurley et al.* (1967). O limite sul destas províncias geocronológicas ocorre por volta de 2° de latitude Norte do lado africano, e por volta de 11°30' de latitude sul do lado brasileiro (posi

ção da Formação Estância), limites relativamente bem ajustados na reconstrução. Sobre a plataforma estável, idades superiores a 1 700 m.a. são encontradas em ambos os lados, na parte sul do Estado da Bahia, e no Gabon.

Allard e Hurst (1969) compararam o Geossinclínio Sergipano com as rochas metamórficas que constituem a Série de Ndjole, no Gabon. Entretanto, a unidade geotectônica do lado brasileiro, que pertence ao Ciclo Brasileiro, constitui o limite norte do Craton de Salvador, enquanto que as rochas africanas situam-se sobre a plataforma estável, no fim do pré-Cambriano, parecendo ser de idade mais antiga (Limpopo-Eburneana). Na opinião do autor, as unidades equivalentes ao geossinclínio Sergipano devem ser procuradas no Cameroun, onde possivelmente são representadas pelas Séries de Mbalbayo-Bengbis, Dja, e Semba-Ouessou, já mencionadas, situadas no limite com o Complexo do Ntem.

A delimitação com a zona de influência do Ciclo Katanga, no sul do Gabon ou no Congo Brazzaville, não é muito precisa. Na carta tectônica da África (*Choubert e Faure-Muret, 1968*) foi colocada, sem evidências geocronológicas, na latitude 4°S. Datações da ordem de 500 m.a. em áreas próximas à costa, indicando eventos do Ciclo Katanga, começam a ser registradas, com certeza, a partir de 5° latitude sul. A natureza das rochas do cinturão do Congo Ocidental, nesta região, também pouco ajuda, visto que os sedimentos são dobrados, mas pouco metamórficos. O grau de metamorfismo aumenta de leste para oeste, e também de norte para sul, de modo que a parte setentrional da unidade, no Gabon, pode ter sofrido tectonismo, sem que tenha havido sensível aquecimento. *Allard e Hurst (1969)*, estudando o maciço de Ikoundou, extremo setentrional da unidade, descrevem as rochas como sendo sub-horizontais, e praticamente sem metamorfismo e deformação. Neste particular, para uma melhor fixação do limite afetado pelo Ciclo Katanga, fazem-se necessárias determinações geocronoló

gicas no trecho costeiro de Gabon, entre 2 e 4° sul.

As datações existentes no baixo curso do rio Congo, na República do Zair, e na Angola, permitem delimitar a zona de influência do Ciclo Katanga, da região de plataforma, que apresenta idades aparentes mais antigas. Tal limite é indicado na Figura 13. Nota-se a correspondência completa com a região, próxima da costa, afetada pelos eventos Brasilianos na América do Sul. O fato do limite ser mais ou menos paralelo à costa tira as chances de encontrar, na América do Sul, uma província geocronológica mais antiga que o Ciclo Brasiliano na região adjacente à parte sul de Angola.

A reconstrução efetuada permite visualizar, para a época entre 450 e 700 m.a., a existência de uma grande faixa de dobramentos, de direção aproximadamente paralela à atual linha da costa. Tal unidade possuía embasamento siállico, com idade de pelo menos 2 000 m.a. Possivelmente, o Sistema do Congo Ocidental, na Angola, e o Grupo Macaubas, no Estado de Minas Gerais, representam duas unidades simétricas contemporâneas, a primeira adjacente à plataforma da Angola-Kasai, e a segunda adjacente à plataforma do São Francisco. Sedimentos não dobrados aparecem sobre as duas plataformas, sendo que no lado brasileiro são representados pelo Grupo Bambuí de Minas Gerais.

As inúmeras evidências geocronológicas de que a infra-estrutura dos cinturões do final do pré-Cambriano, em ambos os continentes, incluía rochas de 2 000 m.a., rejuvenes-cidas, indicam que tais unidades apresentavam embasamento de natureza siállica. Este fato, aliado à existência de núcleos estáveis muito antigos, leva a admitir que, logo após o Ciclo Trans-Amazônico (Eburneano), já estava formada uma grande massa continental, com crosta siállica, de tamanho equivalente ao estimado para o "Super-Continente de Gondwana".

Em resumo, a comparação geocronológica efetuada neste trabalho pode ser considerada positiva. Não só a evolu

ção global dos dois continentes é semelhante, mas também a posição das províncias geocronológicas não desmente as correlações. Tal evidência constitui-se em fato altamente favorável ao modelo geodinâmico de evolução terrestre que inclui a deriva dos continentes, no Fanerozóico. Quando um modelo resiste a testes cada vez mais pormenorizados, sem que suas idéias básicas sofram modificações, a convergência das evidências tende a torná-lo cada vez mais aceitável. Na atualidade, já são poucos os militantes das ciências geológicas que continuam céticos em relação à possibilidade de deriva dos continentes. Mais do que isso, muitos deles, entre os quais o presente autor, acreditam que tal fenômeno, que envolve a ocorrência de grandes movimentos tangenciais à superfície da Terra, possa ser considerado um "fato geológico" comprovado, e seja assim utilizado, em conjunto com outros, para construir modelos e teorias de escala ainda maior, na tentativa de explicar adequadamente os processos geodinâmicos, suas causas e seus mecanismos. Presentemente, estes são os grandes desafios das geociências.

BIBLIOGRAFIA

- ALLARD, G.O. e FUJIMORI, S. - 1966 - Ocorrência de safirina em Salvador, Bahia. Soc.Bras.Geol. 15 (2): 67-81.
- ALLARD, G.O. e HURST, V.J. - 1969 - Brazil - Gabon geologic link supports continental drift. Science, 163: 528-532.
- ALMEIDA, F.F.M.de - 1967 - Origem e evolução da plataforma Brasileira. Div.Geol.Miner. D.N.P.M., Min.Minas e Energia, Bol. 241, Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, F.F.M.de - 1969 - Structure and dynamics of the Brazilian coastal area. Pan-Amer.Symp.Upper Mantle, II, group II, 29-38. México.
- ALMEIDA, F.F.M.de, MELCHER, G.C., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. e VANDOROS, P. - 1968 - Radiometric age determinations from Northern Brazil. Soc.Bras.Geol., Bol.17 (1): 3-14.
- ALMEIDA, F.F.M.de, AMARAL, G., CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K. - (no prelo) - The precambrian evolution of the South America cratonic margin, south of the Amazon river - in "The ocean basins and margins". Ed. A.E.M.Nairn.
- AMARAL, G., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. e REYNOLDS, J.H. - 1966 - Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. Geoch.et Cosmoch. Acta, 30, 159-189.
- AZEVEDO, H.C.A.de - 1969 - Rochas carbonatadas do Sul da Bahia. CEPLAC - Com. Técnica nº 28.
- AZEVEDO, H.C.A.de e SOUTO, P.G. - 1971 - Recursos minerais do sul da Bahia (Primeiros resultados) - CEPLAC - Bol. Técnico nº 10.
- BARBOSA, A.L.M. de - 1966 - Síntese da evolução geotectônica da América do Sul. Inst.Geol.Ouro Preto - 1 (2): 91-111.
- BARBOSA, A.L.M.de, GROSSI SAD, J.H., TORRES, N. e MELLO, M.T.V.de - 1966 - Description of the preliminary geologic map of the middle Rio Doce - American Geol.Inst. - Int.Field Inst. to Brazil - Guide book.

- BARBOSA DE DEUS, P. - 1972 - Geologia da Quadrícula de Camacã noroeste. CEPLAC - Bol. Técnico nº 18.
- BONHOMME, M., WEBER, F. e FAVRE-MERCURET, R. - 1965 - Age par le méthode rubidium-strontium des sédiments du Bassin de Franceville (République Gabonaise). Bull.Serv. Carte Géol. Als.Lor. 18 (4): 243-252.
- BRAJNIKOV, B. - 1955 - Materiaux pour servir a la carte géologique de l'État d'Espirito Santo. Div. Geogr. E.Santo. Rel.An. para 1952, vol.1.
- BULLARD, E., EVERETT, J.E. e SMITH, A.G. - 1965 - The fit of the continents around the Atlantic. In "A Symposium on continental drift" - Phil.Trans.Roy.Soc.London, 258 (1088): 41-51.
- CAHEN, L., DELHAL, J., LEDENT, D. e REINHARZ, M. - 1963 - L'âge des migmatites de Boma et de l'orogénèse Ouest-Congolienne. Indications préliminaires sur l'âge des formations Mayumbiennes et antérieures. Ann.Soc.Géol. Belg., 86 (4): 229-269.
- CAHEN, L. e SNELLING, N.J. - 1966 - The geochronology of Equatorial Africa. North-Holland Publ. Co.- Amsterdam.
- CAHEN, L. DELHAL, J. e DEUTSCH, S. - 1967 - Rubidium-strontium geochronology of some granitic rocks from the Kibaran belt (Central Katanga, Rep.of the Congo). Ann. Mus. Roy.Af.Centr. 8º Sc. Géol., nº 59.
- CAHEN, L. e LEPERSONNE, J. - 1967 - The Precambrian of the Congo, Rwanda, and Burundi - In "The geologic systems", 3: 143-290 - Ed. K.Rankama.
- CAHEN, L., DELHAL, J. e DEUTSCH, S. - 1971 - Nouvelles données sur l'âge et la pétrogenèse des granites post-tectoniques de la chaîne kibarienne, Rep.démocratique du Congo. Ann.Soc.Géol.Belg. 94: 179-183.
- CARVALHO, H. de - 1969 - Contribution à la géochronologie du sud-ouest de l'Angola - Bol. Serv.Geol. e Minas. Prov. Angola, (19).
- CARVALHO, H.de - 1969a - Cronologia das Formações geológicas precâmblicas da região central do sudoeste de Angola e tentativa de correlação com as do sudoeste Africano. Bol.Serv.Geol. e Minas. Prov. Angola (20).

- CASTRO, C. e SIAL, A.N. - 1971 - Contribuição ao estudo das rochas granulíticas de Salvador, Bahia - Inst.Geoc.da Univ. F. de Pernambuco - Est. e Pesq., 1 (2):1-19.
- CHOUBERT, G. e FAURE-MURET, A. - 1968 - Notices explicatives, Carte Tectonique Internationale de l'Afrique 1/5.000.000. UNESCO - Sciences de la Terre - Paris.
- CORDANI, U.G. e BITTENCOURT, I. - 1967 - Estudo geocronológico no Grupo Açungui - An.do XXI Congr.Bras.Geol., 218-233.
- CORDANI, U.G., MELCHER, G.C. e ALMEIDA, F.F.M.de - 1968 - Outline of the Precambrian geochronology of South America. Can.J.E.Sci., 5: 629-632.
- CORDANI, U.G., ISOTTA, C.A.L. e ABREU, A.C.S. - 1969 - Reconhecimento geocronológico do embasamento na região oriental do Estado da Bahia - An.XXIII Congr.Bras.Geol. - 159-165.
- CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K. - 1971 - Estudo geocronológico, pelo método Rb-Sr, de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui - An. do XXV Congr.Bras.Geol., 105-110.
- CORDANI, U.G., DELHAL, J. e LEDENT, D. - 1973 - Orogenèses superposées dans le Precambrien du Brésil sud-oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais) - Rev.Bras. de Geoc., 3 (1):1-22.
- DELHAL, J., LEDENT, D. e CORDANI, U.G. - 1969 - Ages Pb/U, Sr/Rb et Ar/K des formations métamorphiques et granitiques du Sud-Est du Brésil (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). Annal.Soc.Géol.Belgique, 92, 271-283.
- DELHAL, J., LEDENT, D., PASTEELS, P. e VENIER, J. - 1971 - Étude du comportement isotopique de systèmes Rb/Sr et U/Pb dans le granite hyperalcalin de Noqui (Rep.démocratique du Congo et Angola). Ann.Soc.Géol.de Belgique, 94: 223-236.
- DEUTSCH, S., LEDENT, D. e PASTEELS, P. - 1965 - Datation par les methodes Sr/Rb et Pb/U au Laboratoire de Géochronologie du Service de Geologie et Geochimie Nucleaires. Univ.Libre de Bruxelles.
- EBERT, H. - 1962 - Baustil und regionalmetamorphose im kristallinen Praekambrium Brasiliens. Tschermaks Min. Petr.Mitt, Wien III, Ser.8, 49-81.

- EBERT, H. - 1968 - Ocorrências de fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência de estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem -An.Acad. Bras.Ciênc., 40 (supl.): 215-229.
- FERREIRA, E.O. - 1972 - Carta Tectônica do Brasil. Notícia explicativa. Min.Minas Energia. D.N.P.M., Bol. 1.
- FUJIMORI, S. - 1967 - Rochas alcalinas do sul do Estado da Bahia. Div.Geol.Mineral.D.N.P.M. - Notas Prel.e Est.nº141.
- FUJIMORI, S. - 1968 - Granulitos e charnockitos de Salvador, Bahia - An.Acad.Bras.Ciênc., 40 (2): 181-202.
- GAMOT, E., PHILIBERT, J. e VIALETTE, Y. - 1970 - Dosage par absorption atomique du potassium, du rubidium et du strontium em vue de mesures geochronologiques. Trav. du Dept. de Geol. et Minér. de la Fac.Sci.de Clermont,nº 7.
- GUIMARÃES, D. - 1924 - Contribuição à petrographia do Brasil. Serv. Geol. Miner., Bol. 6.
- GUIMARÃES, D. - 1951 - Arqui-Brasil e sua evolução geológica. Div.Fom.Prod.Min., Bol. 88.
- GUIMARÃES, D. e SOUZA, H.C.A. - 1931 - Estudo petrográfico das rochas colhidas nos arredores da cidade da Bahia. An. Acad. Bras. Sci., 3 (4): 177-185.
- HERZ, N. - 1970 - Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S.G.Survey, Prof. Paper 641-B.
- HILDRETH, R.A. e HENDERSON, W.T. - 1971 - Comparison of $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ for sea water strontium and the Eimer and Amend SrCO_3 . Geoch.Cosmoch.Acta 35 (2): 235-238.
- HURLEY, P.M., ALMEIDA, F.F.M.de, MELCHER, G.C., CORDANI, U.G., RAND, J.R., KAWASHITA, K., VANDOROS, P., PINSON JR., W.H. e FAIRBAIRN, H.W. - 1967 - Test of continental drift by comparison of radiometric ages. Science, 157, 495-500.
- HURLEY, P.M., FAIRBAIRN, H.W., PINSON JR., W.H. e colaboradores - 1967a - M.I.T. Annual Progress Report for 1967.
- HURLEY, P.M., FAIRBAIRN, H.W., PINSON JR., W.H., NAYLOR, R.S. e colaboradores - 1968 - M.I.T. Annual Progress Report for 1968.

- KAWASHITA, K. - 1972 - O método Rb-Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as Bacias do Paraná e do Amazonas. Tese de Doutorado. Inst.Geoc. da USP.
- KENNEDY, W.Q. - 1964 - The structural differentiation of Africa in the Pan-African (± 500 m.y.) tectonic episode. Res. Inst.Afr. Geol. Univ.Leeds - 8th Ann.Rep.Sci. Results: 48-49.
- LASSERRE, M. - 1964 - Étude géochronologique par la methode Rubidium-strontium de quelques échantillons en provenance du Cameroun (Afrique Equatoriale). Ann.Fac.Sci.Clermont, (25), Geol. et Min. 8: 53-67.
- LASSERRE, M. - 1966 - Nouvelles mesures d'âges absolus, par la méthode au strontium-rubidium, concernant les formations cristallines et cristalloyphylloïennes du Cameroun-Rapport BRGM, Yaoundé et Orléans.
- LASSERRE, M. - 1969 - Cameroun: examen des résultats géochronologiques obtenus depuis 1967. Ann.Fac.Sci. Clermont, (41), Geol.et Min.19 : 29-31.
- LEDENT, D. e PASTEELS, P. - 1968 - Détermination de l'age des roches post-tectoniques du sud-est du Brésil. - Ann.Soc.Géol. Belgique, 91 (III): 305-309.
- MAACK, R. - 1963 - Geologia e geografia física da bacia hidrográfica do Rio de Contas no Estado da Bahia. Inst. Geol. da Univ.do Paraná. Bol.Geogr.Fís. nº 5.
- MENDES, F. - 1966 - Ages absolus par la méthode au strontium de quelques roches d'Angola. Compte Rendus Acad. Sci.Paris, 262 : 2201-2203.
- MENDES, F. - 1968 - Mesures géochronologiques en Angola. 2^{ème} These Doct.ès Sci. Nat. Fac.Sci.Clermont-Ferrand.
- MORAES REGO, L.F.de - 1947 - As estruturas antigas do Brasil. Bol.Geogr., 5 (50) : 126-129.
- PEDREIRA, A.J., SOUTO, P.G. e AZEVEDO, H.C.A.de - 1969 - Metas sedimentos do Grupo Rio Pardo, Bahia, Brasil. An.XXIII Congr.Bras.Geol., 87-99.
- REINHARZ, M., DELWICHE, R. e KATZ, J. - 1962 - Spectrometre de masse du laboratoire de Geologie et Geochimie Nucleaires. Univ.Libree de Bruxelles.

- REYNOLDS, J.H. e SPIRA, R. - 1966 - Individual tracers for isotope dilution analysis of rare gases - Nuclear Inst. and Meth., 42, 225-228.
- SHIELDS, R.M. - 1963 - A computer program to calculate a least squares isochron and associated errors. M.I.T. Annual Report for 1963: 149-152.
- SIGHINOLFI, G.P. - 1970 - Investigations into the deep levels of the continental crust: petrology and chemistry of the granulite facies terrains of Southern Bahia (Brazil). Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. A77, 327-341.
- SIGHINOLFI, G.P. e FUJIMORI, S. - 1972 - Granadas nos granulitos de Salvador, Bahia: Discussão sobre relações entre sua variação química e reações metamórficas - Rev. Bras. Geoc., 2 (3) : 141-150.
- SOUTO, P.G., BEZERRA, J.C., SAMPAIO, E. e VILAS BOAS, G. - 1971 - Geologia da Folha de Mascote noroeste - CEPLAC - Bol. Técnico nº 12.
- SOUTO, P.G., AZEVEDO, H.C.A. de e BEZERRA, J.C. - 1971a - Geologia da Folha de Potiraguá nordeste - CEPLAC - Bol. Técnico nº 15.
- SOUTO, P.G., AZEVEDO, H.C.A. de e PEDREIRA, A.J. - 1972 - Geologia da Folha de Camacan sudoeste - CEPLAC - Bol. Técnico nº 20.
- SUSZCZYNSKI, E.F. - 1967 - La tectonique et la géologie de la parties orientale du bouclier brésilien. Soc. Géol. France Ser. 7 (9): 147-152.
- TAVORA, F.J., CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K. - 1967 - Determinações geocronológicas na região central da Bahia pelo método Potássio-argônio. An. do XXI Congr. Bras. Geol.-234-244.
- TORQUATO, J.R.F. e ALLSOPP, H.L. - 1972 - Rubidium-strontium geochronology of granitic rocks from the Morro Vermelho Area (Tiger-Bay, Angola) - Geol. Rund., 63.
- VACHETTE, M. - 1964 - Mesures d'âges absolus des formations cristallines d'Afrique Equatoriale (Gabon, Rép. Centrafricaine, Tchad, Moyen Congo). Ann. Fac. Sci. Clermont: 31-38.
- VOSTERS, M. e DEUTSCH, S. - 1967 - Atomic absorption spectrophotometry of rubidium in rocks and minerals. Comparison with isotope dilution. Earth and Plan. Sci. Letters, 2 (5): 449-452.

APÊNDICE 1

Descrição sucinta das amostras analisadas

São aqui descritas, de modo resumido, quase todas as rochas analisadas no presente trabalho. Somente três delas, (Ped-4, SA-43D e 525), cujos dados analíticos foram extraídos de trabalho que não incluía descrição das amostras, não puderam ser caracterizadas. Procurou-se dar ênfase à composição mineralógica, e as fases presentes em cada amostra foram relacionadas na ordem correspondente à proporção em que ocorrem.

A título de simplificação, foi empregado o seguinte código para os minerais relacionados:

Ab - Albita	Flo - Flogopita	Op - Opaco(s)
Ant- Antipertita	Flu - Fluorita	Or - Ortoclásio
Ap - Apatita	Gr - Granada	Pert-Pertita
Au - Augita	Hb - Hornblenda	Pi - Pigeonita
Bi - Biotita	Hip - Hiperstênio	Pl - Plagioclásio
Cal- Calcita	KF - K-feldspato	Qz - Quartzo
Can- Cancrinita	Mes - Mesopertita	Se - Sericita
Car- Carbonato	Mi - Microclínio	Si - Sillimanita
Cl - Clorita	Mq - Mirmequita	So - Sodalita
Co - Cordierita	Mu - Muscovita	Ta - Talco
Di - Diopsídio	NaA - Na-anfibólio	Ti - Titanita
Eg - Egirina	Ne - Nefelina	Tr - Tremolita
Ep - Epidoto	Ol - Olivina	Zc - Zircão

Texturas e outros caracteres julgados importantes são descritos a seguir. Para a granulação, empregou-se terminologia simplificada (grossa, média, fina), com delimitações entre as três categorias situadas, aproximadamente, em

1 e 5 mm.

Para a denominação das rochas, foi adotada uma nomenclatura o mais possível simplificada, mas suficiente para caracterizar as variedades petrográficas principais.

No caso das rochas metamórficas de facies granulito, segue-se nesse trabalho o esquema utilizado por *Fujimori* (1968), que empregou o termo que caracteriza a facies, seguido do atributo "ácido" ou "básico", conforme a paragénese individual, de cada amostra. Tal classificação evita o emprego de termos mais específicos, como "leptinito", "enderbrito", "charnockito", etc., nem sempre adequados para descrever rochas heterogêneas, bandadas, com variações petrográficas relativamente grandes em distâncias pequenas. A denominação "granulito ácido", neste trabalho, correspondem rochas félsicas, quartzo-feldspáticas, formadas em facies granulito. Por outro lado, "granulito básico" corresponde a rochas de mesmo grau de metamorfismo, que evidenciam quantidade substancial de minerais escuros, associados a plagioclásio intermediário a cálcico.

Para as rochas metamórficas que ocorrem na faixa costeira, entre Porto Seguro e Vitória, cuja paragénese essencial é quartzo-plagioclásio intermediário-granada-biotita, e que apresentam, frequentemente ortoclásio, cordierita e sillimanita, foi empregado o termo "gnaiss kinzigítico". Estas rochas mereceram denominação especial, para destacá-las da categoria seguinte, constituída por gnaisses normais, formados em facies anfibolito. Os "gnaisses kinzigíticos" não puderam, nesse trabalho, serem definitivamente caracterizados como rochas pertencentes ao facies granulito, ou à subfacies mais alta do facies anfibolito.

No caso das rochas metamórficas feldspáticas de facies anfibolito, empregou-se a denominação "gnaiss", precedida do(s) mineral(is) accidental(is) mais comum(ns) (biotita, muscovita, hornblenda). Os termos "anfibolito", "xis-

to", "filito", "ardósia", "mármore", das demais rochas metamórficas, bem como os termos "sienito", "granito", "diabásio", e "piroxenito", das rochas magmáticas encontradas, foram utilizados de acordo com seus significados normais.

Rochas de transição, ou rochas híbridas, foram denominadas da seguinte maneira: manteve-se a denominação "granulito" para aquelas que, embora evidenciando minerais formados em fases metamórficas posteriores, de grau mais baixo, exibissem uma paragênese primária, de facies granulito, predominante. Analogamente, manteve-se a denominação "gnaiss", ou "anfibolito", para aquelas rochas que apresentaram, como vestígios, pequenas quantidades de minerais tais como piroxênios, ou mesopertitas, evidências de paragêneses primárias de grau mais elevado. Em ambos os casos mencionados, é óbvio que a associação mineralógica relacionada, para cada amostra, evidencia desequilíbrio termodinâmico.

Eis a relação das principais características petrográficas das rochas estudadas, aqui listadas em ordem alfabética:

ALM-1 - Gnaiss kinzigítico

Ponte sobre o rio Jequitinhonha, Almenara, (MG)

Col. Umberto Cordani

Pl (+Ant)-Kf-Qz-Bi-Gr.

Textura granoblástica e porfiroblástica, granulação média a grossa. Coloração branca, orientação mal definida.

ALM-104 B e C - Tremolita-xisto

20 km E de Joaima, estrada para Felizburgo, (MG)

Col. Umberto Cordani

Tr (95%) - Di - Ta.

Textura lepidoblástica equigranular, granulação média. Coloração esverdeada, orientação pronunciada.

ALM-186 - Biotita-gnaiss

4 km NW de Palmópolis, estrada para Rio do Prado, (MG)

Col. Umberto Cordani

Pl-Qz-Bi-Kf

Bandas alternadas de textura granoblástica e lepidoblástica, granulação média.

AP-X - Hornblenda-gnaiss

Sede da CEPLAC, cerca de 5 km ENE de Itabuna, estrada para Ilhéus. Col. A. Pedreira

Pl-Hb-Qz-Op-Cl-Bi

Coloração esverdeada, textura granoblástica, granulação média. Sinais de cataclase.

BA-69-8 - Filito

19 km S de Camacã, rodovia BR-101, próximo da ponte sobre o rio Pardo. Col. Umberto Cordani

Se-Qz-Cl-Op-Mat. detríticos diversos

Coloração clara, xistosidade pronunciada. Textura lepidoblástica, granulação fina.

BA-69-13A - Ardôsia

Estrada Camacã-Canavieiras, proximidades de Jacarandá(BA)

Col. Umberto Cordani

Se-Qz-Mat. detríticos diversos-Op-Car

Clivagem ardosiana, coloração cinza claro. Textura lepidoblástica, granulação fina.

BA-69-17 A,B,C,F,G - Sienito

Fazenda Hiassu, cerca de 25 km S de Itajú do Colônia, (BA).

Col. Umberto Cordani

A,B e C - Rochas com coloração azulada, granulação média a grossa, textura hipidiomórfica granular.

KF-So-Ab-Bi-Op

F e G - Veios de sodalita pura, granulação grossa. Coloração branca e/ou acinzentada.

BJ-10 - Granulito ácido

Cerca de 10 km NE de Brejões, estrada para Amargosa, (BA).

Col. Umberto Cordani

Pert-Mes-Or-Qz-Mq-Bi-Op

Aspecto maciço, orientação pouco pronunciada. Granulação média a grossa, textura granoblástica e porfiroblástica, anhedral.

CÃ-18 - Filito

Cerca de 18 km S de Camacã, rodovia BR-101, (BA). Col. Umberto Cordani

Se-Cl-Qz-Mat. detríticos diversos-Op

Coloração clara, xistosidade pronunciada, brilho intenso. Textura lepidoblástica, granulação fina.

CÃ-39 - Filito

Cerca de 39 km S de Camacã, rodovia BR-101, (BA). Col. Umberto Cordani

Se-Cl-Qz-Op-Mat. detríticos diversos.

Coloração clara, xistosidade e lineação pronunciadas, com microdobras. Textura lepidoblástica, granulação fina.

CÃ-75 A,B - Mucovita-biotita gnaiss

Rodovia BR-101, 4 km N da ponte sobre o rio Jequitinhonha (BA). Col. Umberto Cordani

Mi-Qz-Pl-Mu-Bi-Flu

Rocha bandada, com enclaves micáceos. Textura granoblástica, em parte lepidoblástica, granulação média.

CÃ-78 A,B,C,D - Biotita-muscovita-gnaiss

Rodovia BR-101, 1 km N da ponte sobre o rio Jequitinhonha (BA). Col. Umberto Cordani

Rocha bandada, alternância de camadas granulares e xistosas. Bandas milimétricas a centimétricas, orientação nítida. Sinais de cataclase intensa.

A - Textura granoblástica, em parte lepidoblástica, granulação fina a média

Mi-Qz-Pl-Bi-Ep-Mu-Ti

C - Rocha similar, sem microclínio, com mais quantidade de muscovita

B - Banda xistosa clara, com Qz-Mu-KF-Flu

D - Textura lepidoblástica, poiquiloblástica, granulação média

Bi-Qz-Hb-Gr-Op-Mi-Ep-Ti-Pl-Ap

CÃ-81 - Biotita gnaiss

Rodovia BR-101, 1 km S da ponte sobre o rio Jequitinhonha (BA). Col. Umberto Cordani

KF-Bi-Hb-Pl-Qz-Ep-Op-Ap

Rocha bandada, textura granoblástica, em parte lepidoblástica, granulação média.

CASC-A,B - Gnaiss kinzigítico

Rodovia Medeiros Neto-Alcobaça, ponte sobre o rio Itanhém (BA). Col. Umberto Cordani

Gr-Bi-Qz-Pl-Co-Si-Pert-Hip-Ep

Rocha heterogênea, porfiroblástica. Textura granoblástica e poiquiloblástica, granulação média a grossa.

CB-CAL - Mármore

Fazenda Santa Terezinha, cerca de 10 km S de Gurupá Mirim (BA). Col. P.G.Souto

Cal-Qz-Flo-Op

Orientação nítida de finas bandas xistosas. Textura granoblástica equigranular, granulação fina.

CB-43-34 - Anfibolito

Cerca de 4 km WSW de Caiubi (BA). Col. P.G.Souto

Hb-Pl-Cal-Qz-Ep-Bi-Op-Ap

Lineação bem desenvolvida, aspecto maciço. Textura nematoblástica, granulação média.

CO-53 - Gnaiss kinzigítico

Cerca de 12 km NNW de Santa Tereza, estrada para Colatina (ES). Col. Umberto Cordani

Pl-Qz-Bi-Gr-Ap-Hip

Coloração esverdeada, aspecto maciço homogêneo. Textura granoblástica anhedral, granulação média.

CO-66 - Gnaiss kinzigítico

Cerca de 2 km NE de Santa Tereza, estrada para Vitória (ES).

Col. Umberto Cordani

Pert-Qz-Bi-Co-Gr-Si

Bandeamento centimétrico. Textura granoblástica, granulação média.

CO-120 - Biotita gnaiss

30 km SE de Fundão, estrada para Vitória (ES). Col. Umberto Cordani

Pl-Qz-Bi-Pert-Mu-Cl-Op-Car

Rocha bandada, coloração cinza claro. Textura granoblástica, em parte lepidoblástica, granulação média.

EU-41 B,C - Gnaiss kinzigítico

19 km E de Guaratinga, estrada para Itamaraju (BA)

Col. Umberto Cordani

Bi-Qz-Gr-Pl-Co-Or-Si

Rocha bandada, porfiroblástica. Textura granoblástica e poiquiloblástica, granulação média a grossa. Veios feldspáticos cortando as rochas.

EU-61 - Biotita gnaiss

1 km W de Guaratinga, estrada para Buranhém (BA)

Col. Umberto Cordani

Pl-Qz-KF-Bi-Op-Ap

Homogênea, com orientação nítida. Textura lepidoblástica, em parte granoblástica, granulação média.

F-48 - Granulito ácido

20 km N de Camacã, rodovia BR-101 (BA). Col. S. Fujimori

KF-Mes-Qz-Bi-Hip

Homogênea, orientação nítida, coloração rosada. Textura granoblástica anhedral, granulação média.

FB-3 - Piroxenito

Farol da Barra, Salvador, BA. Col. S. Fujimori

Di(90%)-Pl-Cl-Se-Bi

Dique intrusivo em rochas granulíticas

Textura granular xenomórfica, granulação média.

GD-67 - Granulito ácido

Rodovia BR-101, entroncamento com a estrada para Valença (BA). Col. Umberto Cordani

Mi-Qz-Pl-Mes-Hb-Ep-Cl-Ti

Coloração rósea, aspecto maciço. Indícios de cataclase. Textura granoblástica anhedral, granulação média.

GH-8-7 - Traquito

Vizinhanças da Faz. Santa Terezinha, cerca de 13 km SSE de Gurupá Mirim (BA). Col. P.G. Souto

KF-Ab-NaA-Bi-Ne-Op

Dique intrusivo em granulitos, aspecto homogêneo, afanítico. Textura traquítica, granulação fina.

GOV-68 - Pegmatito

2 km SW de Divino das Laranjeiras, estrada para Gov. Valadares (MG). Col. Umberto Cordani

KF-Qz-Mu

Textura pegmatítica.

Dique intrusivo em rochas graníticas.

GOV-98 - Gnaiss kinzigítico

Cerca de 20 km NE de Divino das Laranjeiras, estrada para Mantena (ES/MG). Col. Umberto Cordani

Pl-Qz-Bi-Gr

Coloração clara, rocha homogênea. Textura granoblástica, granulação média.

GOV-208 - Gnaiss kinzigítico

20 km NW de São Domingos, estrada para Mantena (ES)

Col. Umberto Cordani

Pl-KF-Qz-Bi-Gr

Homogênea, porfiroblástica, cristais maiores centimétricos. Textura granoblástica, poiquiloblástica, granulação média a grossa.

IL-11 - Granulito básico

11 km NW de Ilhéus, estrada para Uruçuca (BA). Col. Umberto Cordani

Pl-Qz-Hb-Hip-Bi-Op-Ti

Coloração cinzenta, maciço, orientação pouco pronunciada. Textura granoblástica anhedral, granulação média.

IP-176 - Granulito ácido

Estrada Poções-Itabuna, vizinhanças de Nova Canaã (BA).

Col. Umberto Cordani

Mi-Qz-Mes-Bi-Cl-Ep-Ap-Op-Se

Coloração escura. Orientação nítida. Cataclase. Textura granoblástica anhedral, granulação média.

IT-5 - Sienito

Sede da CEPLAC, cerca de 5 km ENE de Itabuna, estrada para Ilhéus (BA). Col. S. Fujimori

Or-Ne-Ab-Bi-So

Textura hipidiomórfica granular, granulação média.

ITA-37 - Biotita xisto

Estrada Itapetinga-Maiquinique, 14 km S da ponte sobre o rio Pardo (BA). Col. Umberto Cordani

Bi-Qz-Pl-Op-Ep

Rocha homogênea, xistosa. Textura lepidoblástica, granulação média.

ITA-104 - Anfibolito

Estrada Salto da Divisa-Jordânia, 23 km NW da ponte sobre o rio Jequitinhonha (MG). Col. Umberto Cordani

Hb-Pl-Au-KF-Op

Maciço, orientação pronunciada, coloração escura. Textura granoblástica, granulação média.

ITA-122 - Biotita gnaiss

Estrada Salto da Divisa-Jordânia, 5 km NW da ponte sobre o rio Jequitinhonha (MG). Col. Umberto Cordani

Mi-Pl-Qz-Bi-Hb-Zc

Homogêneo, coloração rosada, orientação nítida. Textura granoblástica, em parte lepidoblástica, granulação média.

ITA-126 - Biotita gnaiss

Estrada Salto da Divisa-Jordânia, 1 km W da ponte sobre o rio Jequitinhonha (MG). Col. Umberto Cordani

Qz-Pl-Mi-Bi-Hb-Ep-Ti-Mu-Cl

Homogêneo, coloração rosada, orientação nítida. Textura granoblástica, em parte lepidoblástica, granulação média.

ITAR-2,3 - Sienito

Cerca de 20 km SSW de Itarantim(BA). Col. J. Mascarenhas

KF-Ne-Pl-Bi-Ti

Textura hipidiomórfica granular, granulação grossa.

ITB-88 - Anfibolito

Rodovia Itabuna-Vitória da Conquista, proximidades de Firmino Alves (BA). Col. Umberto Cordani

Hb-Pl-Qz-Au-Op

Banda escura em rochas gnáissicas, orientação nítida. Textura granoblástica anedral, granulação média.

ITB-219 - Biotita gnaiss

Rodovia Itabuna-Vitória da Conquista, subida da Serra Geral, SE de Vitória da Conquista. Col. Umberto Cordani

Mi-Qz-Bi-Hb-Pl-Ep-Op-Ap-Zc

Rocha heterogênea, orientada, com enclaves xistosos. Textura granoblástica, em parte lepidoblástica, granulação média.

ITC-29 - Sienito

Cerca de 32 km SE de Vitória da Conquista, rodovia para Itabuna (BA). Col. Umberto Cordani

KF-Eg-Bi-NaA

Textura porfirítica, com fenocristais de feldspato milimétricos matriz fina. Dique em rochas granulíticas.

ITJ-46 - Granulito básico

2 km W de Almadina, estrada para Ibitupã (BA). Col. Umberto Cordani

Pl-Hip-Hb-Au-Bi-Op

Coloração escura, homogêneo, maciço. Textura granoblástica anedral, granulação média.

- ITJ-62A - Granulito básico
2 km N de Floresta Azul, estrada para Almadina (BA).
Col. Umberto Cordani
Pl-Hb-Hip-Au-Qz-Bi-Ep-Op
Homogêneo, maciço. Bandas escuras em granulitos ácidos.
Textura granoblástica anhedral, granulação média.
- JE-13 A,C,D - Granulito ácido
13 km de Jequiê, estrada para Ipiáu (BA). Col. Umberto Cordani
Rocha bandada, colorações rosadas a negras, aspecto maciço. Evidências de cataclase. Textura granoblástica anhedral, granulação média.
A - Tipo escuro com feldspato róseo: KF(+Pert)-Qz-Pl-Mes-Bi-Hb-Mq-Ap-Op-Ep
C - Tipo rosado: Mes-Qz-Bi-Hb-Ap
D - Tipo escuro: Mes-Or-Hb-Au-Qz-Mq-Bi-Op-Ap.
- JE-23 - Granulito básico
23 km ESE de Jequiê, estrada para Ipiáu (BA). Col. Umberto Cordani
Hb-Au-Pl-Qz-Bi-Ep-Ap-Op
Coloração escura, maciço. Textura granoblástica poiquiloblástica anhedral, granulação média.
- JE-50 - Granulito básico
50 km ESE de Jequiê, estrada para Ipiáu (BA). Col. Umberto Cordani
Pl-Hb-Hip-Au-Qz-Bi
Coloração escura, maciço, orientação nítida. Textura lepidoblástica, sub-anhedral, granulação média.
- JE-70 - Granulito básico
8 km WNW de Ipiáu, estrada para Jequiê (BA). Col. Umberto Cordani
Pl-Hip-Au-Qz-Bi
Coloração escura, maciço. Textura granoblástica poiquiloblástica, anhedral, granulação média.
- M-Pa - Gnaiss kinzigítico
Encosta NW do Monte Pascoal (BA). Col. Umberto Cordani
Bi-Pert-Mes-Co-Qz-Pl-Si-Op-Mu
Rocha homogênea, xistosa, porfiroblástica. Textura granoblástica e porfiroblástica, granulação média a grossa.
- MU-19 C,D,E - Granulito ácido
1 km E de Ubaira, estrada para Mutuipe (BA). Col. Umberto Cordani
Rocha bandada, coloração cinza claro a escuro. Variedades róseas. Sinais de cataclase. Textura granoblástica anhedral, granulação média.
C - Tipo leucocrático: Mes-Qz-Bi-Op-Ep

D - Tipo cinzento: Mes-Qz-Pl-Hip-Bi-Op-Ap-Ep

E - Tipo escuro: Qz-Mes-Pl-Bi-Hip-Op-Ap-Cl.

MU-60 - Granulito ácido

2 km S de Brejões, estrada para Santa Inês (BA).

Col. Umberto Cordani

Mes-Qz-Hb-Pl-Bi-Op-Ap-Hip

Bandado, coloração esverdeada, orientação pouco desenvolvida. Textura granoblástica anhedral, granulação média-grossa.

NQ-O - Gnaiss kinzigítico

Nanuque (MG). Col. Umberto Cordani

KF-Pl-Bi-Gr-Qz

Orientação nítida. Textura porfiroblástica, com feldspatos centimétricos, matriz de granulação média.

NQ-103A - Biotita gnaiss

Epaminondas Otoni (MG). Col. Umberto Cordani

Pl-KF-Bi-Qz

Bandado, coloração cinzenta. Textura granoblástica, em parte lepidoblástica, granulação média.

NV-1B - Gnaiss kinzigítico

1 km W de Nova Venécia, estrada para São Domingos (ES).

Col. Umberto Cordani

Mes-Qz-Pl-Bi-Co

Rocha leucocrática, maciça. Textura granoblástica, granulação grossa.

NV-126 - Gnaiss kinzigítico

Colatina (ES). Col. Umberto Cordani

KF-Qz-Bi-Gr-Mes-Co-Si

Homogênea, orientação nítida. Textura granoblástica e poiquiloblástica, granulação média.

ONDINA-2,2a - Diabásio

Praia de Ondina, Salvador (BA). Col. Petrobrás S.A.

Pi(+Au)-Pl-Bi-Op-Hb-Ap-Cl

Dique intrusivo em granulitos. Textura sub-ofítica, granulação fina, sendo mais fina na amostra 2a.

PB-33-27 - Filito

Cerca de 18 km S de Camacã, pouco a W da rodovia BR-101 (BA). Col. P.G.Souto

Se-Cl-Qz-Mat.detríticos diversos-Op

Coloração cinza clara, xistosidade pronunciada. Textura lepidoblástica, granulação fina.

Ped-4 - Granulito (?)

Dado compilado do MIT Annual Report (1968).

Não há referências sobre o tipo de rocha analisado.

Localização aproximada: N de Salvador (BA). Col. G.Allard
(?)

PINHEIRO - Gnaiss kinzigítico

Localidade de Pinheiro, cerca de 50 km NNE de Nova Venécia (ES). Col. Umberto Cordani

Gr-Ant(+Pl)-Qz-KF-Bi

Homogêneo, orientação visível. Textura granoblástica e porfiroblástica, granulação média a grossa.

POTIG-1,3 - Sienito

Cerca de 10 km NE de Potiraguá (BA). Col. S.Fujimori

KF-Ne-Bi-NaA-So-Can

Textura hipidiomórfica granular, granulação média.

PRA-165 A,B - Gnaiss kinzigítico

5 km SE de Ibirapuã, estrada para Nanuque (BA).

Col. Umberto Cordani

Bandada, com faixas leucocráticas e escuras alternadas.

Textura granoblástica, granulação grossa.

A - Tipo leucocrático: Mi-Qz-Mes-Bi-Gr

B - Tipo esverdeado: Qz-Mi-Mes-Gr-Bi-Mu-Cl

R.VERM-1 - Granulito básico

Praia do Rio Vermelho, Salvador (BA). Col. Petrobrás S.A.

Pl-Hip-Bi-Hb-Au

Homogêneo, maciço, coloração escura. Textura granoblástica, granulação média.

R.VERM-1a - Diabásio

Praia do Rio Vermelho, Salvador (BA). Col. Petrobrás S.A.

Pl-Au-Op-Ol-produtos de alteração

Textura porfirítica, intergranular, granulação fina. Dique intrusivo em granulitos.

S-70A - Sienito

Cerca de 20 km NNE de Potiraguá (BA). Col. S.Fujimori

KF-Ab-Ne-NaA-Bi-Can

Textura hipidiomórfica, granular, granulação média.

S-88A - Sienito

Cerca de 20 km NNE de Potiraguá (BA). Col. S.Fujimori

KF-Ne-NaA-Ab-Bi-Can

Textura hipidiomórfica granular, granulação média.

SA-43D - Granulito (?)

Dado compilado do MIT Annual Report, (1968).

Não há referências sobre o tipo de rocha analisado.

Localização aproximada: NE de Salvador (BA). Col. G.Allard (?)

SALV-A,B - Diabásio

Pedreira Fabriciano, Salvador (BA). Col. A.J.Melfi

Pl-Au-Hb-Bi-Op-Qz-produtos de alteração

Textura sub-ofítica, granulação fina. Dique intrusivo em granulitos.

SALV-5 - Granulito básico

Farol da Barra, Salvador (BA). Col. C.Durrell

Pl-Qz-Hip-Op-Bi

Maciço, escuro, orientação pouco pronunciada. Textura granoblástica, anhedral, granulação fina a média.

SAJ-26 - Granulito ácido

18 km E de Amargosa, estrada para Santo Antonio de Jesus (BA). Col. Umberto Cordani

Mi-Mes-Qz-Pl-Hb-Cl-Op-Ep-Zc

Coloração rósea, orientação incipiente. Textura granoblástica anhedral, granulação média.

SD-41A - Gnaiss kinzigítico

10 km E de Jacinto, estrada para Salto da Divisa (MG).

Col. Umberto Cordani

Mes-Bi-Gr-Co-Qz-Pl-Op-Si

Homogênea, porfiroblástica e poiquiloblástica, granulação média a grossa.

SE-46A - Granulito ácido

Rodovia BR-116, 5 km SW da ponte sobre o rio Paraguaçu (BA). Col. Umberto Cordani

Mes-Qz-Mi-Pl-Hb-Ap

Coloração rósea, orientação incipiente. Textura granoblástica anhedral, granulação média.

VI-28 - Gnaiss kinzigítico

Rodovia Vitória-Manhuaçu, km 28 (ES). Col. Umberto Cordani

Qz-Pl-Bi-Gr-KF

Homogêneo, orientação visível. Textura granoblástica euهدral, granulação média.

VI-62A - Biotita-hornblenda gnaiss

Rodovia Vitória-Manhuaçu, km 62 (ES). Col. Umberto Cordani

Qz-Pl-Hb-Bi-Ti-Ap

Bandeamento nítido, partes claras quartzo-feldspáticas e partes escuras xistosas. Textura granoblástica, em parte nematoblástica, granulação média.

VI-103 - Biotita gnaiss

Rodovia Vitória-Manhuaçu, km 103 (ES). Col. Umberto Cordani

Mi-Qz-Pl-Bi-Hb

Homogêneo, orientação nítida. Textura granoblástica, em parte lepidoblástica e poiquiloblástica, granulação média.

VI-176A - Granulito básico

Rodovia Vitória-Manhuaçu, 8 km E de Pequian (ES). Col. Umberto Cordani

Pl-Hip-Au-Bi-Ap-Op

Bandado, aspecto migmatítico, coloração escura. Textura granoblástica, granulação média.

VQ-412B - Granulito básico

Rodovia BR-116, 5 km SW de Feira de Santana (BA).

Col. Umberto Cordani

Pl-Hb-Hip-Ti-Ep-Au

Bandado, coloração alternadamente clara e escura. Sinais de cataclase. Textura granoblástica, anhedral, granulação média.

10aB-66 - Granulito básico

Rodovia Salvador-Feira de Santana, 20 km NE de Salvador (BA). Col. G.C.Melcher

Pl-Hip-Qz-Bi-Op-Hb

Homogêneo, coloração escura, orientação incipiente. Textura granoblástica anhedral, granulação fina.

76 - Granito

Vitória, ponte principal (ES). Col. Umberto Cordani

Mi-Pl-Qz-Bi-Mq-Se-Car

Sem orientação, coloração rósea. Textura hipidiomórfica granular, granulação média.

78a - Gnaiss kinzigítico

Vitória, ponte principal (ES). Col. Umberto Cordani

Bi-Qz-Pl(+Ant)-Gr-KF-Ap-Op-Zc

Homogênea, orientação visível. Textura granoblástica, granulação média.

525 - Granulito (?)

Dado compilado do MIT Annual Report, (1968)

Não há referências sobre o tipo de rocha analisado.

Localização aproximada: Cachoeira(BA).Col.G.Allard (?).

APENDICE 2 - DETERMINAÇÕES Rb-Sr - DADOS ANALÍTICOS

Nº Campo	Rocha*	Rb ppm		F. X.	Sr ppm		Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ^{tot} /Sr ^{tot}		Idade** conv.	Ref***
		D. I.	A. A.		D.I.	F. X.			D.I.	F.X.		
BA-69-8	Filito	145,5	146,1		41,1 ⁺		0,792	10,20	3,54		580	5
BA-69-13A	Ardosia	90,7	92,9		39,8		0,770	6,57	2,28		670	4
BA-69-17A	Sienito	261	265		10,47		1,436	72,7	24,9		680	5
BA-69-17B	Sienito	348	354		18,50		1,256	54,1	18,8		690	5
BA-69-17C	Sienito	337	383		15,29		1,311	63,3	22,0		650	5
BA-69-17F	Sodalita (veio)	15,56 [∇]			28,7		0,727	1,560	0,542		580	5
BJ-10	Granulito ácido	309	329	324	29,0	32,3	1,903	30,7	10,7	10,0	2600	4
CÃ-18	Filito	110,5	111,4		41,0		0,774	7,77	2,70		600	4
CÃ-39	Filito	168,4	143,0		54,6		0,789	8,90	3,08		640	4
CÃ-75A	Musc.biot.gnaïsse	384	391		32,2		1,413	34,3	11,9		1390	4
CÃ-75B	Musc.biot.gnaïsse	403	354	341	30,6	19,5	1,386	37,8	13,2	17,5	1210	4
CÃ-78A	Biot.musc.gnaïsse	95,6	101,7		920		0,723	0,301	0,104		3950	5
CÃ-78B	Muscovita xisto	214	227		211 ⁺		0,751	2,93	1,014		1060	5
CÃ-78C	Biot.musc.gnaïsse	119,7	112,6		451		0,722	0,767	0,265		1491	4
CÃ-78D	Gnaïsse kinzigítico	136,1	174,6	151,7	337	373	0,722	1,170	0,404	0,407	980	5
CASC-A	Gnaïsse kinzigítico	212	201		36,8		0,849	16,56	5,76		590	4
CASC-B	Gnaïsse kinzigítico	137	137,2	141,7	144,1	147,6	0,746	2,75	0,951	0,960	1010	4
EU-41B	Gnaïsse kinzigítico	88,3	97,3		30,6		0,789	8,31	2,89		680	4
EU-41C	Gnaïsse kinzigítico			92,6		83,0	0,757	3,15		1,116	1110	6

APENDICE 2 - continuação

Nº	Campo	Rocha*	D. I.	Rb ppm A. A.	F. X.	Sr ppm D.I.	F. X.	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ^{tot} /Sr ^{tot} D.I.	F.X.	Idade** conv.	Ref***
GD-67		Granulito ácido			190,5		39,4	1,207	13,67		4,84	2460	7
GH-8-7		Traquito	153,1	109,4		69,5		0,763	6,38	2,20		610	4
IP-176		Granulito ácido			231,5		45,3	1,272	14,42		5,11	2620	6
ITA-122		Biotita gnaiss	138	138		46,1		0,789	8,61	2,99		660	4
ITC-29		Sienito	473φ	503	467	188,3	187,8	0,776	7,26	2,51	2,49	660	5
JE-13A		Granulito ácido			358,3		92,7	1,177	10,92		3,87	2880	6
JE-13C		Granulito ácido	254	252		20,7 ⁺		2,12	35,1	12,27		2660	5
JE-13D		Granulito ácido			131,1		79,1	0,893	4,68		1,657	2680	7
MU-19C		Granulito ácido			128,1		25,2	1,617	14,39		5,08	4200	7
MU-19D		Granulito ácido			165,6		175,3	0,838	2,67		0,945	3310	6
MU-19E		Granulito ácido			212,6		94,4	0,998	6,35		2,25	3070	7
MU-60		Granulito ácido			227,5		66,8	1,099	9,61		3,41	2740	6
NV-1B		Gnaiss kinzigítico	158,9	158,5	172,1	88,5	95,2	0,759	5,19	1,745	1,808	700	4
PB-33-27		Filito	168,4			56,0		0,791	8,68	3,01		670	4
Ped-4		Granulito (?)						0,773	2,12			2140	1
PRA-165A		Gnaiss kinzigítico	158,3	164,4	166,1	66,2	59,9	0,782	6,91	2,39	2,77	750	4
PRA-165B		Gnaiss kinzigítico			128,5		111,5	0,746	3,26		1,152	850	7
SA-43D		Granulito (?)	317,9			99,2		0,975	9,62	3,20		1880	1
SAJ-26		Granulito ácido	185,9φ	188,7	189,2	43,5	44,9	1,162	12,42	4,27	4,21	2460	5

APENDICE 2 - continuação

Nº	Campo	Rocha*	D. I.	Rb ppm		D.I.	Sr ppm		Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ^{tot} /Sr ^{tot}		Idade** conv.	Ref***
				A. A.	F. X.		F. X.				D.I.	F.X.		
SD-41A		Gnaiss kinzigítico	188,3φ	189,2	193,3	104,9	110,0		0,768	5,18	1,795	1,757	820	5
SE-46A		Granulito ácido			181,6		34,0		1,280	15,10		5,34	2540	7
76		Granito	155,3			449			0,718	1,002	0,346		880	2
78a		Gnaiss granatífero	164,3			128,9			0,745	3,75	1,275		720	3
525		Granulito (?)	104,0			57,5			0,847	5,38	1,809		1770	1

* Todas as determinações foram efetuadas em rocha total.

** Idade convencional, calculada empregando-se $\lambda_{Rb} = 1,47 \times 10^{-11} \text{anos}^{-1}$ e $(Sr^{87}/Sr^{86})_i = 0,705$

*** Analista, métodos e equipamentos utilizados, e/ou referências:

- 1 - P.Hurley e colaboradores, M.I.T. - (M.I.T. Ann.Rep., 1968; Cordani et al., 1968).
- 2 - D.Ledent e P.Pasteels, Bruxelas - (Ledent e Pasteels, 1968).
- 3 - U.Cordani, Bruxelas - (Cordani et al., 1973).
- 4 - U.Cordani, Bruxelas - Rb por D.I. e A.A. no Serv.de Geol.et Geoch. Nucleaires- ULB.
Sr por D.I. em espectrômetro Varian-Atlas CH4 do Serv.de Min.e Petrologie - ULB.
Rb por F.X. (M.Berenholc) no C.P.Geo - São Paulo.
- 5 - U.Cordani e C.Cingolani, Bruxelas. Metodologia como no item 4.
- 6 - U.Cordani, K.Kawashita e M.Berenholc, São Paulo - Rb e Sr por FX
Comp.isot. Sr no espectrômetro tipo Reynolds, do C.P.Geo, São Paulo.
- 7 - U.Cordani, K.Kawashita e M.Berenholc, São Paulo - Rb e Sr por FX
Comp.isot. Sr no espectrômetro Varian TH-5, do C.P.Geo, São Paulo.

Menores modificações para o esquema acima são indicadas, na tabela, junto aos próprios dados analíticos.

- ∇ - Anal. 4 - Análise de Rb no espectrômetro Varian-Atlas CH4 do Serv.de Min. et Petrologie - ULB
φ - Anal. 5 - Análises de Rb por C.Cingolani, no espectrômetro Nuclide do INGEIS, La Plata, ARG.
+ - Anal. 5 - Análise de Sr no espectrômetro do Serv.de Geol.et Geoch. Nucleaires, ULB.

APÊNDICE 3 - DETERMINAÇÕES K-Ar - DADOS ANALÍTICOS

Nº CAMPO	ROCHA	MATERIAL	Nº LAB (SPK) *	%K**	Ar ⁴⁰ rad ccSTP/g x 10 ⁻⁵	% Ar ⁴⁰ atm	Idade apar., m.a.***
ALM-1	Gnaiss kinzigítico	Biotita	2380	7,83	16,61	17,1	470 ± 30
ALM-104B	Tremolita xisto	Tremolita	2307	0,231	0,577	32,5	541 ± 33
ALM-104C	Tremolita xisto	Tremolita	2312	0,0680	0,224	34,1	700 ± 40
ALM-186	Biotita gnaiss	Biotita	2335	7,68	18,90	4,8	490 ± 20
AP-X	Anfibólio gnaiss	Anfibólio	1557	1,202	6,26	4,0	991 ± 30
BA-69-17F	Veio de sodalita	Sodalita branca	2487	0,525	1,857	14,4	727 ± 11
BA-69-17G	Veio de sodalita	Sodalita cinza	2489	0,1660	0,394	68,5	517 ± 46
CÃ-18	Filito	Rocha total	1834	2,47	5,28	3,0	471 ± 30
CÃ-39	Filito	Rocha total	1835	3,04	6,96	1,67	501 ± 45
CÃ-81	Biotita gnaiss	Anfibólio	1962	1,95	5,01	12,3	554 ± 32
CASC-B	Gnaiss kinzigítico	Biotita	1971	7,59	14,69	1,51	432 ± 20
CB-CAL	Mármore	Flogopita	2332 (1831R)	8,77	21,3	47,4	527 ± 50
			1831	8,62	19,4	6,0	494 ± 35
CB-43-34	Anfibolito	Anfibólio	1842	1,256	2,91	5,3	506 ± 25
CO-53	Biotita gnaiss	Biotita	2359	7,89	21,9	3,4	716 ± 10
CO-66	Gnaiss kinzigítico	Biotita	2394	7,98	16,22	3,2	451 ± 7
CO-120	Biotita gnaiss	Biotita	2356	7,92	15,94	2,7	447 ± 6
EU-61	Biotita gnaiss	Biotita	2385	7,63	15,91	12,4	460 ± 30

APÊNDICE 3 - continuação

Nº CAMPO	ROCHA	MATERIAL	Nº LAB (SPK) *	%K**	Ar ⁴⁰ rad ccSTP/g x 10 ⁻⁵	% Ar ⁴⁰ atm	Idade apar., m.a.***
F-48	Granulito ácido	Biotita	780	7,83	158,1	1,60	2459 ± 80
FB-3	Piroxenito	Rocha total	2609	0,578	4,38	13,5	1314 ± 26
GH-8-7	Traquito	Rocha total	1836	4,46	9,21	2,09	460 ± 10
GOV-68	Pegmatito	Muscovita	2231	8,68	18,93	11,4	480 ± 8
GOV-98	Gnaiss kinzigítico	Biotita	2384	7,93	16,18	1,7	452 ± 5
GOV-208	Gnaiss kinzigítico	Biotita	2221	7,54	16,12	8,8	472 ± 28
IL-11	Granulito básico	Biotita	2283	7,25	81,7	7,1	1726 ± 64
IT-5	Sienito	Biotita	762	7,70	19,88	10,1	556 ± 20
ITA-37	Biotita xisto	Biotita	2211	7,86	15,67	79,4	443 ± 34
ITA-104	Anfibolito	Anfibólio	2001	0,699	1,743	16,9	540 ± 31
ITA-126	Biotita gnaiss	Biotita	2219	6,92	15,11	82,3	480 ± 54
ITAR-2,3	Sienito	Biotita	2628	7,64	16,21	4,4	469 ± 14
ITB-88	Anfibolito	Anfibólio	1841	0,324	3,74	3,0	1769 ± 55
ITB-219	Biotita gnaiss	Biotita	Am. padrão [∇]	5,08	11,75 ^{∇∇}	-	506 ± 12
ITJ-46	Granulito básico	Anfibólio	1969	0,244	3,17	6,7	1891 ± 91
ITJ-62A	Granulito básico	Anfibólio	1970	1,355	4,36	23,7	672 ± 12
JE-23	Granulito básico	Anfibólio	1953	1,101	5,77	8,8	997 ± 16
JE-50	Granulito básico	Anfibólio	2212	0,266	7,19	82,2	2850 ± 300
JE-70	Granulito básico	Anfibólio	1964	0,636	7,55	24,9	1786 ± 49

APÊNDICE 3 - continuação

Nº CAMPO	ROCHA	MATERIAL	Nº LAB (SPK) *	%K**	Ar ⁴⁰ rad ccSTP/g x 10 ⁻⁵	% Ar ⁴⁰ atm	Idade apar., m.a.***
M-Pa	Gnaiss kinzigítico	Biotita	1972	7,80	16,76	2,5	474 ± 8
NQ-O	Gnaiss kinzigítico	Biotita	2215	7,76	18,95	82,8	539 ± 66
NQ-103A	Biotita gnaiss	Biotita	2214	7,79	16,94	81,5	477 ± 74
NV-126	Gnaiss kinzigítico	Biotita	2395	7,71	15,60	4,0	450 ± 7
ONDINA-2	Diabásio	Rocha total	2612	0,575	6,50	31,1	1731 ± 34
ONDINA-2a	Diabásio	Rocha total	2627	0,465	4,04	9,4	1449 ± 20
		Plagioclásio	2467	0,473	4,69	4,0	1587 ± 18
PINHEIRO	Gnaiss kinzigítico	Biotita	2222	7,95	18,52	3,8	509 ± 12
POTIG-1	Sienito	Biotita	1562	6,94	13,16	10,4	424 ± 35
POTIG-3	Sienito	Anfibólio	1049	1,908	7,27	1,75	765 ± 40
R.VERM-1	Granulito básico	Plagioclásio	2586	0,236	2,63	21,8	1714 ± 16
		Biotita	2600	7,26	69,0	5,3	1541 ± 15
R.VERM-1a	Diabásio	Rocha total	2610	0,325	4,81	15,8	2052 ± 21
S-70A	Sienito	Biotita	1563	7,59	13,90	16,6	411 ± 35
S-88A	Sienito	Anfibólio	1056	1,030	3,91	5,1	766 ± 40
SALV-A	Diabásio	Rocha total	2606	0,962	7,70	11,2	1366 ± 14
SALV-B	Diabásio	Rocha total	2578	1,042	10,98	3,9	1653 ± 15
		Plagioclásio	2581	1,436	11,06	4,0	1330 ± 14
SALV-5	Granulito básico	Biotita	2305	7,68	80,4	0,99	1678 ± 40

APÊNDICE 3 - continuação

Nº CAMPO	ROCHA	MATERIAL	Nº LAB (SPK) *	%K**	Ar ⁴⁰ rad ccSTP/g x 10 ⁻⁵	% Ar ⁴⁰ atm	Idade apar., m.a.***
VI-28	Gnaiss kinzigítico	Biotita	2355	7,80	25,1	5,0	670 ± 10
VI-62A	Biot.Horn. gnaiss	Biotita	2383	6,86	14,21	2,2	458 ± 6
VI-103	Biotita gnaiss	Biotita	2358	7,88	15,91	2,6	449 ± 5
VI-176A	Granulito básico	Biotita	2360	7,67	17,19	11,7	492 ± 10
VQ-412B	Granulito básico	Anfibólio	2311	1,735	1,610	1,79	1520 ± 60
78a	Gnaiss kinzigítico	Biotita	1192	7,63	16,43	3,3	475 ± 38
10a-B-66	Granulito básico	Biotita	726	7,71	85,2	0,80	1705 ± 48

* Todas as determinações foram efetuadas no CPGeo, São Paulo.

** Média de duas determinações.

$$\% K^{40} \text{ em } K^{\text{tot}} = 1,19 \times 10^{-2}$$

*** Constantes do K⁴⁰ empregadas: $\lambda_{\beta} = 0,530 \times 10^{-9} \text{ ano}^{-1}$

$$\lambda_K = 0,585 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$$

V Padrão intralaboratório, utilizado para calibração de traçadores de argônio 38.

VV Média de 15 determinações.