GILBERTO AMARAL

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004471

GEOLOGIA PRÉ-CAMBRIANA DA

REGIÃO AMAZÔNICA

Tese apresentada ao
Concurso de Livre Docência
no Departamento de
Paleontologia e Estratigrafia
do Instituto de Geociências
da Universidade de São Paulo,
para o conjunto de disciplinas
de Geologia do Brasil.

1 9 7 4

C O N T E Ú D O

Capítulo I

Pág.

INTRODUÇÃO	1
A- Definição de Propósitos	1
B- Definição da Área Estudada	2
C- Histórico e Trabalhos Prévios	3
D- Agradecimentos	6

Capítulo II

METODOLOGIA	8
A- Geocronologia	8
B- Sensoriamento Remoto	10

Capítulo III

TERMINOLOGIA	16
A- Tectônica	16
B- Estratigrafia	18
C- Geografia	19

Capítulo IV

GEOLOGIA DA PROVÍNCIA AMAZÔNICA ORIENTAL	20
A- Generalidades	20
B- Parte Norte da Província	20
1- Estratigrafia	20
2- Geocronologia	26
3- Estrutura	30
4- Recursos Minerais	31
C- Parte Sul da Província	32
1- Estratigrafia	32
2- Geocronologia	42
3- Estrutura	48
4- Recursos Minerais	50

Capítulo V

GEOLOGIA DA PROVÍNCIA AMAZÔNICA CENTRAL	54
A- Generalidades	54
B- Parte Norte da Província	54
1- Estratigrafia	54
2- Geocronologia	75
3- Estrutura	83
4- Recursos Minerais	84
C- Parte Sul da Província	86
1- Estratigrafia	86
2- Geocronologia	97
3- Estrutura	103
4- Recursos Minerais	104

Capítulo VI

GEOLOGIA DA PROVÍNCIA AMAZÔNICA OCIDENTAL	108
A- Generalidades	108
B- Parte Norte da Província	108
1- Estratigrafia	108
2- Geocronologia	111
3- Estrutura	114
4- Recursos Minerais	114
C- Parte Sul da Província	115
1- Estratigrafia	115
2- Geocronologia	119
3- Estrutura	125
4- Recursos Minerais	126

Capítulo VII

COMPARAÇÃO GEOLÓGICA ENTRE A AMAZÔNIA BRASILEIRA E OS PAISES VIZINHOS	128
A- Introdução	128
B- Guiana Francesa	129
C- Surinam	131
D- Guyana	134
E- Venezuela	138
F- Colômbia	141
G- Bolívia	143

Capítulo VIII

ESBOÇO DA EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA AMAZÔNIA NO PRÉ-CAMBRIANO E CONSIDERAÇÕES SOBRE SUAS RELAÇÕES COM A METALOGÊNESE E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA NO FANEROZÓICO	144
A- Introdução	144
B- Divisão Estratigráfica do Pré-Cambriano da Amazônia	145
C- Conceituação e Caracterização da Plataforma Amazônica	146
D- Desenvolvimento da Plataforma Amazônica no Pré-Cambriano Inferior e Médio	154
E- Desenvolvimento da Plataforma Amazônica no Pré-Cambriano Superior	156
F- Relações entre a Metalogênese e a Evolução Pré-Cambriana da Plataforma Amazônica	158
G- Evolução Fanerozóica da Plataforma Amazônica	161

Capítulo IX

EXEMPLOS DE APLICAÇÃO DE SENSORIAMENTO REMOTO AO MAPEA- MENTO GEOLÓGICO REGIONAL DA AMAZÔNIA	168
A- Introdução	168
B- Região da Serra dos Carajás	170
C- Região Norte de Roraima	172
D- Região do Rio Fresco	173
E- Conclusões	174

Capítulo X

SUMÁRIO E CONCLUSÕES	189
BIBLIOGRAFIA	193
ÍNDICE DAS TABELAS	210
ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES	211

Capítulo I

INTRODUÇÃO

A - Definição de Propósitos

Iniciado em 1967, como um reconhecimento geocronológico do embasamento das Bacias Sedimentares do Amazonas e Parnaíba, este trabalho evoluiu até a sua presente forma, cujo objetivo é apresentar uma síntese da geologia Pré-Cambriana da região Amazônica. Essa evolução foi motivada pelo fato de ser praticamente impossível a interpretação dos valores geocronológicos obtidos, sem uma adequada fundamentação geológica. Passou então o autor a coletar informações geológicas em todas as fontes possíveis, tais como na literatura aberta, em relatórios internos da PETROBRÁS, DNPM, SUDAM e CPRM, e, principalmente, através de contatos pessoais com geólogos que trabalharam na região. Em princípios de 1971, os dados até então coligidos foram lançados em um mapa base em escala 1 : 5 000 000 . Com exceção de algumas áreas no sul do Pará, Rondônia e extremo norte de Roraima, não foi possível integrar aqueles dados de maneira adequada para o esclarecimento das relações estratigráficas entre as diversas unidades litológicas.

Como pesquisador colaborador do Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), o autor teve acesso, já em fins de 1971, às imagens de radar de visada lateral, obtidas pelo Projeto RADAM em meados do mesmo ano. Nessa mesma época, o autor foi indicado pelo INPE para ser investigador principal do Programa ERTS (Earth Resources Technology Satellite) iniciado em meados de 1972 pela NASA. Dessa época, até fins de 1973, o autor ocupou-se da interpretação das imagens multi-espectrais do satélite ERTS-1 e das imagens de radar do Projeto RADAM, com vistas a elaborar um mapa geológico do Pré-Cambriano da Amazônia.

De posse desse mapa e dos dados obtidos na fase anterior

dos trabalhos, tornou-se possível o estabelecimento de um esquema da geologia Pré-Cambriana da região, e a elaboração de idéias sobre sua evolução tectônica.

O autor teve oportunidade de desenvolver trabalhos de campo em Roraima, no início de 1972, e no vale do Tocantins, durante os meses de outubro e novembro do mesmo ano, ao coordenar a parte de geologia e recursos minerais do Plano de Desenvolvimento Integrado do Vale do Tocantins (SUDAM/HIDROSERVICE, 1973).

A presente comunicação foi elaborada com o propósito fundamental de servir como ponto de referência para os projetos de mapeamento geológico e de prospecção mineral que ora se desenvolvem na região. Como objetivos secundários, este trabalho pretende trazer uma contribuição para o melhor conhecimento da evolução tectônica da Plataforma Sul-Americana (ALMEIDA, 1971) e apresentar uma proposta de metodologia para mapeamento de grandes áreas em curto prazo.

B - Definição da Área Estudada

A área objeto deste trabalho abrange a quase totalidade da região definida como Amazônia Legal Brasileira, com cerca de 5 milhões de quilômetros quadrados. Rochas Pré-Cambrianas afloram em cerca de 40% daquela área.

Para facilidade de descrição geológica, o autor divide a Amazônia em três províncias: oriental; ocidental e central (Fig. 1).

A província oriental é limitada a leste pelo Oceano Atlântico e pelo rio Gurupi e a oeste pelos rios Maecuru, Xingu e Fresco. Estes rios marcam o limite leste da província central, cujo limite oeste é a linha que liga o pico da Neblina ao flanco sul da chapada do Cachimbo. O restante da região é ocupado pela província ocidental. Todas as províncias são divididas pela Bacia Sedimentar Amazônica em duas partes: norte e sul.

C - Histórico e Trabalhos Prévios

Referências às riquezas minerais da região Amazônica são conhecidas desde o século XVI, quando os espanhóis exploraram o rio Amazonas desde a sua foz até seus afluentes no Equador.

Dessa época, até meados do século XIX, a região recebeu a visita de vários geógrafos e naturalistas que exploraram os rios principais, com vistas a estudar sua flora, fauna, clima, etnografia e geografia. As referências geológicas são resumidas e referem-se especialmente às unidades da Bacia Sedimentar. Somente no final do século é que se iniciaram os trabalhos sistemáticos de reconhecimento geológico da região, desenvolvidos por Charles F. Hartt, Orville Derby, Friedrich Katzer, John C. Branner, John W. Evans, Gonzaga de Campos, Odorico Ribeiro de Albuquerque, Euzebio P. Oliveira, Avelino I. de Oliveira, Pedro de Moura, Glycon de Pava, Paulino F. de Carvalho, Axel Löfgren e Luís F. de Moraes Rego. Esta fase durou até meados da década de 30. Durante a II Guerra Mundial a região foi quase abandonada, persistindo apenas os trabalhos do Conselho Nacional do Petróleo.

Em meados da década de 50, em parte como resultado da descoberta de cassiterita em Rondônia, reativou-se o interesse pelas áreas Pré-Cambrianas com a execução dos Projetos Araguaia, Iriri-Cachimbo e Alto Xingu, seguidos pelos Projetos Rondônia e Médio Tapajós (todos patrocinados pelo DNPM) e pelo Projeto Rio Branco (patrocinado pela antiga SPVEA-Superintendência do Plano de Valorização Econômica da Amazônia).

A descoberta, em 1967, dos enormes depósitos de ferro da serra dos Carajás marca o início da atual fase de exploração geológica da região. Várias entidades, dentre as quais podemos citar a CPRM, IDESP, SUDAM e DNPM, estão desenvolvendo trabalhos de mapeamento geológico e prospecção de recursos minerais em toda a Amazônia. Com o advento dos programas de sensoriamento remoto RADAM e ERTS, respectivamente em 1971 e 1972, aqueles trabalhos estão sendo desenvolvidos de maneira bastante acelerada.

Com exceção para as bacias sedimentares Fanerozóicas, são bastante raros os trabalhos de síntese geológica regional. O trabalho pioneiro é o de KATZER (1903), referindo-se exclusivamente ao Estado do Pará. MOURA (1938) apresenta uma condensação dos trabalhos efetuados até 1934 na região compreendida entre os rios Aripuanã e Urubú e a foz do Amazonas. MENDES (1967) apresenta um resumo da evolução geológica da região, porém com maior ênfase para as bacias sedimentares. Recentemente, SUSZCZYNSKI (1970) apresentou uma tentativa de síntese da geologia e tectônica da Amazônia. Todavia, devido à falta de determinações geocronológicas e mapeamento geológico, as conclusões do autor são bastante controversas. LOCZY (1972) tece considerações sobre a constituição tectônica do Escudo das Guianas, com ênfase para o significado do Grupo Roraima. No mesmo ano ARAUJO (1972) apresentou um esboço geológico da área de jurisdição do 5º Distrito do DNPM, abrangendo os Estados do Pará, Amazonas e Acre e os Territórios de Roraima e Amapá.

Alguns trabalhos de integração geológica do Escudo das Guianas, dentre os quais podemos citar os de GANSSER (1954) e CHOUBERT (1969), fazem referências ao Brasil, especialmente para os Territórios do Amapá e Roraima.

O autor (AMARAL, 1970 e 1971) apresentou comunicações preliminares sobre o desenvolvimento geológico e tectônico da Amazônia no Pré-Cambriano.

No que se refere a estudos geocronológicos divulgados anteriormente, considerem-se os trabalhos de ALMARAZ (1967), HURLEY et al. (1968), ALMEIDA et al. (1968), MELCHER e ISOTTA (1968), AMARAL (1969), AMARAL et al. (1970), PRIEM (1971) e GOMES et al. (1971).

A literatura geológica da Amazônia é bastante grande. Uma bibliografia atualizada até 1964 foi apresentada por LOEWENSTEIN et al. (1969), na qual estão relacionados cerca de 1358 trabalhos. Infelizmente, em sua grande maioria, referem-se às unidades Fanerozóicas. Uma avaliação expedita indica que apenas cerca de 10% das obras citadas contêm informa -

ções sobre a geologia Prê-Cambriana. De 1964 para cá a situação apresenta uma tendência oposta, predominando trabalhos sobre o Prê-Cambriano.

D - Agradecimentos

Várias pessoas colaboraram, direta ou indiretamente, para a realização deste trabalho, seja fornecendo informações, facultando acesso a dados, efetuando análises de laboratório, ou discutindo as conclusões preliminares. Por esse motivo, o autor deseja expressar aqui os seus melhores agradecimentos às seguintes pessoas:

Dr. Fernando de Mendonça, Diretor Geral do Instituto de Pesquisas Espaciais;

Engº Edson B. Teracine, ex-Gerente do Projeto Sensores Remotos do Instituto de Pesquisas Espaciais;

Prof. Dr. Fernando Flávio Marques de Almeida, da Universidade de S. Paulo;

Geol. Manoel da Redenção e Silva, Chefe do 5º Distrito do DNPM;

Engº Geraldo Martins, Chefe da Divisão de Recursos Minerais, Departamento de Recursos Naturais, da SUDAM;

Geol. Francisco de Assis S. Nazário, da Hidroservice, Engenharia de Projetos Ltda.;

Engº José Maria S. Santos, do Instituto de Desenvolvimento Econômico e Social do Pará (IDESP);

Dr. Martin Halpern, da Universidade do Texas;

Geol. Persio Mandetta, da CPRM;

Geol. Oscar P. G. Braun, da CPRM;

Geol. Ivan W. B. Oliveira, da CPRM;

Geol. Gilberto E. Ramgrab, da CPRM;

Geol. Octavio F. da Silva, da Docegeo;

Geol. Peter E. Knup ;

Geol. Wanderley de Ruy Beisiegel, da Cia. Amazônia Mineração S.A.;

Geol. J. B. Kloosterman;

Geol. John M.A. Forman, da Unigeo;

Geol. Fausto Delgado Giancursi;

Sr. Cláudio Comerlatti, do Centro de Pesquisas Geocronológicas da U.S.P.

As determinações geocronológicas e viagens ao campo foram realizadas com auxílios fornecidos pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo e Conselho Nacional de Pesquisas.

Capítulo II

M E T O D O L O G I A

A - Geocronologia

Uma revisão atualizada dos métodos de datação radiométrica, em seus fundamentos teóricos, é apresentada por YORK e FARQUHAR (1972). Estes autores também discutem os problemas de interpretação dos valores obtidos.

Para as rochas da região Amazônica, o autor utilizou-se do método potássio-argônio, conforme as técnicas descritas por AMARAL et al. (1966). Foram também efetuadas cerca de 30 determinações rubídio-estrôncio, pelo Dr. Martin Halpern da Universidade do Texas, segundo as técnicas descritas por HALPERN (1968).

Para os cálculos das idades potássio-argônio, foi utilizado um programa para o computador Burroughs B-6700, desenvolvido pelo autor. Este programa calcula a quantidade de argônio radiogênico, a quantidade de argônio atmosférico e a idade levando em conta os erros analíticos; calcula ainda o erro máximo para cada valor. Assim, o erro indicado nas tabelas de determinações geocronológicas apresentadas neste trabalho é o erro máximo possível, resultante da propagação dos erros analíticos. Para o cálculo das isócronas rubídio-estrôncio, foi usado um programa desenvolvido pelo autor em colaboração com o Dr. Koji Kawashita. Este programa calcula a inclinação da isócrona, sua intersecção com o eixo y (Sr^{87}/Sr^{86}) e a idade, acompanhados dos seus respectivos desvios-padrão, por regressão linear simples. De modo a uniformizar os resultados geocronológicos, para fins de interpretação, os dados analíticos de trabalhos anteriores foram calculados segundo esses programas. As constantes empregadas foram:

$$\lambda_{tot} = 0,530 \cdot 10^{-9} \cdot \text{ano}^{-1}$$

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

$K^{40} = 1,19 \cdot 10^{-2} \%$ do total de átomos de potássio

Sr^{87}/Sr^{86} normalizados para $Sr^{86}/Sr^{88} = 0,1194$

Sr^{87}/Sr^{86} do padrão $SrCO_3$ (Eimer & Amend) = $0,7079 \pm 0,0006$

$\lambda Rb^{87} = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ano}^{-1}$

A maior dificuldade para a utilização dos métodos geocronológicos, como uma ferramenta geológica eficiente, reside na interpretação dos valores obtidos com respeito ao seu significado no âmbito do desenvolvimento geológico de uma região. O autor teve oportunidade de trabalhar com os três principais métodos geocronológicos (K-Ar, Rb-Sr e U-Th-Pb) e, da mesma maneira que muitos investigadores em todo o mundo, teve problemas para a interpretação dos valores obtidos. Esses problemas concentram-se na não obediência de um dos postulados fundamentais da geocronologia radiométrica, qual seja o de que o mineral, após sua formação, deve ser um sistema fechado, não permitindo a entrada ou saída dos isótopos radioativos ou radiogênicos. Hoje, após mais de duas décadas da existência da geocronologia radiométrica, pode-se afirmar que sistemas fechados são uma exceção.

Uma grande variedade de fenômenos geológicos, de caráter termal, dinâmico (pressão), químico ou combinado, é capaz de abrir aqueles sistemas, introduzindo ou retirando isótopos radioativos e radiogênicos. Esses fenômenos são mais frequentes e intensos nas regiões tectonicamente ativas, em particular durante o desenvolvimento de processos geossinclinais. Entretanto as plataformas, apesar da menor intensidade dos fenômenos geológicos, exibem casos de criptomorfismo (KHAIN, 1965). Este fenômeno caracteriza-se por um aquecimento fraco, mas de longa duração, de partes da plataforma. Ele tem sido detectado apenas por determinações K-Ar e pode causar sérios erros de interpretação. Como decorrência da falta de conhecimento quantitativo dos fenômenos que afetam a composição isotópica dos minerais após sua formação, a interpretação de resultados de determinações geocronológicas apresenta uma componente especulativa bastante importante.

É óbvio que uma correta interpretação geocronológica deve estar intimamente relacionada com a análise geotectônica da região estudada de modo a permitir uma qualificação dos fenômenos capazes de alterar os sistemas isotópicos. A falta de elementos para uma orientação nesse sentido impediu o autor de divulgar anteriormente, de maneira adequada, os resultados de seu programa geocronológico.

Nos itens correspondentes à análise dos resultados geocronológicos obtidos em amostras da Amazônia, ficarão justificadas as críticas acima apresentadas. O estudo dos processos de difusão isotópica e sua relação com os fenômenos geológicos encontra-se ainda numa fase embrionária, não permitindo uma quantificação dos desequilíbrios observados e, portanto, da idade real do mineral estudado. Desse modo, os valores apresentados deverão ser considerados como uma primeira aproximação.

B - Sensoriamento Remoto

O mapa geológico do Pré-Cambriano da região Amazônica (Mapa 1, em anexo) foi construído com base na interpretação de imagens multi-espectrais do satélite ERTS-1 e de mosaicos de radar de visada lateral do Projeto RADAM. As escalas de trabalho foram, respectivamente, 1:1 000 000 e 1:250 000.

STEINER (1971) descreve os aspectos técnicos do programa ERTS. Sendo um projeto muito novo, são raros os trabalhos divulgados na literatura aberta relativos a problemas de interpretação geológica. A grande maioria dos trabalhos está contida nos anais dos simpósios patrocinados pela NASA em setembro de 1972 e março de 1973. Relativamente ao Brasil, o Instituto de Pesquisas Espaciais vem encaminhando relatórios mensais à Comissão Brasileira de Atividades Espaciais, desde outubro de 1972. LIU et al. (1973) apresentaram os resultados de interpretação das imagens do ERTS-1 para o alto São Francisco e represa de Furnas.

As características técnicas das imagens de radar são dis -

cutidas por GOODYEAR AEROSPACE CORPORATION (1971a, 1971b), GRAHAM (1971) e PETERSON (1971). REEVES (1969) discute a aplicação de imagens de radar à interpretação de estruturas geológicas. BRAUN (1973), HARTMAN e BRENNAN (1972), TRAININI (1973), TRICART et al. (1973) e SILVA (1973) discutem especificamente os problemas de interpretação das imagens de radar de visada lateral em geologia.

O imageador multiespectral do satélite ERTS-1 investiga a superfície da Terra em quatro faixas do espectro das ondas eletromagnéticas, a saber:

Canal 4	- 0,5 - 0,6	micrômetros
Canal 5	- 0,6 - 0,7	"
Canal 6	- 0,7 - 0,8	"
Canal 7	- 0,8 - 1,1	"

Os dois primeiros canais estão na região da luz visível e os outros dois na região do infra-vermelho. As imagens, obtidas através da "varredura" do terreno segundo linhas perpendiculares à direção de deslocamento do satélite, representam variações no comportamento espectral dos diversos materiais da superfície da Terra com respeito à energia solar incidente. A largura da faixa imageada é de 185 km e o campo instantâneo de visada é um círculo com 79 metros de diâmetro. Neste caso, a melhor resolução esperada é da ordem de 80m. Estimativas teóricas calculavam em cerca de 300m a resolução para uma cena com contraste normal. Após a recepção das primeiras imagens, verificou-se que a resolução atingia 50m em cenas de alto contraste e 130m em condições de baixo contraste. Outras características das imagens do ERTS-1 são:

- excelente precisão geográfica, com sistema de coordenadas registrado na própria imagem;
- excelente precisão geométrica, devido à estabilidade do satélite e grande altitude com relação à "distância focal" do sistema.

O sistema de radar de visada lateral utilizado pelo Proje-

to RADAM operava na faixa de 9,6 GHz (comprimento de onda 3,12cm). O avião, voando a cerca de 12 km de altitude, varria uma faixa lateral à linha de vôo, com cerca de 37 km de largura. O processo de formação da imagem é semelhante ao do ERTS, com varredura de faixas perpendiculares à linha de vôo. Como a iluminação é lateral, a porção do terreno mais próxima ao avião é sensoreada com um ângulo de cerca de 45° ; a porção afastada o é segundo um ângulo de 13° . Esta diferença no ângulo de iluminação ocasiona um maior sobreamento nas regiões afastadas do que nas regiões próximas ao avião, o que pode ocasionar problemas de interpretação em áreas de relevo uniforme. O sinal de retorno apresenta intensidade dependente: da geometria do terreno, da rugosidade e da constante dielétrica dos materiais imageados. Assim, sinais mais intensos são recebidos para: superfícies ortogonais à direção do feixe incidente, superfícies rugosas ou ásperas com relação ao comprimento de onda e materiais com elevada condutividade. A resolução teórica do sistema é de 16 metros. Entretanto, os estudos desenvolvidos por técnicos do INPE têm mostrado que essa resolução, em condições de alto contraste, não ultrapassa 25 metros. Outras características do sistema de radar são:

- possibilidade de imagear à noite e através de nuvens;
- pequena penetração (da ordem de milímetros) no material imageado (exceto água).

Ambos os sistemas apresentam suas vantagens e desvantagens, como resumidas no quadro abaixo:

Radar	ERTS
Possibilidade de obter imagens em condições de espessa cobertura de nuvens e à noite;	Operação limitada a áreas sem cobertura de nuvens e durante o dia;
Apenas uma cobertura da região objeto do programa;	Possibilidade de obter-se imagens a cada 18 dias, resolvendo o problema do item anterior;

Radar	ERTS
Imagem obtida em apenas uma <u>fai</u> <u>xa</u> do espectro;	Imagens obtidas em quatro diferentes faixas do espectro;
Imagem com cerca de 4 diferen - tes tons de cinza (negro, cinza claro, cinza escuro e branco) ;	Imagens com 18 diferentes tons de cinza, possibilitando melhor separa- ção de diferentes unidades;
Excelente para interpretação <u>es</u> <u>trutural</u> , fraca para interpreta ção <u>litol</u> ógica;	Canais 6 e 7 bons para interpretação estrutural e regulares para interpre tação <u>litol</u> ógica. Canais 4 e 5 bons para interpretação <u>litol</u> ógica e <u>regu</u> lares para interpretação estrutural;
Custo de obtenção em torno de US\$ 5,00/km ² ;	Custo de obtenção em torno de ... US\$ 0,15/km ² (Estação receptora bra- sileira);
Não tem possibilidade de inter- pretação automática.	Um dos produtos do programa é o con- junto de fitas magnéticas compati - veis com computador, possibilitando interpretação automática.

O autor teve oportunidade, em dezembro de 1972, de fazer uma comparação técnica entre as imagens de radar do Projeto RADAM e as imagens multiespectrais do satélite ERTS-1, a pedido do Estado Maior das Forças Armadas. Nessa ocasião verificou-se, pela primeira vez, a superioridade das imagens de satélite para mapeamento geológico na escala de ... 1 : 1 000 000, na região de Terezina - Piauí. Constatou-se que as imagens do canal 5 possibilitavam excelente interpretação litológica, sendo que várias estruturas foram identificadas devido a diferenças bruscas entre litologias distintas. O canal 7, com uma tonalidade mais uniforme, ressaltava a morfologia do terreno, possibilitando interpretação estrutural tão boa quanto as imagens de radar. Além disso, a imagem do canal 5 permitiu

o traçado quase que completo do sistema de drenagem, auxiliando a interpretação estrutural. Isto não havia sido possível com as imagens de radar, pois a drenagem só era evidente nas áreas com relevo acidentado. Serão discutidos, no Cap. IX deste trabalho, exemplos de interpretação de imagens do satélite ERTS-1 e sua comparação com as imagens de radar, para a região Amazônica.

A interpretação de imagens de sensoriamento remoto é, em vários aspectos, similar à interpretação fotogeológica convencional. A delimitação de diferentes zonas, caracterizadas por uniformidade de tonalidade, textura e arranjo dos elementos de textura ("pattern") é uma das maneiras de se identificar diferentes litologias. A análise do padrão de drenagem e de outras feições geomorfológicas possibilita a obtenção de informações sobre a estrutura geológica. Entretanto, especialmente no caso do ERTS-1, materiais diferentes irão apresentar diferentes contrastes nas imagens obtidas para diversas regiões do espectro. É nessa propriedade que reside a essência do sensoriamento remoto, e faz com que as técnicas de interpretação se aproximem mais daquelas da geofísica aplicada do que da fotogeologia.

Na análise de dados de sensoriamento remoto é necessário diferenciar identificação, ou seja o reconhecimento de feições específicas, de interpretação, que é a compreensão do significado e relacionamento daquelas feições como vistas por um especialista. Na identificação, um foto-intérprete, não necessariamente geólogo, delimita regiões homogêneas nas imagens e marca os lineamentos mais importantes. No caso da interpretação, um geólogo com conhecimento da região e de seus problemas delimita as várias unidades e estruturas ao mesmo tempo que analisa suas relações estratigráficas e estruturais. Somente a interpretação contribui para o aumento significativo da informação disponível para uma região.

Nesse aspecto, e considerando o tamanho da área objeto deste trabalho, a interpretação das imagens de sensoriamento remoto apresenta muitas similaridades com a interpretação de dados geocronológicos. De HAAS

et al. (1967) analisaram detalhadamente os aspectos psicológicos da foto - interpretação. Segundo esses autores, a percepção visual depende bastante do grau de conhecimento e da experiência do foto-intérprete. Esta dependência se explica pelo fato de que a percepção visual se manifesta como um conjunto de expectativas, as quais agem como hipóteses de trabalho e servem como sistemas de referência, para verificar a validade da informação extraída das imagens. Desta maneira, o processo de interpretação está sujeito a erros quando existe um maior grau de expectativa para um determinado tipo de informação (localização de áreas favoráveis à existência de recursos minerais, etc.). Erros deste tipo podem ser minimizados por meio de um processo interativo, no qual as hipóteses de trabalho são constantemente verificadas e, se necessário, reformuladas. Em geral, se o intérprete dispõe de informações adicionais sobre a região ou forte base profissional, a probabilidade de erro diminui.

Tendo em vista os aspectos discutidos no parágrafo anterior, o autor só iniciou a interpretação sistemática dos dados de sensoriamento remoto após cuidadosa análise da literatura e resultados geocronológicos disponíveis. As técnicas de sensoriamento remoto, a exceção de alguns casos específicos, não podem ser ainda consideradas operacionais. As pesquisas relativas ao comportamento espectral de minerais e rochas sob diversas condições, às relações mútuas do sistema rocha - solo - vegetação, e aos métodos de extração de informação geológica, ainda estão em fase inicial de desenvolvimento. Somente numa etapa mais avançada dessas pesquisas será possível obter-se informação geológica, apenas da análise de dados de sensoriamento remoto.

Capítulo III

TERMINOLOGIAA - Tectônica

Num recente levantamento da terminologia tectônica, para o período 1700-1960 (BOROVIKOV, 1968), foram identificados 4456 termos relativos a feições tectônicas e 8155 termos relativos a conceitos tectônicos. Após 1960, com a reativação do problema da deriva continental, desenvolvimento do Projeto do Manto Superior e surgimento da hipótese da tectônica de placas, aliados a um maior conhecimento da configuração geológica dos continentes, aqueles números aumentaram consideravelmente. O autor citado notou, ainda, uma elevada frequência de sinônimos e homônimos, que o levou a sugerir uma formalização da nomenclatura existente ao invés de criar novos termos, o que aparentemente ainda não foi feito.

Qualquer geólogo que se proponha a efetuar uma análise tectônica de uma região ver-se-á assoberbado por uma multidão de nomes e conceitos, muitos deles com diferenças tão sutis que podem ser aplicados indistintamente. Mais ainda, particularmente no que diz respeito aos conceitos, não existe uniformidade de pensamento. Desta maneira, a seleção da terminologia apresenta um caráter bastante pessoal. A maneira mais simples, porém não a ideal, é ater-se à nomenclatura e conceituação de um ou mais livros texto, como por exemplo os de BELOUSSOV (1962) e AUBOIN (1965). O autor, após a análise de cerca de quarenta artigos de generalizações tectônicas, optou pela definição da terminologia a ser usada. Isto será feito neste item, ou onde cabível no restante do texto.

Como este trabalho tem uma conotação cronológica (geocronológica) bastante evidente, deve-se definir inicialmente os termos ciclo e evento tectônicos. BELOUSSOV (1962) define ciclo tectônico como o intervalo da história geológica de uma região, compreendido entre o fim de um pe-

período de dobramentos até o fim do período seguinte. Esta definição é rigorosamente ligada à etimologia da palavra ciclo, mas não pode ser aplicada universalmente, em especial nas áreas Pré-Cambrianas. Assim, o autor prefere restringir o termo para o intervalo de tempo compreendido entre o início e o fim do desenvolvimento de um processo geossinclinal. Desta maneira, restringe-se a aplicação do termo ciclo apenas àqueles eventos de caráter geossinclinal cujos limites estejam perfeitamente datados. Define-se ^{Tr} evento como qualquer atividade magmática ou metamórfica ocorrida durante o desenvolvimento de um processo geossinclinal ou nas plataformas, detectado por determinações geocronológicas.¹¹

Da mais alta importância é a conceituação de geossinclíneo, processo geossinclinal e faixa de dobramentos. Estes termos têm sido usados, freqüentemente, como sinônimos. Geossinclíneo é a feição paleogeográfica dentro da qual desenvolve-se o processo geossinclinal e cujo resultado é a faixa de dobramentos. É nesta última feição que podem ser identificadas seqüências litológicas formadas em diferentes partes do geossinclíneo ou em diferentes estágios de desenvolvimento do processo geossinclinal. Assim, eugeossinclíneo, miogeossinclíneo, intra-geanticlíneo, etc., são feições paleogeográficas, nas quais o processo geossinclinal apresenta características particulares, refletidas tanto na litologia como nas estruturas então formadas. No âmbito desta conotação, a plataforma é uma feição paleogeográfica associada a um geossinclíneo. Processos tectônicos também afetam as plataformas e são reunidos sob a designação genérica de processos de reativação. Um conceito importante é o da "plataformização" dos geossinclíneos, que ocorre após o desenvolvimento do processo geossinclinal.

É fundamental para este trabalho a caracterização e conceituação dos processos de reativação (ativação, rejuvenescimento, reativação, etc.) que afetam as plataformas após sua consolidação. Quatro tipos principais de processos podem ser reconhecidos:

- 1 - Processos que dão origem às sinéclises (bacias) e antéclises (arcos);
- 2 - Processos que dão origem às fossas tectônicas;
- 3 - Processos que dão origem às estruturas do tipo blocos-falhados (estruturas do tipo Ásia Oriental);
- 4 - Processos que dão origem a intrusões de rochas básicas e/ou alcalinas.

Os três primeiros processos dão origem às estruturas denominadas "diwa" por Cheng Kuo-ta (In: NAGIBINA, 1967), constituídas por associações sedimentares-magmáticas com diferentes padrões estruturais. O quarto pode estar associado aos anteriores ou pode ocorrer isoladamente. Em alguns casos ele parece representar reflexos de processos geossinclinais em desenvolvimento junto às bordas da plataforma. MASAYTIS e STARITSKYI (1967), NAGIBINA (1967), KAZANSKII (1968), SHCHEGLOV (1970), MIKHAYLOV (1970) e KHAIN (1965), dentre outros, discutem detalhadamente as estruturas resultantes dos processos de reativação e sua classificação. Nota-se, da análise desses trabalhos, que esses processos apresentam muitos pontos controversos, seja na nomenclatura e classificação, seja nos aspectos tectogênicos.

Uma plataforma consolidada pode ser sub-dividida em duas partes: embasamento e cobertura. A primeira é constituída de rochas cristalinas fortemente dobradas e metamorfasadas, enquanto que a segunda é constituída por seqüências sedimentares-vulcânicas pouco deformadas e metamorfasadas. São denominados de escudo os extensos afloramentos do embasamento das plataformas.

B - Estratigrafia

Ao contrário do que acontece para a tectônica, a terminologia estratigráfica já conta com um guia adotado internacionalmente (HEDBERG 1972), tornando-a acessível a qualquer geólogo.

Na revisão da estratigrafia Pré-Cambriana da Amazônia, o au

tor adotou o guia acima mencionado. Uma única observação adicional se faz necessária: a denominação das seqüências litológicas formadas durante um mesmo evento tectônico tem sido a de tectonogrupos; entretanto, o guia internacional (Ítem 1.9) prevê o uso do termo zona para categorias estratigráficas outras que as lito, bio e cronoestratigráficas. Assim, a denominação correta seria tectonozona.

De grande utilidade para a revisão em apreço foi o Lêxico Estratigráfico da Região Norte do Brasil, preparado por FRANCISCO e LOEWENSTEIN (1968). Para a sub-divisão geocronológica do Prê-Cambriano foi adotada a escala de ALMEIDA (1971), modificada para incluir a imprecisão na determinação dos limites entre os períodos:

<i>Paleozóico</i>	
	570 $\pm$ 15 m.a.
<i>Prê-Cambriano Superior</i>	
	1900 $\pm$ 100 m.a.
<i>Prê-Cambriano Médio</i>	
	2600 $\pm$ 100 m.a.
<i>Prê-Cambriano Inferior</i> (Início da História Geológica da Terra	4550 $\pm$ 50 m.a.)

A divisão do Prê-Cambriano Superior, sugerida por aquele autor, não foi confirmada na região Amazônica onde este período é marcado por três eventos principais datados, respectivamente, em 1600 $\pm$ 100 m.a.; 1400 $\pm$ 150 m.a. e 1000 $\pm$ 100 m.a. O ciclo Brasiliano só foi identificado, nos seus estágios finais, na porção leste da região.

C - Geografia

O autor procurou, na medida do possível, utilizar os nomes geográficos constantes da nova carta do Brasil ao milionésimo, editada em 1972 pelo Instituto Brasileiro de Geografia. No caso do nome não constar daquela carta ele será indicado por suas coordenadas geográficas ou deverá ser procurado na literatura citada.

Capítulo IV

GEOLOGIA DA PROVÍNCIA AMAZÔNICA ORIENTAL

A - Generalidades

O limite oeste desta província é uma linha irregular que acompanha o divisor de águas dos rios Maecuru e Paru, corta a Bacia Sedimentar do Amazonas, passa pelo baixo Iriri, médio Xingu e continua pelo divisor de águas do Xingu e Araguaia. Abrange o Território do Amapá e toda a parte leste do Estado do Pará, é limitada a sudeste pela Bacia do Maranhão. Esta província é dividida em duas porções: norte e sul, pelas Bacias do Baixo Amazonas e da Foz do Amazonas (ANDRADE et al., 1971 e SCHALLER et al., 1971).

Como será visto no decorrer deste capítulo, os critérios para a individualização desta província são de natureza geológica, relativos tanto às áreas Pré-Cambrianas como às Bacias Fanerozóicas.

B - Parte Norte da Província

1 - Estratigrafia

As primeiras notícias científicas sobre as rochas dessa parte da província devem-se a VÉLAIN (1879 e 1880) que descreve amostras coletadas por J. Crevaux. Este cientista (CREVAUX, 1883) efetuou no período 1877-1878 viagem de reconhecimento ao longo dos rios Paru e Jari e na serra do Tumucumaque, sendo o primeiro a noticiar a ocorrência de rochas ferríferas naqueles rios.

Em 1903 Friedrich Katzer publica sua monografia sobre a geologia do Estado do Pará (tradução em KATZER, 1933).

VIEIRA Jr. (1924) efetuou reconhecimento nos rios Cunani e Calçoene e nos contrafortes da serra do Tumucumaque. OLIVEIRA (1928) le-

vantou o rio Cuminã ou Paru de Oeste (na época Erepecuru). MOURA (1934) reconhece o rio Diapoque e seus afluentes principais. LEINZ (1949) apresenta um reconhecimento do rio Calçoene e da serra Lombarda. Com a descoberta de depósitos de manganês e ferro, no Território do Amapá, intensificaram-se os estudos geológicos, sendo publicados os trabalhos de ACKERMANN (1948), DORR et al. (1950), ACKERMANN (1951), GUERRA (1952), MORAES (1955, 1957), NAGELL (1962), CASTRO (1963), LASA S.A. (1963), ACKERMANN (1965), ICOMI S.A. (1965), EBERT (1966) e SCARPELLI (1966b, 1972). Por volta de 1970 a CPRM foi contratada pelo DNPM para executar os projetos Macapá-Calçoene e Paru-Jari, que foram interrompidos para dar lugar ao Projeto Amazônia Norte, em execução pela mesma empresa. MELCHER e ISOTTA (1968), ALMEIDA et al. (1968) e HURLEY et al. (1968) apresentaram resultados de determinações geocronológicas para rochas da região.

A análise do mapa geológico (em anexo) indica que o Pré-Cambriano da região pode ser agrupado em três grandes unidades: complexo cristalino, faixas de rochas metasedimentares e áreas graníticas.

A litologia do complexo cristalino é bastante variada: gneises, migmatitos, granitos anatéticos, anfibolitos, dioritos, adamelitos, granodioritos, kizingitos, leptitos, granulitos, mica xistos, gabros, noritos e metabasitos. Os três primeiros tipos de rochas são os mais abundantes. Granulitos ocorrem nos rios Falsino, Calçoene e Cuc, e na serra do Tumucumaque. As rochas básicas e metabásicas ocorrem na bacia do rio Vila Nova, na serra do Tumucumaque e no alto Paru do Oeste. O metamorfismo predominante é o de fácies anfibolito, apresentando localmente graus mais altos, tais como estaurolita-sillimanita, hornblenda-diopsídio-almandina e granulito.

Quartzitos, xistos e anfibolitos são as rochas predominantes nas faixas metasedimentares. Suas variedades principais são: granada quartzitos (gonditos), muscovita quartzitos, quartzitos conglomeráticos, biotita-granada xisto, cummingtonita-biotita xisto, quartzo-biotita-granada xisto, calcoxistos, grafita xistos, para e orto-anfibolitos e lentes

carbonáticas. O metamorfismo varia desde o fácies xistos verdes (filitos junto à costa do Amapá) até o fácies anfibolito, sub-fácies sillimanita-almandina, na região da serra do Navio.

As áreas graníticas são constituídas, predominantemente, por granitos e granodioritos. Subordinadamente, ocorrem dioritos, ortogneisses, pegmatitos, monzonitos e rochas básicas.

As unidades acima descritas são cortadas por diques de diabásio de idade Triássica (200 - 230 m.a.), sincrônicos ao magmatismo básico que afetou as bacias Fanerozóicas da região. Esses diques estão notavelmente representados na parte leste do Território do Amapá, dispostos paralelamente à costa. Uma intrusão, de caráter provavelmente alcalino, foi encontrada no igarapé Barê, afluente da margem esquerda do Maecuru.

Classificação estratigráfica formal dessas unidades só é disponível para a porção central do Amapá. ACKERMANN (1948) introduziu o termo "Série" Vila Nova para a seqüência sedimentar aflorante no rio do mesmo nome. MORAES (1957) denomina grupo Santa Maria-Bacabal às seqüências ferríferas do mesmo rio, aparentemente com o intuito de subdividir a "Série" Vila Nova, correlacionando-as com as rochas manganíferas da serra do Navio. NAGELL (1962) apresenta a primeira tentativa de classificação das rochas da região:

Pegmatitos e diques de diabásio		
Série Vila Nova (Amapá)	Grupo Serra do Navio	- biotita-granada xisto; quartzito granatífero; quartzo-biotita gneisse; xisto grafitoso; gondito; carbonato manganífero; rocha com diopsídio, granada e calcita; anfibolito.
	Grupo Jornal	- anfibolito
	Grupo Santa Maria	- quartzito; quartzo-mica xisto; itabirito; conglomerado quartzítico.
Embasamento Granítico		

SCARPELLI (1965) apresenta a seguinte divisão estratigráfica, modificada e adaptada de NAGELL (1962):

Intrusivas - Veios hidrotermais e diques de diabásio	
Intrusivas - Pegmatitos e veios de quartzo Granito sintectônico	
Série Amapã (Vila Nova) -	Grupo Serra do Navio - Xistos: Cumingtonita-biotita xisto, para-anfibolito, quartzito-granada, quartzo-biotita-granada xisto com camadas de gondito e lentes de mármore.
	Grupo Jornal - Anfibolito
Embasamento - Granito - Gneisse	

Nota-se que o nome Amapã substitui Vila Nova e que o Grupo Santa Maria foi excluído, sem que tivesse sido apresentada qualquer justificativa.

Em publicação interna a ICOMI (1965) - reproduzida recentemente por MARUO (1972) - apresenta a seguinte coluna estratigráfica, modificada das duas anteriores:

Intrusiva		Granito
Série Amapã	Grupo Serra do Navio	- Xistos: Cumingtonita-biotita-xisto, para-anfibolito, granada quartzito, quartzo-biotita-granada xisto (com lentes de calco-xisto e mangano-xisto), estaurolita-quartzito
	Grupo Jornal	- Anfibolito
Embasamento da Série Amapã - Granito-gneissico		

Nota-se, da análise da literatura citada, que não houve preocupação em formalizar a terminologia e nomenclatura usadas para aquelas unidades. São as seguintes as críticas que podem ser levantadas para essa classificação:

a - uso do termo cronoestratigráfico Série para uma unidade litoestratigráfica

fica de hierarquia maior que Grupo, quando o correto seria Supergrupo ;
 b -uso do nome Amapá para uma seqüência litológica localizada numa área bastante restrita do território (75 km²), quando o correto seria o uso de um nome geográfico local.

c -tendo em vista o comportamento espacial das diversas unidades, como mostrado no mapa geológico da região da serra do Navio (ICOMI, 1965; MARUO, 1972), nota-se que a hierarquia das várias unidades está muito elevada. Termos tais como Formação e Membro poderiam ser usados para designar as unidades menores.

Com base nos problemas acima relacionados, o autor apresenta uma sugestão para a classificação lito-estratigráfica das rochas da região da serra do Navio:

<i>Pegmatitos e diques de diabásio</i>		
<i>Grupo Amapari</i>	<i>Formação Serra do Navio</i>	<i>Membro Cumingtonita-biotita xisto</i> <i>Membro Granito Leucocrático</i> <i>Membro Para-anfibolito</i> <i>Membro Granada-quartzito</i> <i>Membro Calco-mangano xisto</i>
	<i>Formação Jornal</i>	<i>Anfibolito</i>
<i>Embasamento Indiviso - Granito - Gneisses</i>		

A secção-tipo dessa seqüência pode ser reconhecida ao longo de uma linha que, saindo do rio Amapari 400 metros abaixo de Porto Terezinha, segue por 7 km na direção N 45 E. A Formação Jornal é bastante homogênea, constituída essencialmente por um ortoanfibolito cuja espessura pode atingir várias centenas de metros. A Formação Serra do Navio apresenta maior diversidade litológica, permitindo sua sub-divisão em membros. O gabbro Quartzo-biotita xisto é a unidade principal, contendo as lentes e intercalações que constituem os outros membros. Devido à falta de afloramen

tos e a estrutura dobrada, a seqüência dos membros apresentada no quadro acima não representa sua idade relativa. O Membro Granito Leucocrático foi incluído pois ele efetivamente faz parte da seqüência, estando intrusivo entre o Membro Cummingtonita-biotita xisto e os Membros Quartzo-biotita - granada xisto e Para-anfibolito (SCARPELLI, 1965). A Formação Serra do Navio apresenta espessura da ordem de 1000 metros.

Para a região do rio Vila Nova a situação é bastante diversa pois a quantidade de trabalhos geológicos, até executados, é muito pequena para permitir qualquer análise. De qualquer maneira, a denominação Série Vila Nova, corrigida para grupo Vila Nova, poderá ser usada informalmente até que sejam desenvolvidos estudos mais pormenorizados. O mesmo poderá ser feito para o grupo Santa Maria - Bacabal denominando-o, informalmente formação Santa Maria. Assim, o grupo Vila Nova é constituído de quartzitos, quartzo-mica xisto, biotita-granada xisto, anfibolito, itabirito, quartzo conglomerado, biotita gneisse, gondito e grafita xisto, sendo que apenas os itabiritos foram denominados formação Santa Maria. Aparentemente, o Grupo Amapari e o grupo Vila Nova são correlacionáveis, mas não existe continuidade evidente entre as duas áreas de afloramento. O nome Amapá poderá ser usado, no futuro, para designar uma unidade com hierarquia de supergrupo, englobando as unidades acima discutidas e outras que vierem a ser criadas.

No que diz respeito às relações estratigráficas entre as três grandes unidades desta parte da província, a análise da literatura e das imagens de sensoriamento remoto indica que existe um complexo interdigitamento entre elas. Assim, rochas metasedimentares passam, por granitização, a gneisses e daí para verdadeiros granitos, por anatexis. Situados, aparentemente, fora desse esquema estão os filitos, meta-arcósios e quartzitos da região costeira do Amapá. Essas rochas, aflorando nos rios Matapi, Tartarugal e Flexal (ao sul) e Uaçã, Tipoca e Arucauã (ao norte) parecem representar seqüências mais jovens. As seqüências mais antigas apresentam metamorfismo de grau variável entre anfibolito e granulito, aparen-

temente aumentando de SW para NE, como ocorre quando se vai da Serra do Navio para o rio Falsino. Desta maneira as seqüências de grau metamórfico mais baixo (fácies xistos verdes) são discrepantes daquele esquema, sendo provavelmente mais novas.

Concluindo, não é possível no presente estágio de conhecimento desenvolver uma classificação lito-estratigráfica generalizada, para a região. Na opinião do autor, isso somente será possível após mapeamento geológico em escala maior - pelo menos em 1 : 100 000.

2 - Geocronologia

As Tabelas I e II relacionam, respectivamente, os resultados de determinações K-Ar e Rb-Sr, para rochas da parte norte da Província Amazônica Oriental. A localização das amostras datadas está indicada na Figura 2.

A análise da Tabela I indica uma concentração de valores baixos para as amostras de testemunhos de sondagens efetuadas pela PETROBRÁS, na Bacia da Foz do Amazonas. Apenas um dos valores corresponde a rocha seguramente Mesozóica - é o diabásio do poço IBst-1-PA. As amostras dos poços Cost-1-PA e IJst-1-PA forneceram idades correspondentes ao ciclo Brasileiro. As dos poços RAs-1-PA, CR-1-PA e AF-1-PA apresentam evidências de terem sofrido aquecimento posterior, resultando em perda de argônio. No caso do poço CR-1-PA, existe um sill de diabásio a 17 metros acima do ponto onde foi coletada a amostra, o efeito termal foi detectado e confirmado por determinação em duplicata, sendo que os valores obtidos são muito próximos à idade de intrusão. Para os outros dois poços não existem informações, mas é bastante provável que o mesmo fenômeno tenha causado a discrepância observada. As demais amostras foram coletadas em afloramentos em diversos pontos do Amapá. Os valores obtidos concentram-se no limite entre o Pré-Cambriano Médio e o Superior e correspondem ao evento Trans-Amazônico. Uma isócrona calculada com os valores da Tabela II, com

TABELA I

Determinações K-Ar para rochas da parte norte da Província Amazônica Oriental

Nº Lab.	Nº Campo	Mineral	Rocha	%K	$A_{\text{rad}}^{40}\text{ccCNP/g.}10^{-5}$	$A_{\text{ar}}^{40}(\%)$	Idade (10^6 anos)
712*	GM-A-1	Muscovita	Xisto	8,444	103,300	1,93	1822 ± 40
716*	GM-A-2	Biotita	Xisto	6,527	75,700	4,58	1761 ± 41
650*	COst-1-PA	Anfibolio	Anfibolito	0,510	2,061	9,22	811 ± 20
981+	55-A-67	Biotita	Granito	5,636	81,700	4,85	2026 ± 32
1044+	54B-A-67	Biotita	Gneisse	7,563	114,900	0,85	2084 ± 24
1062+	56C-A-67	Biotita	Gneisse	6,722	99,900	0,41	2058 ± 30
8**	IBst-1-PA	R. Total	Diabásio	0,729	0,655	17,68	213 ± 7
1380	Cost-1-PA	Anfibólio	Anfibolito	0,838	2,641	36,23	660 ± 38
1386	Rast-1-AP	Feldspato	Granito	11,242	16,080	16,92	328 ± 17
1376	IJst-1-PA	Biotita	Gneisse	7,579	18,140	10,73	521 ± 25
1528	Cr-1-PA	R. Total	Granito	1,054	1,158	31,05	257 ± 18
1529	Cr-1-PA	R. Total	Granito	1,054	1,131	49,81	289 ± 24
1582	AF-1-PA	Anfibólio	Granodiorito	0,530	0,935	41,45	397 ± 31
1784	B-21-09	Biotita	Granito	7,724	94,120	0,31	1817 ± 17
1785	B-21-02	Biotita	Granito	7,721	84,380	1,42	1769 ± 58
1791	A-21-07	R. Total	Granito	3,565	50,460	74,54	1997 ± 291

* Seg. ALMEIDA et al. (1968)

+ Seg. MELCHER e ISOTTA (1968)

** Seg. Andreas Von Blazekovic (Relatório de estágio no C.P.G. - U.S.P.)

TABELA II

Determinações Rb-Sr para rochas da parte norte da
Província Amazônica Oriental.

Segundo HURLEY et al. (1968)

Nº Lab. (MIT)	Nº Campo	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Idade Convencional (m.a.)
6028	A-65-1a	282,000	8,5550	1975
5923	A-65-3b	0,740	0,7255	2065
5924	A-65-4	1,938	0,7056	--
5926	A-65-2b	1,746	0,7605	2250
6029	A-65-1b	2,725	0,7897	2200
6030	A-65-1d	0,559	0,7250	2530
6032	A-65-2c	1,485	0,7522	2250

Observação: Os autores não fornecem informações sobre o tipo de rocha, nem sobre a localização das amostras. Entretanto, no relatório a nual de 1967 do Departamento de Geologia e Geofísica do M.I.T. é apresentado um mapa, no qual as amostras são localizadas na região da serra do Navio e indicado que as determinações foram efetuadas em rocha total.

Figura 2 - Mapa de localização das amostras submetidas a determinação geocronológica, na parte norte da Amazônia Oriental.

exceção da amostra A-65-4, forneceu uma idade de 1866 ± 20 m.a. para rochas da região da serra do Navio, em boa concordância com os valores K-Ar. Se estes resultados representam a idade do último evento metamórfico, então ele foi suficientemente intenso para reorganizar, inclusive, o sistema Rb-Sr. Evidências para, pelo menos, três fases de metamorfismo nas rochas da serra do Navio são apresentadas por SCARPELLI (1972). Por este motivo, os valores obtidos devem ser usados com cautela, pois existe uma probabilidade de que eles representem, apenas, a idade do último metamorfismo, não tendo portanto valor estratigráfico. Somente estudos geocronológicos mais detalhados em um grande número de amostras poderão esclarecer esse ponto. É interessante notar que CHOUBERT (1969) apresenta evidências de uma idade mais antiga que 2500 m.a. para rochas da Série Paramaca, rochas estas correlacionáveis, em parte, às aquelas do Grupo Amapari.

3 - Estrutura

A orientação preferencial dos gneisses e das rochas metasedimentares é N 45 E. Estas exibem mergulhos predominantemente para NE, o mesmo acontecendo com planos axiais de dobras. Dois sistemas de fraturamento, NW - NE e N-S - E-W, são evidentes nas imagens de radar. As principais falhas observadas são paralelas à orientação geral dos gneisses e metasedimentos.

Os diques de diabásio Mesozóicos apresentam orientação paralela à costa no Amapá e N 20 E na região dos rios Curuá e Maecuru. Nesta área eles formam um verdadeiro enxame, ao qual estão provavelmente associadas as estruturas do igarapé Baré e da região de Monte Alegre, num padrão bastante semelhante ao observado no Arco de Ponta Grossa, na Bacia Sedimentar do Paraná.

Com exceção de alguns pequenos corpos, não parece existir nenhum controle estrutural para as intrusões graníticas.

4 - Recursos Minerais

A principal ocorrência mineral da região é constituída pelos depósitos de manganês do Distrito da serra do Navio. O minério formou-se por intemperismo de carbonato-mangano xistos. O mineral de minério mais importante é a criptomelana, seguida por pirolusita, litioforita, manganita e groutita. As reservas são da ordem de 30 milhões de toneladas métricas. Outras ocorrências são conhecidas no igarapé Vacaria, afluente do baixo Amapari, no km 27 da picada Cunani-Vila Velha (aproximadamente 3° N, $51^{\circ}10'W$) e no rio Jari, acima da foz do rio Cuc.

Ocorrências de ferro, ainda não dimensionadas, são conhecidas em Santa Maria, no rio Vila Nova, associadas a itabiritos localizados no flanco de um anticlinal com caimento para NW. Descobertas em 1877 (CREVAUX, 1883), as ocorrências do vale do Jari sō recentemente mereceram a atenção dos geólogos. Informações não confirmadas mencionam reservas da ordem de 1 bilhão de toneladas. Outras ocorrências são conhecidas no igarapé Estrela, rio Piaçacã, rio Maracã, rio Tracajatuba e rio Matapi, sempre associadas a itabiritos e quartzitos.

Aluviões auríferos foram explorados intensivamente no passado, especialmente na região limítrofe com a Guiana Francesa. Praticamente todos os rios que nascem na serra Lombarda (Lombard), constituída predominantemente por granitos, são auríferos. Dentre os principais pode-se citar: Calçoene, Cassiporê, Araguari, Amapari, Cupixi e Vila Nova. A exploração atual concentra-se nos rios Amapari, Araguari e Vila Nova, associada à garimpagem de cassiterita, tantalita e columbita. LEINZ (1949), examinando os depósitos da serra Lombarda, atribui a origem do ouro a veios de quartzo associados às intrusões graníticas. MOURA (1934) menciona ouro em diabásio e diorito, no rio Oiapoque.

Pegmatitos mineralizados em cassiterita, columbita, tantalita e berilo são conhecidos em todo o Território do Amapá. Todavia, as maiores concentrações são encontradas no interflúvio Amapari-Araguari (KLOOS -

TERMANN, 1970), estendendo-se aos rios Vila Nova e Tartarugalzinho. Os pegmatitos estão preferencialmente associados a granitos, particularmente biotita granito, biotita-hornblenda granito e biotita-muscovita granito. A orientação principal dos diques de pegmatitos é NNW, mas variações até N70E não são raras.

No igarapé do Breu, afluente do rio Preto, cromita ocorre associada a metabasitos. No rio Falsino é mencionada uma ocorrência de cobre. Diamante é encontrado associado ao ouro nos aluviões do rio Vila Nova. Lateritas aluminosas são conhecidas nos rios Cricou e Pantanari, afluentes do Oiapoque.

C - Parte Sul da Província

1 - Estratigrafia

Durante a segunda metade do século passado a região foi visitada por diversos etnólogos, naturalistas e geógrafos, que forneceram informações sobre sua geologia. Dentre eles podem ser citados F. de Castelnau, O. Klauss, H. Coudreau, K. Von Den Steiner e E. Snethlage.

O primeiro trabalho geológico é o de M.A.R. Lisboa sobre o rio Gurupi e suas minas de ouro, apresentado em 1897 ao Barão de Capanema (LISBOA, 1935). Seguem-se os trabalhos de OLIVEIRA (1928) sobre a bacia do Xingu, MORAES REGO (1933) sobre o rio Tocantins, MOURA (1936) sobre o rio Gurupi, LÖFGREN (1936) para o bloco Tocantins-Araguaia, SHEARER e SOUZA (1944) sobre os recursos minerais do Araguaia, ANDRADE RAMOS (1954) sobre o rio Fresco, BARBOSA et al. (1966) referente ao Projeto Araguaia, PARADA et al. (1966) sobre recursos minerais do Estado do Pará, FRANCISCO et al. (1967) sobre o baixo Tocantins, TOLBERT et al. (1971) sobre os depósitos de ferro da serra dos Carajás, FRANCISCO et al. (1971) sobre o nordeste do Pará, KNUP (1971) sobre a bacia do rio Itacaiunas, SUDAM/GEOMINERAÇÃO (1972) para a bacia do rio Iriri, LIANDRAT (1972) sobre os rios Itacaiunas e Parauapebas, ALMARAZ e ROISENBERG (1972) sobre o rio Gurupi, IDESP

(1972) sobre o Projeto rio Fresco, CVRD/CMM (1972a, 1972b) sobre o Distrito de Serra dos Carajás, SUDAM/HIDROSERVICE (1973) sobre o médio e baixo Tocantins, SILVA (1973) sobre o bloco Araguaia-Xingu e BEISIEGEL et al. (1973) sobre a geologia e recursos minerais da serra dos Carajás.

ALMARAZ (1967), ALMEIDA et al. (1968), HURLEY et al. (1968), MELCHER e ISOTTA (1968), AMARAL (1969 e 1971) e GOMES et al. (1971), apresentam resultados de determinações geocronológicas para a região.

De uma maneira geral, a geologia da parte sul da província é semelhante à da parte norte (V. Mapa Geológico). As principais diferenças estão na maior abundância de granitos na parte norte e na ocorrência de áreas mais extensas de rochas metasedimentares na parte sul. Outra característica da parte sul é a presença de rochas sedimentares não metamorfisadas, aflorantes na serra dos Carajás e no rio Tocantins. A impressão que se tem é que a parte norte foi mais erodida, expondo rochas formadas em maior profundidade.

Os pequenos afloramentos de rochas Pré-Cambrianas do nordeste do Pará e da zona limítrofe do Maranhão apresentam um comportamento aparentemente distinto. Nas melhores exposições, ao longo do rio Gurupi, nota-se uma predominância de rochas graníticas na porção NE e de rochas metamórficas na parte SW, separadas por uma larga faixa de cataclasitos. As orientações no bloco NE são para NW enquanto que no bloco SW são para NNE, indicando uma discordância angular. Afloramentos isolados de arenitos, de presumível idade Eocambriana ou Eo-Paleozóica, ocorrem nos rios Capim, Guanã e Gurupi-Mirim.

O complexo cristalino é constituído predominantemente de migmatitos, ocorrendo subordinadamente gneisses, granitos anatéticos e anfibolitos. De menor expressão, são as intercalações de quartzitos, mica-xistos, granulitos, metabasitos e intrusivas básicas e ultra-básicas. No bloco Tocantins-Xingu o metamorfismo varia desde o fácies xisto-verde até granulito, aumentando de SW para NE.

Os granitos formam corpos isolados, freqüentemente circuns-

critos. São normalmente de caráter alcalino, não sendo rara a presença de ortoclásio como mineral essencial.

As faixas de rochas metasedimentares são constituídas por quartzitos, filitos e mica xistos, como rochas principais. Itabiritos, anfibolitos, calcários e metabasitos ocorrem subordinadamente. O metamorfismo que afetou essas rochas é do fácies xisto verde, aumentando até o fácies anfibolito para NE e E.

Cobrindo discordantemente as rochas metasedimentares ocorrem arenitos, arcósios, grauvas e conglomerados, correlacionáveis à Formação Gorotire (TOLBERT et al., 1971; KNUP, 1971; CVRD/CMM, 1972; SUDAM/HIDROSERVICE, 1973 e BEISIEGEL et al., 1973). Esses sedimentos são encontrados na serra dos Carajás, no alto rio Vermelho, na rodovia PA-70 e na região de Jatobal-Tucuruí, no baixo Tocantins.

Diques de rochas básicas cortam todas as unidades acima descritas. Os tipos litológicos principais são: diabásio, olivina diabásio, metadiabásio, basalto e andesito porfiro. Pelas características petrográficas essas rochas parecem representar mais de uma fase de magmatismo (TOLBERT et al., 1971).

MORAES REGO (1933) reuniu, sob a denominação Série Tocantins, os filitos, quartzitos, quartzo-itabiritos, leitos de calcário e grauvas que afloram ao longo do rio Tocantins, entre Tucuruí e São João do Araguaia e no rio Araguaia, desde Santa Isabel até as proximidades da ilha do Bananal. MOURA (1936) designou Série Gurupi a uma associação de filitos, sericita xistos hematíticos, mica xistos, quartzitos e itabiritos, aflorantes no rio Gurupi. J.R. de Andrade Ramos (In: LAMEGO, 1959, pg.60-61) introduz o nome "série Araguacema" para as rochas da Série Tocantins aflorantes na região de mesmo nome. Posteriormente esse autor abandona aquela designação, utilizando o nome Série Tocantins. PARADA et al. (1966) denominaram Formação Tocandera a um conjunto de quartzitos e itabiritos que afloram no rio Naja, afluente do rio da Ponte, bacia do rio Fresco. BARBOSA et al. (1966) correlacionam os mica xistos, quartzitos e calcá -

cários, aflorantes no rio Araguaia entre Santa Isabel e Araguanã, à Série Araxã. Esses autores restringem a Série Tocantins aos filitos, grauvas e arenitos do rio Tocantins. Anteriormente FERREIRA (1959) havia correlacionado as grauvas do baixo Tocantins à Série Uatumã. ANDRADE RAMOS (1967) levanta a possibilidade de correlação entre a Formação Tocandera e a Série Tocantins. TOLBERT et al. (1971) reconhecem que algumas rochas da serra dos Carajás podem ser correlacionadas àquelas das Séries Araxã e Tocantins. O mapa geológico regional preliminar do Projeto Manganês-Pará, da Cia. Meridional de Mineração (1969), apresenta uma sub-divisão estratigráfica da seqüência metasedimentar da região de serra dos Carajás:

<i>Formação Gorotire</i>	
<i>Formação Cinzento-Esquecida</i>	<i>Membro Ferrífero</i>
	<i>Membro Itapirapê</i>
<i>Formação Manganésífera</i>	<i>Seqüência Buritirama</i>
	<i>Seqüência Sereno</i>
<i>Formação Serra Misteriosa</i>	
<i>Embasamento</i>	

A Formação Cinzento-Esquecida é constituída de filitos, quartzitos, itabirito, quartzito ferruginoso, xisto grafitoso e intrusivas básicas. O Membro Ferrífero é constituído de itabirito, quartzito ferruginoso e intercalações de filito. O membro Itapirapê é constituído de clorita xisto e quartzito ferruginoso. A Seqüência Buritirama é formada por quartzitos muscovíticos, mica xisto e quartzo-espessartita xisto. A Seqüência Sereno é formada por sericita quartzito, quartzito ferruginoso, quartzo-mica xisto, sillexito e mangano-xistos. A Formação Serra Misteriosa é constituída por quartzitos, quartzo xistos, anfibólio-mica xisto e intrusivas básicas. SUSZCZYNSKI (1970) denomina "série Carajás" à seqüência metasedimentar da

serra dos Carajás.

O consórcio Cia. Vale do Rio Doce - Cia. Meridional de Mineração (CVRD/CMM, 1972a e 1972b; BEISIEGEL et al., 1973) apresentam a seguinte coluna estratigráfica para o Distrito de Serra dos Carajás:

<i>Intrusivas básicas e veios de quartzo</i>	
<i>discordância</i>	
<i>Formação Gorotire e Granito</i>	
<i>discordância</i>	
<i>Grupo Grão-Pará</i>	<i>Seqüência Paleovulcânica Superior</i>
	<i>Formação Carajás</i>
	<i>Seqüência Paleovulcânica Inferior</i>
<i>discordância</i>	
<i>Embasamento não diferenciado</i>	

Esta coluna não especifica as relações de contacto entre a Formação Gorotire e o granito. A Seqüência Paleovulcânica Superior é constituída por rochas máficas associadas a algum minério de ferro. A Formação Carajás é formada por itabiritos, zonas de minério lixiviado e intercalações de diques de rochas máficas. A Seqüência Paleovulcânica Inferior é constituída por rochas máficas. O Embasamento é constituído por quartzitos, filitos, xistos, gneisses, granito e anfibolito. Segundo esses trabalhos, as rochas do Embasamento são correlacionáveis à Série Araxá. Esta classificação estratigráfica foi criticada por SUDAM/HIDROSERVICE (1973), tendo sido sugerido que o nome Grupo Serra dos Carajás deveria ser usado para designar as rochas de toda a região da serra dos Carajás, incluindo não apenas as rochas ferríferas e básicas, mas também os quartzitos, filitos, mica xistos, anfibolitos, etc. Esses autores sugerem, ainda, que uma subdivisão em formações deva ser deixada para uma etapa posterior, quando se tiver uma melhor idéia das relações entre as várias litologias e sua distri-

buição na área.

SUDAM/GEOMINERAÇÃO (1972) apresentam a seguinte coluna estratigráfica para a área dos rios Iriri e Curuã:

Formação Riozinho do Anfrísio

Formação Iriri

Grupo Morro Grande

Complexo Basal

O Complexo Basal é constituído de gneisses, migmatitos, anfibolitos, granitos, granodioritos, veios hidrotermais e cataclasitos. O Grupo Morro Grande, correlacionado pelos autores à Série Araxá, é formado por muscovita quartzito, hornblenda-biotita-plagioclásio-microclina xisto, sillimanita quartzito, quartzito e metabasito. A Formação Iriri é constituída por rochas vulcânicas ácidas, intermediárias e básicas. A Formação Riozinho do Anfrísio por rochas sedimentares clásticas.

Recentemente SILVA (1973) apresentou uma tentativa de uniformização da nomenclatura estratigráfica do bloco Tocantins-Iriri. Infelizmente, como este trabalho ainda não foi publicado, o autor teve acesso apenas ao seu resumo, à apresentação oral e ao mapa, o que não permite uma avaliação correta do mesmo. Notou-se, da análise do material disponível, que aquele autor introduziu a denominação Complexo Xingu para o complexo cristalino; manteve a denominação Grupo Grão Pará para as seqüências da região da serra dos Carajás; reuniu os Grupos Araxá e Tocantins, considerando-os mais novos que o Grupo Grão-Pará; denominou Grupo Uatumã ao conjunto das Formações Iriri, Sobreiro e Rio Fresco, além de granitos associados; introduziu a Formação Triunfo; finalmente, denominou Formação Gorotire ao conjunto das Formações Gorotire e Cubencranquên.

ALMEIDA (1967, 1968) correlaciona o Grupo Tocantins com o Grupo Cuiabá. Segundo esse autor, as seqüências citadas representam os es

tágios iniciais do desenvolvimento do geossinclíneo Paraguai-Araguaia, de idade Brasiliana.

Fica evidente, da leitura dos parágrafos anteriores, que existe muita confusão no que diz respeito à estratigrafia da região em foco. Com base em trabalhos de campo, interpretação de imagens do satélite ERTS-1 e análise da literatura, o autor passará a discutir alguns pontos de importância para o esclarecimento da estratigrafia regional:

- a - existe uma evidente discordância entre as direções estruturais dos Grupos Tocantins e Araxá, com as faixas metasedimentares da serra dos Carajás e as rochas foliadas do complexo cristalino. Esta discordância é bem marcada na imagem E-1377-12570 (canais 6 e 7) do satélite ERTS-1. Nos mosaicos de radar (SB-22-X-D e SB-22-Z-B) essa linha não é muito evidente, coincidindo, aproximadamente, com a borda oeste dos mesmos (V. Capítulo IX). No ponto em que o rio Itacaiunas corta essa linha de discordância observa-se uma passagem gradual, de leste para oeste, dos filitos do Grupo Tocantins para biotita xistos e, depois, granito. A perfeita concordância estrutural, entre o filito e o xisto, e a ausência de auréolas de contacto, permite supor a existência de uma falha de empurrão paralela àquela observada no entroncamento da rodovia Trans-Amazônica com a estrada que liga São João do Araguaia a São Geraldo. Essa falha é bem caracterizada pela presença de dobras de arraste e transformação do filito em quartzo-biotita-clorita xisto;
- b - devido à sua posição de borda de bacia (Bacia Sedimentar do Maranhão), a região apresenta um intenso fraturamento e falhamento de caráter normal. Em vários locais, diques básicos acompanham o fraturamento. Aderimento de blocos, observado particularmente nas rochas Fanerozóicas, é uma feição bastante comum. Esta reativação tectônica da parte leste do bloco Xingu-Tocantins contribuiu de maneira significativa para a complexidade estrutural da zona limítrofe entre o Grupo Tocantins e as demais unidades;
- c - uma passagem gradual, do Grupo Araxá para o Grupo Tocantins, é clara -

mente observada ao longo da Trans-Amazônica no trecho Marabá-Araguaia -
tins e na estrada São João do Araguaia - São Geraldo. Essa passagem é
manifestada por um aumento gradativo do fácies metamórfico, de oeste
para leste, tendo sido verificada pela primeira vez por Reinhard Helm-
bold (In: LAMEGO, 1960, pg. 41) durante os trabalhos do Projeto Ara-
guaia. As rochas do Grupo Tocantins pertencem ao sub-fácies quartzo -
albita-muscovita-clorita, enquanto que aquelas do Grupo Araxá pertencem
ao sub-fácies quartzo-albita-epidoto-almandina, ambas do fácies
xistos verdes. Um outro ponto de similaridade entre as duas unidades
é a presença de seqüências ferríferas associadas a metabasitos. É im-
portante notar que este é, também, um ponto de similaridade com as se-
qüências da serra dos Carajás, somente que nestas elas apresentam um
desenvolvimento muito maior;

- d - um fato curioso, se for considerada a hipótese de uma idade Brasileira
para o metamorfismo do Grupo Tocantins, é que ele não afetou as deter-
minações K-Ar em biotita dos granitos do embasamento desta unidade, no
trecho Jatobá-Itupiranga do rio Tocantins, como será discutido adian-
te. A possibilidade de que os Grupos Tocantins e Araxá sejam mais an-
tigos é corroborada pelas determinações Rb-Sr em granitos intrusivos
nos Grupos Araxá e Canastra (correlacionável ao Grupo Tocantins), que
possibilitam a construção de uma isócrona de referência com idade em
torno de 1400 m.a. (Relatório Anual do M.I.T. para 1968). MORAES REGO
(1935) correlaciona as rochas metasedimentares do rio Gurupi com o Gru-
po Tocantins. Uma determinação K-Ar em filito do poço VNst-1-PA, si-
tuado entre Bragança e Viseu, forneceu uma idade de 2054 m.a.;
- e - no vale do rio Vermelho, afluente do Itacaiunas, e na altura do km 90
da rodovia PA-70 (Trecho Trans-Amazônica - Conceição do Araguaia) sedi-
mentos sub-horizontais pouco ou nada metamorfisados, correlacionáveis
à Formação Gorotire, recobrem discordantemente os filitos do Grupo To-
cantins. Como será discutido no capítulo seguinte, a Formação Goroti-
re, na sua localidade típica, é cortada por diques básicos com idade

em torno de 1500 m.a.;

- f - a presença de metabasitos no Grupo Tocantins (serra do Tapa, rio Vermelho e Ipixuna) distingue-o das seqüências Brasileiras típicas, parecendo representar uma extensão para norte das faixas de serpentinitos de Goiás;
- g - as faixas metasedimentares, paralelas à serra dos Carajás, apresentam metamorfismo crescente de SW para NE, em direção às cabeceiras dos rios Bacajá e Tuerê. Os filitos, mica xistos, quartzitos e intrusivas básicas passam gradativamente a gneisses e migmatitos. Essas rochas confundem-se com aquelas do embasamento da serra dos Carajás, que apresentam fácies metamórficas similares;
- h - não existem evidências de que o granito situado entre as serras Norte e Sul, na serra dos Carajás, seja intrusivo nos arenitos da Formação Gorotire. O autor teve oportunidade de observar, no campo, as relações de contacto entre as duas unidades. Em primeiro lugar é estranho que uma intrusão daquela magnitude (25 por 15 km de área aflorante) não tenha originado nenhum dique ácido cortando os arenitos. O mesmo pode ser dito para a ausência de auréola de contacto no arenito. Tanto nas imagens de radar como de satélite, bem como em trabalhos de campo, não se observa estruturas típicas de intrusão nos arenitos (formação de domos, fraturamento concêntrico e radial, etc.). Entretanto, o argumento mais importante é de natureza geocronológica. O granito apresenta uma idade K-Ar, em biotita, de cerca de 1800 m.a. No capítulo seguinte serão mostrados argumentos para uma idade entre 1700 e 1500 m.a. para a Formação Gorotire. Além disso, SILVA (1973) considera aquelas rochas sedimentares como tendo sido depositadas em bacias intermontanas, as quais raramente apresentam magmatismo (MIKHAYLOV, 1970);
- i - não está afastada a hipótese de que os sedimentos correlacionados à Formação Gorotire, na bacia do Tocantins, constituam uma unidade à parte. Esta suspeita está baseada no fato de que aquelas rochas apresentam caracteres litológicos distintos, como por exemplo a menor gra

nulação e presença de grauvas. Devido a essas características, elas são melhor correlacionadas à Formação Cubencranquên (BARBOSA et al., 1966);

- j - arenitos e siltitos de posição estratigráfica duvidosa afloram em vários pontos no nordeste do Pará, em particular nos rios Moju, Capim e Guamã. A ocorrência do rio Moju é a mais interessante, pois está associada a xistos, gneisses, serpentinito e tufos riolíticos (DAMASCENO e GARCIA, 1970), distantes cerca de 40 km ENE de Tucuruí, onde afloram rochas similares, com exceção dos tufos que não são conhecidos em nenhum outro local da Amazônia Oriental. Rochas similares, associadas a intrusivas básicas, foram encontradas no poço 1-BJ-1-PA, localizado no rio Capim a cerca de 2°30' S, e foram consideradas paleozóicas pelos geólogos da PETROBRÁS (SCHALLER et al., 1971). FRANCISCO et al. (1971) consideram essas rochas, tentativamente, como de idade Eo-Paleozóica e mencionam a existência de restos orgânicos não identificados.

Percebe-se, então, que restam muitos pontos a esclarecer antes que se possa desenvolver uma classificação estratigráfica mais adequada para a região. Uma opinião do autor sobre essa classificação já foi apresentada no relatório do Plano de Desenvolvimento Integrado do Vale do Tocantins (SUDAM/HIDROSERVICE, 1973) e foi baseada em mapeamento geológico em escala 1:250 000, além da interpretação de dados geocronológicos disponíveis na época. Uma versão atualizada dessa classificação é apresentada a seguir, precedida dos seguintes comentários:

- a - o nome Serra dos Carajás deve substituir Grão-Pará, na denominação das seqüências metasedimentares do bloco Tocantins-Xingu. São válidas as críticas feitas para o Grupo Amapá, acrescidas do fato de que o nome Grão-Pará tem, hoje em dia, uma conotação mais histórica do que geográfica, estando portanto em desacordo com o disposto no guia de nomenclatura estratigráfica;
- b - o Grupo Serra dos Carajás, da mesma maneira que seus correlativos, ain

da não pode ser subdividido em formações formais.

Intrusivas Básicas		550 $\pm$ 50 m.a.
Complexo Cristalino do Rio Gurupi		
Intrusivas Básicas (serra dos Carajás)		1000 $\pm$ 50 m.a.
Formação Gorotire (?)		
Granito (serras dos Carajás e da Seringa)		1700 - 1800 m.a.
Complexo Cristalino (2000 m.a.)	Grupo Tocantins	Grupo Araxá $\pm$ 2000 m.a.
	----- contacto tectônico -----
	Grupo Serra dos Carajás	> 2000 m.a.
Complexo Cristalino		2500 - 3200 m.a.

2 - Geocronologia

As Tabelas III e IV relacionam, respectivamente, as determinações K-Ar e Rb-Sr disponíveis para a região. O mapa da Figura 3 indica a localização das amostras datadas.

Os dados da Tabela IV permitem a construção de duas isócronas, uma com 2043 $\pm$ 83 m.a. ($R_i = 0,700$) e outra com 507 $\pm$ 21 m.a. ... ($R_i = 0,706$). A primeira caracteriza o evento Trans-Amazônico e a segunda os estágios finais do ciclo Brasileiro. As determinações K-Ar (Tabela III) concordam com as isócronas. Entretanto, várias das amostras exibem idades maiores que 2200 m.a., indicando a existência de eventos mais antigos, de idade Pré-Cambriana Média e Inferior. Esses valores foram obtidos em amostras do embasamento do Grupo Serra dos Carajás. Uma amostra de rocha básica associada ao Grupo Serra dos Carajás (Nº Lab. 2104) forneceu idade de 1905 $\pm$ 58 m.a. Este valor é corroborado por determinações em mica xisto e anfibolitos, que forneceram idades similares, e pelas amostras S-2 e S-6

Figura 3 - Mapa de localização das determinações geocronológicas disponíveis para a parte sul da Amazônia Oriental.

TABELA III

Determinações K-Ar para a parte sul da Amazônia Oriental

Nº Lab.	Nº Campo	Mineral	Rocha	%K	$A_{\text{rad}}^{40} \text{ccCNTP/g.} 10^{-5}$	$A_{\text{ar}}^{40} (\%)$	Idade (10^6 anos)
745*	AV-5-7	Biotita	Migmatito	6,062	88,26	0,72	2032 ± 48
747*	AA-8-1	Biotita	Granito	5,230	75,07	3,14	2014 ± 46
748*	AV-5-7	Hornblenda	Migmatito	1,188	18,29	10,69	2103 ± 50
749*	AA-7-37	Rocha Total	Diabásio	1,218	2,86	23,94	512 ± 20
752*	AA-7-6	Hornblenda	Anfibolito	0,981	21,91	10,69	2601 ± 51
757*	AD-7-15	Hornblenda	Granito	1,093	16,22	15,71	2072 ± 173
758*	AA-8-1	Hornblenda	Granito	1,386	16,18	5,54	1767 ± 39
844*	AA-7-2	Rocha Total	Diabásio	0,282	0,28	69,70	232 ± 22
722+	AA-7-20	Hornblenda	Anfibolito	0,244	4,10	6,89	2215 ± 45
728+	AA-7-30	Biotita	Migmatito	7,220	100,60	1,94	1978 ± 42
721+	GM-1-Pa	Muscovita	Granito	8,779	20,90	9,33	519 ± 19
711+	GM-2-Pa	Muscovita	Granito	9,169	123,70	0,42	1939 ± 47
649+	JDst-1-Pa	Biotita	Gneisse	8,130	18,91	2,70	508 ± 13
813**	32-A-66	Biotita	Gneisse	5,885	87,23	2,65	2054 ± 55
905**	34-A-66	Hornblenda	Gneisse	0,984	14,56	1,47	2051 ± 49
919**	36-A-66	Biotita	Gneisse	7,425	102,20	0,48	1962 ± 39
920**	31-A-66	Biotita	Gneisse	7,670	100,50	3,13	1903 ± 50
907**	AA-7-22	Hornblenda	Gneisse	0,363	5,65	2,30	2116 ± 71
915**	AA-7-23	Hornblenda	Gneisse	0,599	10,29	1,97	2244 ± 44
914**	AA-7-24	Hornblenda	Gneisse	0,608	9,06	10,89	2062 ± 44
921++	6-A-66	Rocha Total	Diabásio	1,839	4,21	3,12	501 ± 18
1378	BS-23	Biotita	Gneisse	6,289	122,30	0,53	2409 ± 70

-continua

TABELA III - Continuação

Nº Lab.	Nº Campo	Mineral	Rocha	%K	$A_{\text{rad}}^{40}\text{CCNTP/g.10}^{-5}$	$A_{\text{ar}}^{40}(\%)$	Idade (10^6 anos)
1379	EA-55	Biotita	Granito	7,530	115,60	2,94	2098 $\pm$ 67
1773	OFS-58	Hornblenda	Anfibolito	0,677	10,66	8,44	2130 $\pm$ 78
1774	OFS-76	Hornblenda	Anfibolito	0,330	4,65	10,95	1989 $\pm$ 77
1793	OFS-74	Rocha Total	Diabásio	0,681	1,58	15,69	507 $\pm$ 29
1794	1097	Muscovita	Xisto	7,618	110,10	0,70	2022 $\pm$ 74
1801	TT-4	Hornblenda	Anfibolito	0,730	12,33	2,41	2222 $\pm$ 32
1804	8044	Hornblenda	Anfibolito	0,166	2,28	10,23	1961 $\pm$ 31
1802	HP-11	Rocha Total	Diabásio	1,744	6,35	12,24	744 $\pm$ 39
1803	TT-26	Rocha Total	Anfibolito	0,152	5,38	25,95	3283 $\pm$ 113
2102	N-4,F-5	Rocha Total	Diabásio	3,107	15,78	2,46	973 $\pm$ 34
2105	N-5,F-7	Rocha Total	Diabásio	5,372	48,52	2,25	1488 $\pm$ 13
2121	S-2	Hornblenda	Granito	1,240	15,25	2,52	1828 $\pm$ 52
2103	N-4,F-5	Rocha Total	Diabásio	2,672	13,18	5,63	951 $\pm$ 14
2104	N-5,F-7	Rocha Total	Diabásio	2,653	34,82	1,18	1905 $\pm$ 58
2122	S-6	Hornblenda	Granito	0,684	7,27	11,75	1663 $\pm$ 16
2558	13178	Rocha Total	Diabásio	0,696	0,62	82,95	210 $\pm$ 14
2560	17528	Rocha Total	Diabásio	0,150	0,23	82,14	348 $\pm$ 20
1878	PA-499	Rocha Total	Granófiro	4,710	11,71	5,04	539 $\pm$ 24
1884	74/XLIII/6	Biotita	Granito	2,418	3,42	27,00	326 $\pm$ 20
2054	PA-465	Rocha Total	Gabro	0,415	0,29	81,73	169 $\pm$ 12
1567	A-21-12	Biotita	Granito	6,857	88,93	1,40	1890 $\pm$ 70
2197	PA-74	Biotita	Gneisse	6,550	30,42	2,09	907 $\pm$ 18
2195	PA-65	Biotita	Gneisse	7,336	104,30	7,41	2004 $\pm$ 143

-continua

TABELA III - Continuação

Nº Lab.	Nº Campo	Mineral	Rocha	%K	$A_{\text{rad}}^{40}\text{CcCNP/g.}10^{-5}$	$A_{\text{ar}}^{40}(\%)$	Idade (10^6 anos)
1552	A-21-19	Biotita	Granito	2,748	39,49	1,33	2016 ± 76
1377	JDst-1-PA	Biotita	Gneisse	7,629	17,71	12,87	507 ± 25
1456	BEst-1-PA	Rocha Total	Granito	3,682	5,23	3,57	366 ± 16
1371	VNst-1-PA	Rocha Total	Filito	3,107	46,05	3,90	2054 ± 64
2079	1-PAS-4A	Rocha Total	Anfibolito	1,202	3,23	8,52	576 ± 9
1530	IZst-1-MA	Rocha Total	Filito	5,165	8,12	3,17	358 ± 19

* -Segundo ALMARAZ (1967)

+ -Segundo ALMEIDA et al. (1968)

** -Segundo MELCHER e ISOTTA (1968)

++ -Segundo A. Von Blazekovic (Relatório de estágio no Centro de Pesquisas Geocronológicas-USP)

TABELA IV

Determinações Rb/Sr para a parte sul da
 Amazônia Oriental
 Segundo HURLEY et al. (1968)

Nº Lab.	Nº Campo	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Id. convencional (Ri=0,707) 10 ⁶ anos
6520	AA-7-30	0,600	0,7186	1600
6521	AA-7-31	0,618	0,7132	800
6526	AA-8-7	1,424	0,7407	1800
6615e	31-A-66	2,317	0,7719	2050
6599	JA-22	1,407	0,7173	530
6585	JA-2	0,583	0,7180	1590
6601	JA-24	0,854	0,7114	540
6616d	32-A-66	1,835	0,7578	2040
6638	AV-6-20	2,807	0,7863	2050
6600	JA-23	1,744	0,7264	800
6623	AA-7-12	0,961	0,7330	2070
6632	AA-7-36	3,053	0,7885	1940
6633	AA-7-39	1,048	0,7303	1720
6731	AA-7-35	13,800	1,0931	2000
6598	JA-21	0,822	0,7136	580
5908	P-65-1g	6,194	0,7529	535
5909	P-65-1h	4,851	0,7430	535
5902	P-65-1a	3,977	0,7369	540
5912	P-65-2b	9,349	0,9692	2000
5913	P-65-2c	10,010	0,9797	1945
5914	P-65-2d	17,640	1,2111	2035
5911	P-65-2a	8,803	0,9505	1980

do granito intrusivo naquela unidade. A única determinação para filito do Grupo Tocantins é aquela do embasamento da Bacia do Maranhão no poço IZst-1-MA. Infelizmente, devido à ação do magmatismo básico Mesozóico, não foi possível a determinação da idade daquele Grupo. Entretanto, a amostra do poço VNst-1-PA, que é um filito do Grupo Gurupi, forneceu idade similar à do Grupo Serra dos Carajás.

A distribuição regional de rochas do Ciclo Brasileiro não pode ser ainda precisada. As determinações geocronológicas permitiram delimitá-las a NE, segundo uma linha que corta o rio Gurupi na altura de 2°10' S (CORDANI e ALMARAZ, 1969), passa pelo alto rio Guamã e atinge a região de Capanema, onde sofre uma deflexão para norte, penetrando no embasamento da plataforma continental. A sua extensão para SW só foi verificada em amostras obtidas por sondagens da PETROBRÁS. Fenômenos de reativação de plataforma, associados ao desenvolvimento do ciclo Brasileiro, manifestam-se pela presença de intrusivas básicas (amostras AA-7-37, 6-A-66 e OFS-74) e de um dique de granófiro (amostra PA-499). Outras intrusivas básicas, com idades de 348 m.a. (amostra 17528), 232 m.a. (AA-7-2), 210 m.a. (13178) e 169 m.a. (PA-465) relacionam-se a fenômenos de reativação da plataforma, associados ao desenvolvimento das Bacias Sedimentares do Maranhão e do Amazonas, e possuem correspondentes em outras partes da Amazônia.

Algumas idades em torno de 900 m.a. podem corresponder a outra fase de magmatismo básico, ainda mal definida. Idades anômalas, resultantes de efeitos termais ligados ao magmatismo básico, foram obtidas para algumas amostras.

Observa-se que o padrão geocronológico é bastante semelhante àquele encontrado para a parte norte da Amazônia Oriental, indicando uma continuidade por baixo das Bacias Sedimentares.

3 - Estrutura

A orientação preferencial das rochas do embasamento e do

Grupo Serra dos Carajás é N 50-60 W. Os mergulhos são, predominantemente, para NE. Na região da serra dos Carajás as rochas da unidade homônima formam um grande sinclínório, cujo eixo orienta-se segundo N 60 W. As rochas dos Grupos Araxá e Tocantins dirigem-se normalmente segundo N-S, apresentando variações para NNE e NNW, e mergulham sistematicamente para leste. Um branqui-anticlinal e um anticlinal recumbente, formados por rochas do Grupo Araxá, são observados em Xambioá e na serra das Andorinhas, respectivamente. No limite oeste da Província, na bacia do rio Fresco, as rochas da Formação Tocandera formam um grande sinclínório, orientado segundo E-W, preenchido por rochas das Formações Gorotire e Rio Fresco. Para o sul dessa estrutura, as rochas da Formação Tocandera estão orientadas segundo N-S e mergulham para oeste.

Um complexo sistema de falhas, orientadas paralelamente às rochas dos Grupos Tocantins e Araxá, algumas das quais apresentam um caráter de empurrão, limitam os Grupos Serra dos Carajás, Tocantins e Araxá. Algumas dessas falhas condicionam rochas sedimentares e ígneas Fanerozoicas, estando provavelmente relacionadas à evolução da Bacia Sedimentar do Maranhão. Um outro sistema de falhas orienta-se paralelamente às rochas do complexo cristalino e do Grupo Serra dos Carajás. Várias destas falhas foram aproveitadas por diques básicos, sendo notável o enxame que afeta a Formação Gorotire na porção NW da serra dos Carajás. A falha deste sistema, que divide a serra dos Carajás em dois blocos, tem um pronunciado caráter transcorrente. Um terceiro sistema de falhas, orientado segundo ... N 50 E, é um dos responsáveis pela compartimentação em blocos, observada a leste e nordeste da serra dos Carajás. O padrão do diaclasamento acompanha o das falhas. Não se observa diferenças significativas entre os padrões de fraturamento das várias unidades.

Alguns corpos de granitos circunscritos apresentam-se alongados paralelamente à orientação das rochas encaixantes, como por exemplo no divisor de águas dos rios Araguaia e Fresco. Entretanto, a maioria desses granitos tem forma equidimensional.

Na região do rio Gurupi o contacto entre as rochas Brasília e Trans-Amazônicas é exercido por uma zona de falha com cerca de 16 km de largura (ALMARAZ e ROISENBERG, 1972). As rochas mais antigas apresentam lineações paralelas à zona de falha, enquanto que as mais novas fazem um ângulo de quase 90°.

4 - Recursos Minerais

Sem dúvida alguma, os depósitos de ferro da serra dos Carajás constituem o recurso mineral mais importante de toda a Amazônia. As reservas ascendem a 16 bilhões de toneladas métricas, de minério com teor superior a 65% de Fe. Martita e hematita são os principais minerais de minério, ocorrendo ainda magnetita e goethita. Quanto às suas propriedades mecânicas, o minério classifica-se em duro, semi-duro, semi-brando e brando. As variedades duras predominam junto à superfície, enquanto que as variedades brandas assumem maior importância em profundidade. Na superfície desenvolvem-se espessos mantos de canga, caracterizados por morfologia plana e ausência de floresta. Este fato atraiu a atenção dos geólogos da Companhia Meridional de Mineração S.A., resultando na descoberta dos depósitos em 1967. A Amazônia Mineração S.A., um consórcio formado pela Companhia Vale do Rio Doce e pela Companhia Meridional de Mineração, detem as concessões. Esses depósitos deverão começar a ser explorados por volta de 1978, sendo o minério escoado através de uma ferrovia que ligará a serra dos Carajás ao porto de Itaqui, próximo a São Luiz do Maranhão. Depósitos de ferro, similares, são conhecidos a NE de São Felix do Xingu e na serra da Tocandera, também associados a rochas do Grupo Serra dos Carajás. Ocorrências de itabirito, de pequeno porte, foram identificadas nos Grupos Tocantins, Araxá e Gurupi.

Três depósitos de manganês são conhecidos na região: serra do Sereno, serra de Buritirama e Igarapé Azul. As duas primeiras ocorrências estão associadas a rochas do Grupo Serra dos Carajás e a terceira a

sedimentos da Formação Gorotire.

Os depósitos da serra do Sereno foram encontrados pela CODIM (Companhia de Desenvolvimento de Indústrias Mineraiis) em 1966. Esta serra é formada por um conjunto de cristas alinhadas segundo N 80 E, prolongando-se por cerca de 25 km. Nela ocorrem quartzitos, mica xistos, metasiltitos e intrusivas básicas, formando dobras abertas com eixos paralelos ao alinhamento da serra. O protominério, predominantemente silicático, ocorre junto ao contacto de mica xistos e quartzitos. O minério apresenta composição mineralógica semelhante ao da serra do Navio. Os teores variam em torno de 40% de Mn, porém com alto teor em sílica. A Cia. Meridional de Mineração, atual detentora das concessões, determinou uma reserva de 2,5 milhões de toneladas métricas de minério com teor entre 39 e 42 % de Mn e 8 milhões de toneladas de minério com teor entre 29 e 39 % de Mn.

Como decorrência do mapeamento geológico regional do Distrito de Serra dos Carajás, a Cia. Meridional de Mineração localizou, em fins de 1967, as primeiras ocorrências de manganês da serra de Buritirama, localizada a cerca de 50 km a NE da serra Norte. A serra de Buritirama é alinhada segundo N 50 W, estendendo-se por cerca de 30 km. É constituída por quartzitos, quartzo-sericita xistos, biotita xistos e anfibolitos. Lentes de calco-mangano xistos, associados a óxidos primários de manganês, constituem o protominério. Estas lentes ocorrem junto ao contacto entre os xistos e os quartzitos, da mesma maneira que na serra do Sereno. O minério é semelhante ao daquela ocorrência, possuindo menos sílica e mais alumina. O teor médio varia entre 39 e 41 % de Mn, tendo sido determinada uma reserva potencial de 10 milhões de toneladas.

A ocorrência mais interessante, dadas as suas características, é a do igarapé Azul. Ela foi encontrada em 1971 pelo consórcio CMM / CVRD, nas proximidades da clareira N-1, na serra Norte. Dentro de uma sequência de conglomerados, folhelhos e arenitos da Formação Gorotire, foi encontrada uma camada de óxidos de manganês. No local da ocorrência observa-se uma passagem gradual, de baixo para cima, de folhelho, folhelho mangane-

sífero, óxidos de manganês e arenito, caracterizando sua origem sedimentar. As rochas manganíferas foram enriquecidas por processos secundários originando um minério de alto teor (cerca de 47% de Mn). Sua pesquisa está em fase inicial, tendo sido avaliada uma reserva potencial da ordem de 10 milhões de toneladas. Esta ocorrência pode ser correlacionada com aquelas dos rios Aripuanã e Sucunduri.

Na região, o principal recurso mineral em exploração é o diamante. Ele foi encontrado, pela primeira vez, em 1939 no rio Tocantins junto à foz do igarapé Tauari. Posteriormente verificou-se sua ocorrência em todo o trecho São João do Araguaia-Tucuruí, associado a cascalhos recentes. Durante o desenvolvimento dos trabalhos do Plano de Desenvolvimento do Vale do Tocantins (SUDAM/HIDROSERVICE, 1973), investigou-se a origem primária desse diamante através de cuidadosa análise mineralógica de concentrados de bateia. Verificou-se que minerais típicos de kimberlitos (piropo, perowskita, flogopita, diopsídio cromífero, etc.) estavam ausentes, identificando-se apenas jaspe, hematita, epidoto e rutilo. Como na área não existem rochas clásticas grosseiras que pudessem funcionar como matrizes secundárias para o diamante, a hipótese mais viável foi a de origem a partir de rochas básicas e ultrabásicas. Com efeito, os maiores depósitos do rio Tocantins, localizados nas corredeiras entre Ipixuna e Tucuruí, desenvolvem-se logo após o ponto em que o rio corta duas faixas de serpentinítico. Antes desse ponto o diamante ocorre, porém em quantidade muito pequena. Uma cubagem expedita com base na delimitação da área de cascalho, de sua espessura média e do teor mínimo, indicou uma reserva da ordem de 500.000 quilates de diamante. A produção oficial é da ordem de 1000 quilates anuais.

A localização de ocorrências de níquel e cromo, associadas a rochas ultrabásicas e básicas serpentinizadas, reveste-se da maior importância. A primeira ocorrência foi localizada pela Cia. Meridional de Mineração, nas cabeceiras do rio Vermelho, 160 km ao sul de Marabá. Ainda em fase de pesquisa, contem sulfetos de níquel em quantidade significativa.

Ainda no vale do rio Vermelho, 90 km ao sul de Marabá, o autor, em companhia do geólogo Oswaldo R. Obata, encontrou uma ocorrência de garnierita preenchendo estrutura alveolar de calcedônia, associada a uma rocha metabásica dentro de zona de falha. Essa área foi submetida a prospecção geoquímica de semi-detálhe, obtendo-se teores anômalos de níquel e cromo. Durante o desenvolvimento de estudos geoquímicos regionais, foi localizada uma importante anomalia para cromo e cobre na rodovia Trans-Amazônica a cerca de 90 km de Marabá, em direção a Altamira. Essa ocorrência parece estar associada a uma faixa de serpentinitos com direção aproximada N 80 W, identificada no rio Tocantins. Maiores detalhes sobre essas duas ocorrências poderão ser encontradas em SUDAM/HIDROSERVICE (1973). LISBOA (1935) descreve uma ocorrência de níquel, associada a rochas ultrabásicas, no rio Piriá, proximidades de Viseu.

Ouro foi garimpado na bacia do rio Gurupi, associado a depósitos recentes de cascalho. A origem primária do ouro parece estar ligada aos abundantes veios de quartzo que cortam as rochas da região. Ouro também foi encontrado nos rios Xingu, Curuá do Iriri e Tocantins, porém em pequena quantidade.

Revestem-se de grande importância as recentes descobertas de depósitos de cassiterita associados a granitos circunscritos na bacia do rio Fresco. Esses granitos estão provavelmente associados ao extenso vulcanismo ácido a intermediário que afetou, principalmente, a Amazônia Central.

Uma pequena ocorrência de calcário, associada a filitos do Grupo Tocantins, foi encontrada no igarapé Lago Vermelho, a cerca de 40 km a NW de Marabá. Durante a Segunda Guerra Mundial, cristal de rocha foi explorado em veios cortando o Grupo Tocantins na bacia do rio Sororó, afluente do Itacaiunas.

Capítulo V

GEOLOGIA DA PROVÍNCIA AMAZÔNICA CENTRAL

A - Generalidades

Esta província limita-se a leste com a Amazônia Oriental . Seu limite oeste é uma linha que, partindo do pico da Neblina, corta os rios Negro, Solimões, Madeira, Aripuanã e Juruena, acompanha o flanco sul da serra do Cachimbo e perde-se por baixo da cobertura recente do alto Xingu.

O limite oeste não é tão bem marcado, geologicamente, como o limite leste. Ele corresponde, aproximadamente, ao limite entre as ocorrências mais extensas e mais esparsas da cobertura sedimentar dobrada. Além disso, o dobramento parece mais intenso a oeste do que a leste daquele limite.

A Bacia Sedimentar do Médio Amazonas divide essa província em duas porções: norte e sul.

B - Parte Norte da Província

Esta parte abrange a totalidade do Território Federal de Roraima, o nordeste do Estado do Amazonas e o Noroeste do Pará. É, em grande parte, coberta por sedimentos aluvionares dos rios Branco e Negro.

1 - Estratigrafia

As primeiras referências às rochas Pré-Cambrianas da região são devidas a DERBY (1877), que descreve os derrames de quartzo-porfiro do rio Trombetas. ALBUQUERQUE (1922) descreve a geologia do curso inferior dos rios Urubu, Uatumã, Jatapu, Trombetas, Erepecuru e Curuã, fazendo referência à ocorrência de rochas vulcânicas junto ao limite da Bacia Sedimentar. RICE (1928) utiliza-se, pela primeira vez no Brasil, de fotografias

aéreas para cartografar os rios Branco, Uraricoera e Parima. Nessa expedição foi acompanhado por Avelino I. Oliveira, que descreve as rochas da região (OLIVEIRA, 1929). PAIVA (1929) reconhece o rio Negro e seus afluentes Içana e Uaupés, sendo até hoje o único trabalho publicado sobre a região. GUIMARÃES (1930, 1947) estuda a petrografia das rochas básicas de Roraima. OLIVEIRA (1937) faz um apanhado sobre os recursos minerais do alto Rio Branco. PAIVA (1939) publica seu clássico trabalho sobre a geologia do norte do Território de Roraima. GANSSE (1954) apresenta uma seção estratigráfica da região dos rios Maú e Uailan. ANDRADE RAMOS (1956) desenvolve trabalhos de campo no norte de Roraima. RUELLAN (1957) coordena os trabalhos de uma equipe de geomorfólogos brasileiros e franceses na parte norte de Roraima. BARBOSA e ANDRADE RAMOS (1959) apresentam um mapa geológico do nordeste de Roraima. BEIGBEDER (1959) apresenta um estudo geomorfológico do alto rio Branco, rico em informações geológicas. FERREIRA (1959) apresenta um estudo petrográfico de rochas do Grupo Uatumã. BOUMAN (1959) apresenta a primeira subdivisão estratigráfica do Grupo Roraima. Numa fase mais recente, RAMGRAB (1968) reconhece o rio Uatumã; OLIVEIRA et al. (1969) descrevem a geologia e os recursos minerais da área do Projeto Roraima; FORMAN (1969 a, b, c e d) efetua reconhecimentos geológicos nos rios Trombetas, Curuã, Erepecuru e Mapuera; AMARAL et al. (1970) e MANDETTA (1970) apresentam resultados de determinações geocronológicas no Território de Roraima; SUSZCZYNSKI (1970), LOCZY (1972) e KLOOSTERMAN (1973) tecem considerações sobre a constituição tectônica da região. Finalmente, BRAUN e RAMGRAB (1972) e RAMGRAB (1973) apresentam os resultados da segunda fase do Projeto Roraima, incluindo o mapa geológico da região, ao norte do equador.

A observação do mapa geológico mostra ser esta região bastante diferente da sua correspondente na Província Oriental. As rochas metasedimentares são tão raras que não podem ser representadas. Em seu lugar estão as rochas vulcânicas e sedimentares. Corpos graníticos estão bem desenvolvidos, intrusivos tanto no complexo cristalino como nas vulcâ-

nicas. Estas rochas, amplamente desenvolvidas na Amazônia Central, constituem a feição mais espetacular do Pré-Cambriano da região. Uma cuidadosa análise da literatura mostra que ela não tem similar em outras áreas Pré-Cambrianas de todo o mundo. Sua área de ocorrência ultrapassa um milhão de quilômetros quadrados, tendo sido também identificada na Venezuela e Guyana.

A primeira classificação estratigráfica, para o extremo norte da região, é devida a OLIVEIRA (1929) e PAIVA (1939). Esses autores, trabalhando em conjunto, apresentam diversas evidências para o empilhamento das rochas da região. Com os dados fornecidos por eles, e seguindo suas denominações, pode-se montar a seguinte coluna estratigráfica:

<i>Diabásio de Mê-Uê</i>	<i>Triássico</i>
<i>Arenito de Roraima</i>	<i>Pré-Cambriano</i>
<i>Granito dos Campos de São Marcos</i>	
<i>Porfíro de Pacaraima</i>	
<i>Série do Rio Branco</i>	<i>Pré-Cambriano</i>
<i>Granito dos Campos de São Marcos</i>	
<i>Gneisses do Alto Rio Branco</i>	<i>Pré Cambriano</i>

Será visto, mais adiante, que essa coluna é bastante semelhante àquela adotada atualmente, demonstrando o cuidado com que os autores interpretaram suas observações. É digna de nota a colocação do Arenito Roraima no Pré-Cambriano. Diversos tipos de gneisses constituem o embasamento da região, sendo anfibólio-biotita gneisse, biotita-anfibólio gneisse e biotita-muscovita gneisse os principais. A Série Rio Branco é constituída predominantemente de quartzitos, com muscovita xistos e diopsídio-anfibólio xistos ocorrendo subordinadamente. Os granitos são muito homogêneos, constituídos de microclina, oligoclásio, biotita, hornblenda e quartzo. Pórfiros felsí-

tigos, quartzo pórfitos, granófitos, felsitos e augita-quartzo diorito são os tipos litológicos predominantes nos Pórfitos de Pacaraima. Um conglomerado basal inicia a seqüência sedimentar do Arenito Roraima, que continua com arenitos, folhelhos, tufos e arcósios, com uma espessura total da ordem de 600 m. Quartzo diabásio e hiperstênio gabro são os tipos litológicos principais do Diabásio de Mê-Uê. PAIVA (1939) menciona claramente a possibilidade de uma interdigitação entre o Arenito Roraima e material piroclástico dos Pórfitos de Pacaraima. Esse autor menciona, ainda, que o derrame de basalto das vizinhanças de Boa Vista não encontra correspondente na região dos pórfitos.

GANSSE (1954) reconheceu que as porções central e ocidental do Escudo das Guianas podem ser subdivididas em quatro grandes unidades: Grupo Embasamento, Grupo Vulcânico, Formação Roraima e depósitos sub-recentes e recentes. De uma maneira resumida, a divisão estratigráfica proposta por esse autor está representada no quadro abaixo:

<i>Formação Roraima</i>	<i>Intrusivas Básicas</i> <i>Membro Roraima Superior</i> <i>Membro Roraima Médio</i> <i>Membro Roraima Inferior</i>
<i>Grupo Vulcânico</i>	<i>Formação Wailan (Uailan)</i> <i>Parte Inferior</i>
<i>Embasamento</i>	

O embasamento é constituído por uma grande variedade de rochas ígneas e metamórficas, predominando granitos e gneisses. A parte inferior do Grupo Vulcânico é formada por uma complexa associação de quartzo-feldspato pórfitos, tufos, aglomerados, lavas básicas, xistos e filitos piroclásticos. A parte superior, denominada formação Wailan, é constituída por folhelhos arenosos e siltosos, com finas intercalações de arenitos argilosos. A par

te basal da formação Wailan é cortada por gabros, com desenvolvimento de hornfels no contacto. A espessura desta unidade atinge 400 m. Depositada discordantemente sobre a formação Wailan, a Formação Roraima inicia com um membro inferior composto de conglomerados areno-quartzíticos que gradam para arenitos grosseiros, numa espessura total da ordem de 200 m. O membro médio é constituído predominantemente por jaspilitos, intercalados com arenitos finos. Jaspilitos verdes são interpretados como de origem vulcânica (piroclástica) enquanto que os jaspilitos vermelhos o são como de origem química. A espessura desse membro pode atingir 300 m. O membro superior é constituído por arenitos de granulação fina a média. Sua espessura total é da ordem de 600 m. As intrusivas básicas ocorrem preferencialmente na formação Wailan e no membro inferior da Formação Roraima. Gansser considera a Formação Roraima como de idade Cretácea.

ANDRADE RAMOS (1956) apresenta a seguinte coluna estratigráfica para a porção norte de Roraima:

Formação Boa Vista	-	Quaternário Moderno
Formação Nova Olinda	-	Quaternário Antigo
Formação Quinô	-	Cretáceo Superior (?)
Formação Roraima	-	Cretáceo (?)
Formação Suapi	-	Devoniano Inferior (?)
Formação Surumu	-	Siluriano (?)
Complexo Cristalino	-	Pré-Cambriano

O complexo cristalino é constituído por gneisses, quartzitos, itabiritos, granitos gneissificados, etc. A Formação Surumu é formada por lavas porfíricas, queratófiros, etc. Ortoquartzitos, metaconglomerados e filitos (sic), mergulhando 10-30° para norte, constituem a Formação Suapi. A Formação Roraima é formada por siltitos e arcósios em atitude sub-horizontal.

A Formação Quinô é formada por rochas básicas, intrusivas nas Formações Suapi e Roraima. Os derrames basálticos das vizinhanças de Boa Vista constituem a Formação Nova Olinda. A Formação Boa Vista é formada por depósitos aluvionares.

BARBOSA e ANDRADE RAMOS (1959) apresentam a seguinte coluna estratigráfica para a parte norte do Território de Roraima:

<i>Recente</i>	<i>Aluviões</i>	
<i>Pleistoceno Plioceno</i>	<i>Formação Boa Vista</i>	
<i>Triássico Superior (?)</i>	<i>Basaltos de plateau, Diabásios, Gabros</i>	
	<i>Formação Roraima</i>	
<i>Cambro- Ordoviciano</i>	<i>Formação Kaieteur</i>	
	<i>Formação Surumu</i>	
<i>Pré-Cambriano Superior</i>	<i>Sistema Guiana</i>	<i>Quartzitos e Xistos</i>
<i>Pré-Cambriano Médio a Inferior</i>		<i>Complexo Cristalino</i>

O Sistema Guiana é formado por gneisses, granitos, migmatitos, pegmatitos, metabasitos, quartzitos, xistos, etc. A Formação Surumu por riolitos, riolacitos, dacitos e ignimbritos. A Formação Kaieteur por arenitos quartzíticos, conglomerados, folhelho e sedimento ferrífero(?), levemente dobrados e incipientemente metamorfizados. Repousando discordantemente sobre a Formação Kaieteur, estaria a Formação Roraima, constituída por arcósios, siltitos argilosos e jaspilitos, levemente dobrados e metamorfizados pelas intrusões básicas. Aqueles autores incluem os derrames basálticos das proximidades de Boa Vista na mesma posição estratigráfica dos gabros, diabásios e noritos que afetam as Formações Roraima e Kaieteur. Da mesma maneira, incluem na Formação Roraima os arenitos da serra do Tucano. Será visto mais adiante que, tanto os derrames basálticos, como esta ocorrência de

arenito, pertencem a um evento mais novo, associado ao desenvolvimento da Fossa Tacutu.

BOUMAN (1959), estudando a Formação Roraima na parte norte do Território, apresentou a seguinte subdivisão da mesma:

Formação Roraima		Espessura	Litologia
	Membro Quinô	700m	Arenitos arcóseos e micáceos, siltitos, folhelhos e conglomerados na base.
	Membro Suapi	620m	Folhelhos micáceos com níveis de siltito e sílex (jaspilito), arenito, intrusiva básica associada a folhelho verde (hornfels?).
	Membro Araí	1150m	Arenitos quartzosos com matriz silicosa e micro-micácea, siltito e importantes lentes conglomeráticas.

Segundo aquele autor, a espessura total ultrapassa 2500 m, pois nem o topo nem a base da secção foram encontrados, existindo também a possibilidade de repetição dentro do Membro Araí, por falhas normais. Menciona, ainda, que a deposição se deu em ambiente continental e que não existe discordância angular entre os membros.

OLIVEIRA et al. (1969) criticam a coluna estratigráfica proposta por BARBOSA e ANDRADE RAMOS (1959), e propõem uma nova, baseada principalmente em trabalhos desenvolvidos na Guiana e Venezuela. Abandonam a denominação Sistema Guiana e incluem a Série Rio Branco de PAIVA (1939) no complexo cristalino. A idade Pré-Cambriana para a Formação Roraima foi baseada nos resultados de determinações geocronológicas efetuadas na Guiana e Venezuela (McDOUGALL et al., 1963 - SNELLING, 1963). Incluem na Formação Roraima a Formação Kaieteur de BARBOSA e ANDRADE RAMOS (1959) e corrigem a posição estratigráfica dos arenitos da serra do Tucano, correlacionados à Formação Roraima pelos mesmos autores, colocando-os na Formação Tacutu. Manifestam, ainda, suas suspeitas com respeito à correlação dos der

ramos de Boa Vista com o magmatismo básico que afeta a Formação Roraima. A coluna proposta por OLIVEIRA et al. (1969) acha-se representada no quadro abaixo:

Quaternário	Depósitos aluvionares (areias e cascalhos)
Terciário	Formação Boa Vista - areias, argilas e cascalho —disc.—
Cretáceo Inf. Jurássico Sup.	Formação Tacutu - arenitos, folhelhos e siltitos —disc.—
Pré-Cambriano	Vulc. Roraima - diques e sills de diabásio, gabro e norito —disc.—
	Formação Roraima - arenitos e conglomerados com folhelhos, siltito e jaspilito subordinados —disc.—
	Formação Surumu - ignimbritos e lavas de composição rio-dacítica —disc.—
	Complexo Cristalino - gneisses, granitos, quartzitos, quartzitos itakiríticos, muscovita xistos, granada xistos e anfíbolitos

AMARAL et al. (1970), baseados em determinações geocronológicas pelo método K-Ar, discutem a estratigrafia Pré-Cambriana do norte de Roraima. Segundo esses autores existiria um paradoxo entre as determinações K-Ar para o Grupo Surumu e para o magmatismo básico que afeta o Grupo Roraima, este datado em cerca de 1800 m.a. e aquele em 1100 ± 90 m.a., quando as relações de campo indicam o contrário. Essa discrepância será discutida com mais detalhe no item referente à geocronologia. Apresentam ainda determinações geocronológicas para rochas do embasamento e intrusivas básicas, do rio Cotingo e proximidades de Boa Vista. Aquelas apresentando variações entre 1570 e 1880 m.a. e estas entre 127 e 146 m.a. Desta maneira, ficaram confirmadas as suspeitas de OLIVEIRA et al. (1969) com respei-

to ao magmatismo básico da região de Boa Vista, associando-o ao desenvolvimento da Fossa do Tacutu, e ficou indicada a presença, na região, do evento Trans-Amazônico. Uma versão mais atualizada desse trabalho, incluindo determinações adicionais, foi apresentado por MANDETTA (1970), que confirmou a existência de magmatismo básico de idade Devoniana-Carbonífera, no vale do Uraricoera, verificado inicialmente por determinação K-Ar efetuada pelo autor. MANDETTA (1970) introduz os nomes: Vulcanismo Nova Olinda, Vulcanismo Uraricoera e Grupo Anauã, respectivamente para o magmatismo básico das proximidades de Boa Vista, para o magmatismo básico do rio Uraricoera e para a sequência de xistos e gneisses do rio Anauã, datados, respectivamente, em 152 ± 26 m.a., 365 ± 10 m.a. e 2527 ± 126 m.a.

SUSZCZYNSKI (1970, pg.1245), sem apresentar justificativa, menciona a seguinte coluna estratigráfica para o norte de Roraima:

<i>Unidade</i>	<i>Espessura</i>	<i>Litologia</i>
<i>Formação Roraima</i>	<i>900 m</i>	<i>arenito arcossiano, conglomerado, folhelho, jaspilitos, lavas básicas e doleritos</i>
<i>Formação Surumu</i>	<i>1000 m</i>	<i>riolitos e ignimbritos</i>
<i>Formação Kaieteur</i>	<i>500 m</i>	<i>conglomerados, arenitos veios de quartzo e aluviões diamantíferos fósseis</i>

BRAUN e RAMGRAB (1972) estabeleceram tentativamente a seguinte coluna estratigráfica para o Território de Roraima:

Quaternário	Coberturas aluviais e colúvio-eluviais parcialmente laterizadas.
Terciário (Plioceno)	Tabuleiros do rio Negro, Formações Barreiras e Alter do chão, etc.
Cretáceo	Formação Tacutu-Apoteri - arenitos associados a derrames basálticos.
Pré-Cambriano	Vulcanismo Roraima - doleritos, gabros e dioritos.
	Formação Roraima - quartzitos, arenitos, conglomerados, siltitos, argilitos, filitos, etc.
	Granito 3 - granitos leucocráticos com oligoclásio e duas micas.
	Granito 2 - granitos granofíricos associados às vulcânicas da Formação Surumu.
	Formação Surumu - vulcânicas ácidas (riodacitos e andesitos), com gradações granitóides.
	Granito 1 - granitos anatexíticos (mesocráticos, biotíticos) e granodioritos.
	Intrusivas Básicas - gabros, metagabros e metabasícas em geral.
	Associação "Anauã - Kuivini" - xistos, quartzitos, gneisses bandeados e metavulcânicas, gradando para granitos e gneisses.
	Associação "Maracá" - Migmatitos, gneisses a duas micas, embrechitos de muscovita xisto, granitos e granodioritos a biotita.
	Associação "Rupununi" - gneisses granitóides, charnockitos, granulitos, gneisses granatíferos, gneisses falcoidais, metabasitos.

Segundo estes autores, as associações são de caráter lito-estrutural, sem conotação estratigráfica.

RAMGRAB (1973) apresenta a seguinte classificação estratigráfica para a parte superior da sequência Pré-Cambriana:

Grupo Parima	Formação Roraima	Membro Pacaraima - arenitos e arcólios
		Membro Tafelberg - associação vulcânico-sedimentar
	Formação Kaieteur	Membro Quinô Membro Suapi Membro Arai
	Formação Surumu	- vulcanitos ácidos em geral

Segundo este autor, as Formações Surumu e Kaieteur estão dobradas, enquanto que a Formação Roraima ocorre predominantemente em atitude sub-horizontal.

Da análise da discussão acima, fica claro que existem sérias discrepâncias relativas à terminologia, nomenclatura e conceituação das unidades litológicas aflorantes no norte de Roraima, evidenciando a necessidade de uma revisão estratigráfica. São as seguintes as principais críticas que podem ser levantadas relativamente às classificações anteriores:

a - o nome Kaieteur foi tirado das cachoeiras do mesmo nome, no rio Potaro, República da Guayana. Este rio nasce nas montanhas Pakaraima e no seu alto curso atravessa rochas sedimentares clásticas (denominadas Formação Roraima pelos geólogos locais) e intrusivas básicas. Nessa localidade, a Formação Roraima é constituída por arenitos e conglomerados sub-horizontais, com folhelhos e jaspilitos ocorrendo subordinadamente. Metamorfismo é observado apenas junto aos contactos com as intrusivas básicas. Na serra Pacaraima, na fronteira Brasil-Venezuela, também ocorrem rochas correlacionáveis à Formação Roraima. Desta maneira, fica evidente que os nomes Kaieteur e Pacaraima não são adequa-

dos, o primeiro porque foi utilizado para designar rochas diferentes daquelas que ocorrem no local de mesmo nome, e o segundo porque pode ocasionar confusão quanto à localização geográfica da área-tipo;

- b- os nomes Quinô, Suapi e Arai foram utilizados por BOUMAN (1959) para designar membros de uma unidade que ele correlacionou à Formação Roraima, nome este então adotado na Venezuela, Guiana, Brasil e Surinam. Anteriormente, ANDRADE RAMOS (1956) havia proposto o nome Suapi para sedimentos mais evoluídos e levemente dobrados da base da seqüência sedimentar, e o nome Quinô para as intrusivas básicas, reservando o nome Roraima para os arenitos sub-horizontais. Na região-tipo dessas unidades, as rochas vulcânicas ácidas da Formação Surumu são cobertas discordantemente por uma seqüência sedimentar, que se inicia por um arenito micáceo, seguindo-se: arenito grosseiro, conglomerado, folhelho vermelho, conglomerado, arenito médio, novamente conglomerado e, finalmente, espessas camadas de arenito. Uma importante falha, de caráter transcorrente, afeta essa seqüência ocasionando a mudança da direção das mesmas, de E-W para N 60°E. Um espesso sill, ou dique, de quartzo gabro é responsável pelo metamorfismo exibido por algumas rochas. Verifica-se, assim, que essa seqüência sedimentar não difere da Formação Roraima típica, tendo sido dobrada e metamorfisada apenas localmente, não havendo justificativa para a criação de uma nova unidade;
- c- o nome Tafelberg provém da montanha de mesmo nome, situada na parte central do Surinam, onde ocorre o afloramento mais oriental da Formação Roraima no Escudo das Guianas. Nessa montanha ocorre uma sucessão de conglomerados, arenitos e tufos vulcânicos, com uma espessura total de 700 m. Os tufos são de cor vermelha a marron, muito duros, tendo sido originalmente confundidos com jaspilitos, confusão esta generalizada para todo o Escudo das Guianas. Esquírulas vulcânicas foram interpretadas como espículas de esponja e com isso a Formação Roraima foi colocada no Paleozóico. A ocorrência de tufos nas partes basal e média da Formação Roraima é bastante generalizada e talvez sirva como

- horizonte-guia para a divisão estratigráfica detalhada desta unidade . O primeiro a utilizar-se desta possibilidade foi GANSSE (1954). A escolha do nome Tafelberg foi infeliz, pois nem os geólogos do Surinam dele se utilizaram para designar essa ocorrência da Formação Roraima ;
- d- a Formação Roraima, com uma espessura de mais de 2500 m na Venezuela e grande diversificação litológica pode ter sua hierarquia litoestrati gráfica elevada para Grupo, como já o fazem alguns geólogos da Venezue la. KEATS (1973) divide a parte inferior da Formação Roraima, situada entre os conglomerados basais e os níveis de tufos (jaspilitos), em nove unidades distintas;
- e- o termo "Assemblage" usado pelos geólogos da Guyana, para uma unidade litoestratigráfica com hierarquia maior do que Grupo, não está de acordo com o Guia Internacional de Terminologia Estratigráfica. Para esses casos existe o termo Supergrupo. Devido ao intenso metamorfismo e de formação que essas rochas apresentam, o termo Complexo seria o mais a-dequado. BRAUN e RAMGRAB (1972) e RAMGRAB (1973) traduzem aquele ter-mo para "Associação" e o utilizam para subdividir as rochas do comple-xo cristalino. Entretanto, afirmam que o termo serve para designar associações lito-estruturais, sem conotação estratigráfica. Além disso, esses autores adotam a nomenclatura usada na Guyana para designar uni-dades litoestratigráficas formais (Rupununi Assemblage e Kuyuwini Group), além de correlacionar a associação Maracá com a Bartica Assem-blage e a parte superior da associação Anauá-Kuyuwini com o Barama Group. Por outro lado, a extrema complexidade da história geológica do complexo cristalino, aliada à intensa deformação e metamorfismo, fazem com que as classificações propostas para a Guyana sejam constante-mente modificadas. Mais ainda, acumulam-se evidências para gradação lateral de uma unidade para outra, como é o caso das Associações Barti-ca e Barama-Mazaruni (SNELLING e McCONNELL, 1969; McCONNELL e DIXON , 1959). As determinações geocronológicas, tanto pelo método K-Ar como

pelo método Rb-Sr (isócrona), têm demonstrado que todas essas associações se formaram ou foram fortemente afetadas no evento Trans-Amazônico (2000 ± 200 m.a.). Tomando-se como base a discussão acima, e levando-se em conta a precariedade das informações geológicas relativamente ao complexo cristalino de Roraima, o autor acredita ser prematura qualquer tentativa de subdivisão do mesmo;

- f- com exceção de GANSSE (1954) nenhum autor mencionou a existência de rochas clásticas (Formação Uailan) associadas ao vulcanismo ácido, no Brasil. Essa associação foi observada na Guyana (Formação Iwokrama e Muruwa) e Venezuela (Grupo Cuchivero), e sua constatação no Brasil é muito importante para o esclarecimento da história geológica da região;
- g- o nome Parima, utilizado por RAMGRAB (1973) para designar o grupo que engloba as Formações Surumu e Roraima, parece ter sido tirado da serra de mesmo nome, que forma a fronteira com a Venezuela na porção noroeste do Território. Outra possibilidade é que tenha derivado do rio assim denominado, que corre paralelamente àquela serra. Entretanto, aquela região não pode ser considerada típica, pois tanto a Formação Roraima como a Formação Surumu não exibem seu melhor desenvolvimento. Nessa região, a Formação Roraima repousa principalmente sobre rochas do complexo cristalino, estando o vulcanismo ácido mal representado, ao contrário do que está indicado no mapa geológico de BRAUN e RAMGRAB (1972);
- h- o nome Nova Olinda, utilizado por ANDRADE RAMOS (1956) para designar os derrames basálticos situados a NW de Boa Vista, deve ser abandonado pois uma unidade homônima, do Carbonífero da Bacia Sedimentar do Amazonas, tem prioridade.

Baseado na discussão acima, o autor resolveu desenvolver uma tentativa de classificação litoestratigráfica para as rochas do extremo norte da Amazônia Central, apresentada no quadro adiante:

Quaternário	Aluviões e coluviões Formação Boa Vista	
Cretáceo Inferior Jurássico Superior	Formação Tacutu	discordância — Mb. Murupuzinho Mb. Serra do Tucano discordância —
Devoniano - Carbonífero	Formação Taiano	
Base do Prê-Cambriano Superior	Formação Roraima	discordância — Intrusivas básicas Membro Cotíngo Membro Maú Membro Araí
	Formação Uailan	discordância —
		? — ?
	Formação Surumu	membro granítico membro vulcânico discordância —
Prê-Cambriano Médio e Inferior	Complexo Mucajaí	Complexo Anauá-Uraricoera

O complexo cristalino foi dividido em apenas duas unidades: o Complexo Anauá-Uraricoera (orientado segundo NN) e o Complexo Mucajaí. Este último forma uma faixa orientada segundo NE limitada por falhas transcorrentes e divide o Complexo Anauá-Uraricoera em duas partes. O nome Maracá, ilha do rio Uraricoera, foi substituído pelo nome daquele rio, que atravessa as rochas do complexo por uma extensão de cerca de 300 km ao norte das falhas transcorrentes. O rio Anauá corta aquelas rochas, ao sul das falhas, por cerca de 200 km. As secções-tipo do Complexo Anauá-Uraricoera podem ser

vistas ao longo daqueles rios. As rochas mais características são: biotita gneisse, biotita xisto, anfibolito, granitos anatéticos, migmatitos, granodioritos e quartzitos. A impressão que se tem é de que os xistos e quartzitos são mais frequentes para NE, indicando um aumento do grau metamórfico de NE para SW (de xisto verde para anfibolito).

O complexo Mucajaí, nome derivado da serra homônima, é constituído por gneisses granitóides, gneisses facoidais, granada gneisses, granitos, charnockitos, granulitos, metabasitos e mica xistos. O grau metamórfico é geralmente mais alto do que no Complexo Anauá-Uraricoera, não raro atingindo o fácies granulito. É possível que o Complexo Mucajaí seja em parte o correspondente de catazona do Complexo Anauá-Uraricoera, profundamente deformado pelo falhamento transcorrente. Granitos de idade incerta são intrusivos em ambos os Complexos.

A Formação Surumu é constituída por dois membros complexamente relacionados. O membro vulcânico é formado por lavas de composição rio-dacítica e rochas piroclásticas associadas, interdigitadas ou cortadas pelo membro granítico, constituído por granitos leucocráticos e sienitos aplíticos. A Formação Uailan é composta de folhelhos com intercalações de siltito e arenito fino, levemente dobrados e metamorfisados. A secção-tipo da Formação Surumu é a bacia do rio Cotingo, e a da Formação Uailan o baixo curso do rio de mesmo nome.

A Formação Roraima é constituída de três membros sedimentares e um magmático. O Membro Araí, inferior, tem sua localidade-tipo na serra de mesmo nome. É formado por conglomerados, arenitos grosseiros e arenitos micáceos. O Membro Maú, constituído por tufo silicificados (jaspilitos), folhelhos, siltitos e arenitos. Sua localidade-tipo é a faixa compreendida entre os rios Maú e Cotingo e os paralelos $4^{\circ}40'$ e $4^{\circ}50'$ e a secção-tipo é um trecho do rio Maú, entre a foz do rio Canã e 10 km acima da cachoeira de Uranduique. O Membro Cotingo é composto de arenitos quartzíferos de granulação média e fina, normalmente exibindo estratificação cruzada. Sua secção-tipo pode ser observada no alto curso do rio Co -

tingo, até o monte Roraima. Esses três membros têm espessura máxima, respectivamente, da ordem de 600, 300 e 1200 m. As rochas básicas (gabros, noritos e diabásios) são intrusivas, particularmente, no Membro Araí e no limite entre os Membros Maú e Cotingo. Metamorfismo de contacto, com desenvolvimento de hornfels, é a feição comum junto às intrusões. Na região do monte Roraima, o sill intrusivo na base do Membro Cotingo tem uma espessura da ordem de 300 m.

Um notável conjunto de diques de diabásio, alguns dos quais com espessuras superiores a 100 m, orientados segundo N 50 E, constituem a Formação Taiano. Esse nome foi tirado da serra homônima, situada cerca de 80 km a NW de Boa Vista, onde essas intrusivas básicas estão melhor desenvolvidas. Os diques estendem-se desde o rio Mucajaí até o rio Parimé, ao longo de mais de 100 km. Sua idade, de acordo com duas determinações geocronológicas, corresponde ao limite Devoniano-Carbonífero.

A Formação Tacutu constitui a parte aflorante de um espesso pacote de rochas, que preenche uma fossa tectônica orientada segundo ... N 50 E, paralela às grandes falhas transcorrentes que afetaram a porção norte do Território. O Membro Serra do Tucano é constituído por arenitos e folhelhos siltosos com espessura desconhecida. O Membro Murupuzinho, nome tirado das serras homônimas situadas cerca de 5 km a NW de Boa Vista, é formado por derrames basáltico-andesíticos intercalados ao Membro Serra do Tucano. Estudos palinológicos desenvolvidos por Van Den HAMMER e BURGER (1966), na Guyana, indicam idade Cretácica Inferior-Jurássica para os sedimentos da Formação. Essa idade foi confirmada por determinações geocronológicas no Membro Murupuzinho. Rochas associadas a este Membro formam o notável enxame de diques de diabásio, que afeta a porção norte do Território, entre os rios Maú e Cotingo. A interpretação do mapa de anomalias magnéticas da Guyana indica que a espessura total do pacote de lavas e sedimentos atinge 6000 m na fronteira com o Brasil (HOOD e TYL, 1973).

A Formação Boa Vista é constituída por areias, argilas e cascalhos pouco consolidados, de idade incerta, provavelmente Quaternária

antiga. Esta unidade forma a maior parte da extensa planície (campos de São Marcos) que ocupa cerca de 30.000 km² da porção norte do Território. Depósitos aluvionares acompanham os rios principais da região e depósitos coluvionares são bem desenvolvidos no sopé das serras.

Infelizmente, não se dispõe de tal quantidade de dados geológicos para a região sul desta parte da Amazônia Central. A grande maioria dos trabalhos refere-se a reconhecimentos no baixo curso dos principais rios da região.

DERBY (1877), citando C.F. Hartt, descreve quartzitos e rochas similares atravessados por enormes diques de pórfiro, no rio Trombetas. Esse autor manifesta ainda a possibilidade de que alguns tipos amorfos sejam de origem ígnea e faz correlação com rochas semelhantes do rio Tapajós.

ALBUQUERQUE (1922) descreve rochas do mesmo tipo nos rios Uatumã e Erepecuru, também associadas a vulcanismo ácido, e, correlaciona-as com aquelas descritas por DERBY (1877).

OLIVEIRA e LEONARDOS (1940) definem a "Série" Uatumã como um conjunto de arenitos de granulação fina, assim como outras rochas, metamorfoseados pelo contacto com intrusões de pórfiros vermelhos. Estendem essa denominação a rochas semelhantes que afloram em ambos os flancos da Bacia Sedimentar do Amazonas.

FERREIRA (1959) verifica que grande parte das rochas atribuídas à "Série" Uatumã são na realidade tufos, associados a grauvas. É importante notar que esse autor descreve apenas tufos, na localidade típica desta unidade.

A partir de 1960, os geólogos da PETROBRÁS aplicam o nome Formação Uatumã para um espesso pacote de rochas sedimentares capeado discordantemente pelas unidades Paleozóicas. BOUMAN et al. (1960) descrevem a secção-tipo da Formação Uatumã, localizada no poço A1st-1-Am (rio Acarí), assim constituída, de cima para baixo:

- Unidade Dolomito-Calcário - dolomito fracamente metamorfisado; calcá-

rio dolomítico, variegado, duro, cristalino, com estilólitos e zonas de brecha; lentes argilosas e leitos de arenito quartzítico.

- Unidade Red-Beds - siltito e folhelho com intercalações de calcário no topo e arenito na base.
- Unidade Arenitos - arenito quartzítico no topo;
arenito siltoso com intercalações de siltito e argilito na base.
- Unidade Basal - arenito e argilito interlaminados no topo;
folhelho silicoso e sílex no meio;
arenitos arcóseos e leitos conglomeráticos na base.

A espessura total na secção-tipo é de 627 m, mas aquele autor menciona que no poço SLst-1-Am (Solimões) foi atravessada uma secção de 987 m, sem ter sido atingida a base da unidade. Menciona ainda que no rio Tapacurazinho, afluente do Tapajós, foi medida uma secção com mais de 1000 m de espessura.

MORALES (1960) denomina aquelas rochas de Formação Jaú-Acari, baseado em observações de geólogos da PETROBRÁS no baixo rio Negro e em perfurações.

FORMAN (1969a) propõe o nome Grupo Fumaça para designar um conjunto formado por quartzo-sericita xisto, arcósio, vulcânicas ácidas (dacitos, riolitos, ignimbritos e rio-dacitos), vulcânicas intermediárias (andesitos e piroclásticas associadas), intrusivas ácidas e intrusivas básicas. Em trabalhos subsequentes este autor (FORMAN, 1969b, c, d) estende essa denominação a seqüências similares aflorando nos rios Uruá, Erepecuru e Mapuera. Denomina Formação Uatumã um afloramento de meta-arcósios e quartzo-sericita-microclina xistos, na ilha do Descanso, rio Erepecuru.

SUSZCZYNSKI (1970) utiliza informalmente a designação "série Uatumã", que no seu entender é constituída pelas seguintes rochas: con

glomerados, vulcânicas ácidas, tufos, arenitos quartzosos, arenitos arco-sianos e feldspáticos de cor verde, depósitos de manganês e quartzitos feríferos.

CAPUTO et al. (1972), em importante trabalho de revisão estratigráfica da Bacia Sedimentar do Amazonas, restringem a denominação Uatumã às rochas vulcânicas (tufitos e riolitos pórfitos) e elevam a hierarquia dessa unidade para Grupo. Esses autores propõem o nome Formação Prosperança para um pacote de arenitos e siltitos depositado por sobre o Grupo Uatumã, e o nome Formação Acari para um pacote de calcários, dolomitos, argilitos e siltitos, depositado sobre a Formação Prosperança. No trabalho citado não está claro, mas parece que a Formação Prosperança corresponde a parte da unidade red-beds e à totalidade das unidades arenito e basal de BOUMAN et al. (1960), e a Formação Acari à unidade dolomito-calcário e topo da unidade red-beds. O nome Prosperança deriva do igarapé homônimo, afluente do baixo rio Negro. A denominação Acari provem do rio, afluente do Canumã, onde foi feita a sondagem que contém a secção-tipo. Segundo esses autores a idade dessas Formações está situada entre o Pré-Cambriano Superior e o Ordoviciano.

KLOOSTERMAN (1973) usa a denominação Uatumã para a seqüência sedimentar, correlacionando-a à Formação Roraima.

O autor endossa as sugestões de CAPUTO et al. (1972), mas tem duas observações a fazer:

- a - a prioridade na nomenclatura dos arenitos da Formação Prosperança não se deve a PAIVA (1929), mas sim a CARVALHO (1926) que os denominou "Arenito dos Travessões";
- b - os autores afirmam que a Formação Acari somente foi detectada em sondagens. Entretanto MOURA (1932) descreve calcários associados aos arenitos do alto Tapajós, numa associação muito parecida com a descrita por BOUMAN et al. (1960) para a sondagem do rio Acari.

Na segunda parte deste capítulo o autor discutirá, com mais detalhes, o problema da classificação estratigráfica dessas rochas.

Na região sul desta parte da Amazônia Central ocorrem apenas sedimentos correlacionados à Formação Prosperança, incluindo a localidade-tipo desta unidade. A observação do mapa geológico sugere a possibilidade de correlação entre as Formações Prosperança e Roraima, que possuem idade e relações estratigráficas bastante semelhantes. Na região abrangida pelo alto curso dos rios Uatumã, Jatapu e Trombetas, sedimentos deste tipo são raros. A ocorrência mais importante localiza-se no rio Pitinga, afluente do Uatumã, onde arenitos associados a siltitos, conglomerados e tufos silicificados, preenchem um braqui-sinclinal formado em rochas vulcânicas do Grupo Uatumã. Essa ocorrência, dada sua litologia e posição com relação ao Grupo Uatumã, pode ser correlacionada tanto com a Formação Roraima como com a Formação Prosperança, muito embora as semelhanças com a primeira unidade citada sejam maiores.

As rochas do Grupo Uatumã são correlacionáveis tanto em litologia como em idade com a Formação Surumu. Elas ocorrem no médio e baixo curso dos rios Uatumã, Jatapu, Mapuera, Trombetas, Erepecuru, Curuã e Maecuru. O nome Fumaça, proposto para estas rochas, deve ser abandonado em função da prioridade do nome Uatumã. Esta unidade caracteriza-se por uma grande variedade de rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e seus correspondentes plutônicos. Os seguintes tipos litológicos tem sido descritos no Grupo Uatumã: riolitos, andesitos, dacitos, rio-dacitos, tufo rio lítico, tufo dacítico, tufo andesítico, ignimbritos, brechas e aglomerados vulcânicos, granófiros, biotita microgranito, hornblenda microgranito, microdiorito, microgranodiorito, granitos leucocráticos, arcósios e grauvas. Estas duas últimas rochas são interpretadas como derivadas de cinzas vulcânicas transportadas e depositadas em meio aquoso. Alguns granitos são nitidamente intrusivos nas vulcânicas, enquanto que outros parecem estar intimamente interdigitados com elas.

O complexo cristalino aflorante no alto curso dos rios acima mencionados é muito mal conhecido. As raras descrições existentes apontam ocorrências de gneisses, migmatitos, granitos, granodioritos e mica

xistos. Diques básicos são encontrados afetando indistintamente as três unidades.

2 - Geocronologia

As determinações K-Ar e Rb-Sr disponíveis para esta parte da Amazônia Central estão relacionadas, respectivamente, nas tabelas V e VI. O mapa da figura 4 indica a localização das amostras analisadas.

A observação da tabela V demonstra uma grande dispersão dos valores K-Ar, com variações entre 4400 e 127 m.a. De maneira a melhor explicar a variação observada para as rochas Pré-Cambrianas discutir-se-á, inicialmente, o problema da idade das Formações Surumu e Roraima.

Uma isócrona, construída com os valores Rb-Sr para rochas vulcânicas da Formação Surumu, forneceu uma idade de 1580 ± 23 m.a. ($R_i = 0,714 \pm 0,012$) para esta unidade. Este valor é bastante semelhante àquele obtido por PRIEM et al. (1973) para tufos intercalados na Formação Roraima, em Tafelberg (1579 ± 20 m.a., $R_i = 0,712 \pm 0,013$). Estes resultados permitem colocar em dúvida as idades anteriormente obtidas para as intrusivas básicas na Formação Roraima, freqüentemente consideradas como estando situadas entre 1800 e 1700 m.a. SNELLING e McCONNELL (1969) apresentaram duas isócronas, uma para as rochas básicas e outra para um hornfels junto ao contacto com as intrusivas, com idades, respectivamente, de 1695 ± 66 m.a. e 1640 ± 30 m.a. McDOUGALL et al. (1963) haviam apresentado anteriormente uma isócrona Rb-Sr para as intrusivas básicas, com 1850 ± 110 m.a. Determinações K-Ar, também apresentadas nestes trabalhos, mostram variações entre 2091 e 1540 m.a. Para o Brasil, as rochas básicas analisadas pelo autor e por MANDETTA (1970) apresentaram variações entre 1336 e 1892 m.a. Torna-se bastante evidente que os métodos geocronológicos apresentam anomalias raramente verificadas em outras áreas, qual seja a de idades K-Ar mais velhas que suas correspondentes Rb-Sr (isócrona). Uma explicação bastante razoável para essa anomalia foi dada por HEBEDA et

TABELA V

Determinações K-Ar para a parte norte da Amazônia Central

Nº Lab.	Nº Campo	Mineral	Rocha	%K	$A_{\text{rad}}^{40}\text{CCNTP/g. } 10^{-5}$	$A_{\text{Ar}}^{40} (\%)$	Idade (10^6 anos)
805*	11-A-66	Rocha Total	Riolito	4,249	31,110	7,61	1228 ± 38
1075+	RTG-4-67	Rocha Total	Basalto	1,367	1,011	31,31	177 ± 16
1090+	RTG-2-67	Rocha Total	Basalto	0,933	0,566	31,52	146 ± 4
1622	RR-61	Rocha Total	Riolito	3,839	22,640	1,04	1092 ± 49
1623	RR-64	Rocha Total	Riolito	4,046	23,630	2,52	1084 ± 49
1624	RR-2	Anfibólio	Anfibolito	0,171	2,118	6,15	1837 ± 73
1625	RR-10	Anfibólio	Anfibolito	0,682	6,689	3,64	1575 ± 64
1693	RR-76	Rocha Total	Riolito	3,614	26,500	0,95	1284 ± 55
1697	RR-156	Rocha Total	Basalto	1,018	0,533	76,50	127 ± 19
1698	RR-143	Rocha Total	Diabásio	0,495	0,818	24,42	375 ± 22
1720	RR-148	Rocha Total	Gabro	0,910	9,442	8,03	1635 ± 66
1721	RR-72	Rocha Total	Riolito	3,627	25,050	1,17	1229 ± 48
1725	RR-96	Rocha Total	Riolito	3,574	12,520	3,97	721 ± 36
1846	RR-4	Rocha Total	Anfibolito	0,284	1,157	37,32	816 ± 48
1847	RR-141	Rocha Total	Anfibolito	0,163	11,450	4,12	4402 ± 89
1848	RR-15	Rocha Total	Anfibolito	0,357	3,787	34,38	1659 ± 62
1850	RR-95	Rocha Total	Riolito	3,564	21,270	2,15	1102 ± 57
1851	RR-70	Rocha Total	Granito	5,005	35,870	0,87	1263 ± 47
1852	RR-78	Rocha Total	Sienito	4,003	19,040	2,35	924 ± 10
1853	RR-3	Rocha Total	Anfibolito	0,266	2,578	33,31	1563 ± 58

-CONTINUA

T A B E L A V - continuação

Nº Lab.	Nº Campo	Mineral	Rocha	%K	$A_{\text{rad}}^{40}\text{ccCNTP/g. } 10^{-5}$	$A_{\text{Ar}}^{40} (\%)$	Idade (10^6 anos)
1885**	RR-226	Rocha Total	Diabásio	0,351	0,549	68,71	356 ± 32
1887**	CUJ-1	Rocha Total	Diabásio	0,698	5,411	33,66	1336 ± 65
1888**	RR-223-1	Rocha Total	Basalto	1,176	0,724	34,44	148 ± 9
1889**	RR-68	Rocha Total	Diabásio	0,725	9,415	4,09	1892 ± 69
1890**	RR-67-3	Rocha Total	Diabásio	0,500	5,784	26,93	1758 ± 81
1891**	RR-222-1	Rocha Total	Basalto	0,368	0,230	80,18	151 ± 14
1893**	RR-70-1	Rocha Total	Diabásio	0,714	6,996	5,49	1574 ± 60
1895**	RR-203-4	Rocha Total	Gabro	0,602	0,510	56,68	201 ± 18
1897**	RR-203-1	Anfibólito	Granito	2,194	13,260	7,99	1113 ± 91
1899**	RR-464	Biotita	Diorito	3,531	37,970	1,31	1675 ± 68
1900**	N. OLINDA	Rocha Total	Basalto	1,786	1,564	36,90	208 ± 14
1901**	RR-202-1	Rocha Total	Basalto	0,832	0,622	79,51	179 ± 33
1906**	BV-CARAC	Rocha Total	Basalto	0,416	0,278	82,04	161 ± 17
1907**	RR-325-1	Biotita	Gneisse	2,475	52,450	0,24	2531 ± 12
1910**	RR-264	Biotita	Granito	4,370	45,360	1,31	1636 ± 75
1911**	RR-286	Ortoclásio	Granito	3,940	15,340	4,72	797 ± 101
1913**	N. OLINDA(R)	Rocha Total	Basalto	1,786	1,126	26,28	152 ± 13
1542	A-21-16	Rocha Total	Granito	4,527	33,170	2,23	1283 ± 56
1543	A-21-20	Rocha Total	Granito	0,146	1,796	21,69	1832 ± 82
1544	A-21-22	Rocha Total	Riolito	3,317	19,290	1,21	1081 ± 49

TABELA V - continuação

Nº Lab.	Nº Campo	Mineral	Rocha	%K	$A_{\text{rad}}^{40}\text{ccCNP/g. } 10^{-5}$	$A_{\text{Ar}}^{40} (\%)$	Idade (10^6 anos)
1566	A-11-02	Anfibólio	Granito	0,542	3,704	15,97	1220 ± 58
1572	A-21-17	Rocha Total	Granito	2,076	12,110	3,62	1083 ± 49
1573	A-21-11	Anfibólio	Granito	0,452	3,008	9,38	1195 ± 55
1588	W-1	Rocha Total	Riolito	3,924	38,800	27,72	1584 ± 75
1939	ER-36	Rocha Total	Granito	4,919	38,520	2,64	1346 ± 15
1940	TR-80	Rocha Total	Andesito	4,838	24,990	2,38	986 ± 41
1941	CA-110	Rocha Total	Diabásio	1,803	3,343	27,17	416 ± 7
1942	MP-10	Rocha Total	Granito	3,823	23,650	4,86	1132 ± 46
1943	CA-78	Rocha Total	Granito	3,541	23,490	6,77	1193 ± 12
1944	TR-79	Rocha Total	Diabásio	1,846	15,400	2,19	1408 ± 50
3+	AM-7-AM	Rocha Total	Diabásio	0,453	0,372	16,03	196 ± 7
1387	AM-1-AM	Rocha Total	Riolito	3,281	19,320	1,66	1091 ± 42

+ Segundo Andreas Von Blazekovic (Relatório de estágio - Centro de Pesquisas Geocronológicas-USP)

* Segundo Melcher e Isotta (1966)

** Segundo Mandetta (1970)

TABELA VI

Determinações Rb/Sr na parte norte da
Amazônia Central

Nº Lab.	Nº Campo	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$	$\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$	Idade convencional 10^6 anos
*6606	8-A-66	0,8720	6,000	1834
	RR-61	0,8191	4,690	1593
	RR-64	0,8563	5,760	1729
	RR-70A	1,1528	18,700	1599
	RR-70B	1,1536	18,700	1600
	RR-72	0,7557	1,730	1850
	RR-76	0,7811	2,760	1778
	RR-78	0,7750	2,790	1614
	PA-219	0,7030	0,011	--
	W-1	0,7260	0,873	1388
	A-21-11	0,7123	0,355	819

* Segundo Hurley et al. (1968)

Figura 4 - Mapa de localização das amostras submetidas a determinação geocronológica, na parte norte da Amazônia Central.

al. (1972, 1973), que estudaram detalhadamente o Dolerito de Avanavero, no Surinam, correlacionado às intrusivas de Roraima. Esses autores, com base em 22 determinações Rb-Sr e 61 determinações K-Ar, definiram uma idade de 1603 ± 27 m.a. para essa intrusão, e demonstraram a presença de argônio radiogênico em excesso, responsável pelas idades mais altas. Desta maneira, fica demonstrado que as Formações Surumu e Roraima são quase sincrônicas, situando-se suas idades em torno de 1600 m.a.

As determinações K-Ar nas vulcânicas da Formação Surumu, sem contar os valores altamente anômalos, concentram-se em torno de 1175 ± 90 m.a. Este valor coincide com o Episódio Metamórfico Nickerie de PRIEM et al. (1971) e com o Episódio de Milonitização K'Mudku de C. N. Barron (In: PRIEM et al., 1971). Segundo esses autores, tais eventos causaram um rejuvenescimento das idades K-Ar em rochas do embasamento do Escudo das Guianas, a oeste de uma linha hipotética que corta o Surinam na altura do meridiano 56° WG. O prolongamento, para sul, dessa linha coincide aproximadamente com o limite entre a Amazônia Oriental e Central. Nota-se que as rochas vulcânicas somente são bem desenvolvidas a oeste daquela linha, sugerindo alguma associação entre elas e os episódios de rejuvenescimento das idades K-Ar. Hipóteses relativas a tal associação serão tratadas no capítulo sobre a evolução tectônica da Amazônia.

A análise dos valores K-Ar obtidos para as rochas do complexo cristalino (Vide tabela V) mostra a intensidade daqueles episódios, pois apenas quatro amostras forneceram idades mais antigas que aquelas adotadas para a Formação Surumu (1600 m.a.). A amostra RR-141, um piroxênio anfíbólico, forneceu uma idade de 4402 ± 89 m.a. Ela foi coletada junto à fronteira com a Guyana e está associada a rochas granulíticas correlacionadas ao Grupo Kanuku daquele país. SPOONER et al. (1970) apresentam uma isócrona Rb-Sr para rochas do Grupo Kanuku indicando uma idade de 2020 ± 100 m.a. Excesso de argônio em rochas metamórficas de alto grau são frequentes na literatura geocronológica. PUSHKAREV (1971), baseado em trabalhos experimentais, conclui que o excesso de Ar^{40} parece devido a diferenças entre a

pressão parcial daquele gás dentro e fora do sistema analisado, causadas por condições de pressão e temperatura normais a vários processos magmáticos e metamórficos. É interessante notar que HEBEDA et al. (1972) propõem mecanismo semelhante para o excesso de argônio observado nas intrusivas básicas da Formação Roraima, que teria sido causado por diferenças na pressão parcial do Ar^{40} nas rochas básicas e na rochas do embasamento na época do Episódio Nickerie. Será demonstrado, na segunda parte deste capítulo, que eventos similares afetaram também a parte sul da Amazônia Central, apresentando características muito semelhantes ao criptomorfismo de KHAIN (1965), detectado apenas nas determinações K-Ar, não se manifestando significativamente nas rochas sedimentares (Formação Roraima e similares). Não se dispõe de evidências para afirmar que aquela anomalia de idade tenha sido devida ao metamorfismo regional que acompanhou o evento Trans-Amazônico ou ao Episódio Nickerie. Apenas outras três amostras (RR-323-1, RR-2 e A-21-20) apresentaram valores maiores que os da Formação Surumu, mas não permitem conclusões seguras a respeito da idade do complexo cristalino.

Pelo menos três fases de atividade magmática básica Fanerozoica foram detectadas pelas determinações K-Ar. A mais antiga, com idade em torno de 416 m.a., foi obtida para a amostra CA-110 do rio Curuã. É importante notar que idades similares foram obtidas por SNELLING e McCONNELL (1969) no sul da Guyana, e correspondem aproximadamente ao Siluriano Inferior. A segunda fase é representada pela Formação Taiano, para a qual dispõe-se de duas determinações (amostras RR-143 e RR-226) com valores de 375 ± 22 e 356 ± 32 m.a., caracterizando aproximadamente o limite entre o Devoniano e o Carbonífero. A terceira fase apresenta uma distribuição muito ampla, com idades variando entre 127 e 208 m.a., muito maior que o erro analítico, podendo representar mais de um período de atividade magmática. Este evento corresponde ao intervalo Triássico Inferior-Cretáceo Inferior, e apresenta correspondentes em outros locais da Amazônia. PRIEM et al. (1968a, 1970) apresentam resultados de 11 determinações K-Ar em diques básicos do Surinam, obtendo uma idade de 227 ± 10 m.a. (base do Triás

sico). Uma amostra isolada forneceu idade de 178 m.a. (Jurássico Inferior). Várias outras de rochas das unidades mais antigas, coletadas nas proximidades de intrusivas básicas jovens forneceram idades intermediárias, causadas provavelmente por efeitos termais.

3 - Estrutura

A feição estrutural mais espetacular da região é o sistema de falhas transcorrentes, que se estende das proximidades do pico da Neblina até a Guyana, ao longo de mais de 800 km. A Fossa do Tacutu está associada a esse falhamento, e sua espessura total atinge os 6000 m (HOOD e TYL, 1973). Sua idade é desconhecida, mas sabe-se que ele deformou os diques básicos da Formação Taiano (Devoniano - Carbonífero) e serviu de conduto aos derrames básicos da Formação Tacutu. Todavia, como acontece normalmente em estruturas desse tipo, é possível que ele seja mais antigo e tenha sido reativado em diversas ocasiões. Estruturas sigmoides, manifestadas particularmente pelas falhas de direção NW, no noroeste de Roraima, são bastante conspícuas.

A ausência de afloramentos significativos de rochas vulcânicas da Formação Surumu e do Grupo Uatumã, numa faixa com cerca de 400 km de largura, paralela às falhas transcorrentes, permite supor a existência de um grande arqueamento, aqui denominado formalmente de Arco Rio Branco. É importante notar que o Arco Rio Branco é paralelo à Bacia Sedimentar do Amazonas, parecendo existir uma associação genética entre as duas unidades. A existência da Fossa do Tacutu e do magmatismo básico associado contribuem para melhor caracterizar aquela feição (BELOUSSOV, 1969).

Uma das raras ocorrências de sedimentos correlacionados à Formação Roraima, ao sul do Arco Rio Branco, é aquela que preenche o braquisinclinal do rio Pitinga (1°S, 59°W). Esta feição tem forma elíptica, com cerca de 60 km no eixo maior e 25 km no menor. Seu eixo principal tem direção aproximada E-W, não parecendo estar associado a falhamento paralelo. Feições semelhantes, afetando a Formação Roraima, são conhecidas na

Venezuela (HARTMAN e BRENNAN, 1972).

As rochas foliadas do Complexo Anauã-Uraricoera exibem lineamentos orientados predominantemente segundo NNW. No Complexo Mucajaí, devido à ação do falhamento transcorrente, os lineamentos orientam-se predominantemente para NE. Intrusões graníticas, de contornos quase circulares, são conhecidas no alto curso dos rios Parima, Mucajaí e Catrimani.

As lavas da Formação Surumu exibem lineações orientadas preferencialmente segundo WNW. Em alguns lugares, como por exemplo a NW e SE do rio Cotingo, na altura de $4^{\circ} 30' N$, elas apresentam-se contorcidas, intercaladas com tufitos, e associadas com granitos, parecendo representar remanescentes de edifícios vulcânicos (RUELLAN, 1957).

Todo o extremo nordeste de Roraima, em especial o interflúvio Cotingo - Maú, é cortado por um notável enxame de diques básicos com direção N 40-50 E, associados ao Membro Murupuzinho da Formação Tacutu.

Três são as direções principais de fraturamento na região: N-S a NNE, N 50-70 E e N 40-50 W, sendo que as duas últimas são as mais importantes.

4 - Recursos Minerais

O recurso mineral mais importante, e praticamente o único a ser explorado, é o diamante. Todas as ocorrências localizam-se na parte norte do Território de Roraima, junto às fronteiras com a Venezuela e Guayana. As primeiras foram descobertas em 1912, mas somente por volta de 1936 é que começaram a ser exploradas com maior intensidade. A maior produção foi registrada em 1944, quando foram extraídos mais de 29.000 quilates. A produção atual não deve ultrapassar a casa dos 5.000 quilates. O diamante é produzido em três áreas principais:

- a - bacias dos rios Cotingo e Maú - com vinte garimpos;
- b - serra do Tepequén - com apenas dois garimpos e
- c - alto curso dos rios Uraricoera e Parima - contando com um só garimpo.

As duas primeiras são as mais importantes, sendo responsáveis por mais de 90% da produção. Nas três áreas o diamante é extraído de cascalheiras recentes a sub-recentes, derivadas provavelmente do retransportamento dos conglomerados basais da Formação Roraima, apontados como sendo a matriz secundária do diamante. As considerações sobre a matriz primária são bastante especulativas. Os satélites mais comuns são: ilmenita, turmalina negra, pleonasto, coríndon, espinélio e, ocasionalmente, topázio. Verifica-se que minerais típicos de kimberlitos são ausentes e, com exceção da turmalina e topázio, eles são acessórios comuns de rochas básicas, abundantes na região.

O ouro ocorre associado ao diamante, sendo sub-produto da extração deste, especialmente nas bacias do Cotingo e Maú e na serra do Tenquên. Em alguns locais o ouro ocorre sem diamante, como é o caso do igarapé Mina Seca, afluente do Maú, e do alto curso do rio Tacutu, o primeiro associado à Formação Surumu e o segundo aos xistos do Complexo Anauá-Uraricoera. Análises químicas em rochas básicas intrusivas na Formação Roraima, efetuadas na Guyana, indicaram teores médios da ordem de 0,85 g de ouro por tonelada, sugerindo serem essas rochas uma das fontes daquele elemento. Nas savanas do sul da Guyana o ouro ocorre também associado a granitos (Younger Granites) de idade Trans-Amazônica. Ouro também foi garimpado nos aluviões da bacia do rio Erepecuru.

Pegmatitos mineralizados em tantalita, columbita, cassiterita e euxenita são conhecidos no Complexo Anauá-Uraricoera e no Complexo Mucajá. Não se tem idéia da potencialidade dessas ocorrências.

O vulcanismo ácido da Formação Surumu e Grupo Uatumã e granitos associados são altamente promissores para a concentração de elementos não ferrosos. Duas ocorrências de molibdênio são conhecidas, em rochas da Formação Surumu, no rio Parima e nas proximidades da Vila de Surumu. Cobre ocorre no igarapé Araçá, afluente do Surumu, junto a uma intrusão granítica (serra do Mel) em rochas vulcânicas. Na serra Sete de Setembro, na bacia do rio Trombetas, o cobre ocorre em zonas de propilitização

em andesitos do Grupo Uatumã.

Na margem direita do rio Uailan, no seu baixo curso, ocorrem crostas de óxido de manganês derivadas de intemperismo de rochas básicas. Seu maior interesse reside no elevado teor (acima de 2%) em óxido de cobalto. Uma ocorrência similar é apontada na bacia do rio Cotingo. Lateritas aluminosas, também associadas a rochas básicas, são conhecidas na serra do Araí e em Urundiue, no rio Maú. A ocorrência da serra do Araí apresenta teores da ordem de 53% de Al_2O_3 , 2% de SiO_2 e 17% de Fe_2O_3 . Concentrações de areias ilmeníticas, sem interesse econômico, são conhecidas na Formação Roraima (Caju, vale do Quinô). Na Guyana, junto à fronteira com o Brasil, foram encontradas importantes anomalias radioativas em sedimentos da Formação Roraima.

C - Parte Sul da Província

Esta região abrange a porção sudoeste do Pará, sudeste do Amazonas e norte de Mato Grosso.

1 - Estratigrafia

DERBY (1877) é o primeiro a descrever as rochas vulcânicas do rio Tapajós, ao mesmo tempo que as correlaciona com aquelas do rio Trombetas.

Von FRITSCH (1886) descreve as rochas do rio Xingu, coletadas na Expedição Von Den Steiner, e correlaciona os arenitos do Brasil Central àqueles de Roraima.

OLIVEIRA (1915) descreve as rochas dos rios Canumã, Sucundiari, Arinos, São Manoel e Roosevelt.

CARVALHO (1926), acompanhado por A.I. Oliveira, efetua reconhecimento geológico nos rios Abacaxis, Amana, Mauê-Assu, Monguba, Parauari e Urupadi.

OLIVEIRA (1928) reconhece o rio Xingu até São Felix e, par-

tindo daí, o rio Fresco até Gorotire.

MOURA (1932) efetua reconhecimentos geológicos na bacia do rio Tapajós, até o Estado do Mato Grosso.

ANDRADE RAMOS (1954) reconhece o rio Fresco desde a foz do igarapé Barreiro até a foz do igarapé Nhoquim, ao longo de cerca de 100km.

FERREIRA (1959) descreve rochas dos rios Tapajós, Parauari e Xingu, correlacionando-as ao Grupo Uatumã.

ALMEIDA e NOGUEIRA Fº (1959) reconhecem o rio Aripuanã desde sua foz até a cachoeira de Dardanelos.

PARADA et al. (1966) descrevem a estratigrafia e os recursos minerais da bacia do rio Fresco.

COSTA (1966) descreve os depósitos de manganês dos rios Sucunduri e Sucundurizinho.

BARBOSA et al. (1966), num dos trabalhos mais extensos já realizados na Amazônia, discutem a estratigrafia, estrutura e recursos minerais da parte sul da região.

BARBOSA (1966) apresenta um mapa fotogeológico e discute os recursos minerais de uma área com cerca de 115.000 km² do médio Tapajós.

ANDRADE RAMOS (1967) discute a estratigrafia do bloco Araguaia - Xingu, apresentando uma síntese dos trabalhos de BARBOSA et al. (1966) e de PARADA et al. (1966).

HURLEY et al. (1968) e MELCHER e ISOTTA (1968) apresentam algumas determinações geocronológicas para rochas da região.

SUSZCZYNSKI (1970) e o autor (AMARAL, 1970 e 1971) apresentam esquemas de evolução tectônica da Amazônia, englobando a região ora em discussão.

CAPUTO et al. (1972), num trabalho de revisão estratigráfica da Bacia Sedimentar Amazônica; discutem a posição e nomenclatura das rochas sedimentares e vulcânicas Pré-Cambrianas.

LIBERATORE (1972) apresenta o relatório final do Projeto Aripuanã - Sucunduri, executado pela CPRM para o DNPM.

SUDAM/GEOMINERAÇÃO (1972) e SUDAM/GEOMITEC (1972) apresentam os resultados de programas de pesquisa mineral nas bacias, respectivamente, dos rios Iriri e Jamanxin.

O Instituto de Desenvolvimento Econômico e Social do Pará (IDESP, 1972) apresenta comunicação sobre o Projeto Rio Fresco.

O Projeto RADAM (SILVA, 1973) apresenta uma comunicação preliminar sobre os resultados da interpretação de imagens de radar para o bloco Tocantins - Iriri.

A observação do mapa geológico mostra que esta região apresenta muitas similaridades com a parte norte da Amazônia Central, sendo que os granitos, sedimentos e vulcânicas demonstram um desenvolvimento maior, ao passo que o complexo cristalino está quase ausente.

A primeira coluna estratigráfica, para a parte sudeste da região, foi apresentada por Octavio Barbosa (In: LAMEGO, 1960), referente à área do Projeto Araguaia. Na parte da Amazônia Central abrangida por este projeto, a coluna é a seguinte:

<i>Holoceno e Pleistoceno</i>	<i>Depósitos Aluviais</i>
<i>Pleistoceno</i>	<i>Depósitos Pluviais</i>
<i>Terciário</i>	<i>Formação Barreiras (?)</i>
<i>Carbonífero</i>	<i>Formação Piauí</i>
<i>Cambro-Ordoviciano</i>	<i>Formação Cubencranquên</i>
<i>Cambriano (?)</i>	<i>Formação Gorotire</i> <i>Formação Rio Fresco</i>
<i>Pré-Cambriano</i>	<i>Série Tocantins ou Cuiabá</i> <i>Série Araxá</i>
<i>Arqueano</i>	<i>Indiferenciado</i>

Essa coluna não é acompanhada da descrição das várias unidades que a compõem. Posteriormente, BARBOSA et al. (1966) apresentam a mesma coluna a-

crescida dos dados descritivos. O Pré-Cambriano indiferenciado é constituído por migmatito, granito, diorito, anfibolito, migmatitos com paleosoma de metabasito, quartzito, paragneisses, gabros, anortositos e metamorfitos do fácies quartzo-albita-epidoto-almandina e almandina-anfibolito. A Série Araxá por micaxistos, mica quartzitos, paragneisses e lentes de calcário. A Série Tocantins por diversos tipos de filitos (sericíticos, quartzíticos, itabiríticos e calcíticos). A Formação Rio Fresco por ardósias intercaladas com arcósios, ardósias carbonosas, rochas vulcânicas andesíticas e diabásio. A Formação Gorotire por diversos tipos de arenitos (caulínicos, micáceos, conglomeráticos, etc.). A Formação Cubencranquên por arenitos finos, siltitos, sillexitos, arenitos jasperóides finos e arcósios finos. A Formação Piauí por arenitos calcíferos, calcários, margas, siltitos calcíferos e sillexitos. A Formação Barreiras, agora denominada Araguaia, é constituída por siltes, areias e cascalhos. Os depósitos pluviais são formados por areias, siltes e cascalho cimentado por limonita, e os depósitos fluviais o são por areias grossas a finas e areias argilosas. A descrição da Formação Piauí foi incluída porque diversas manchas de rochas do Grupo Serra dos Carajás foram confundidas com esta unidade.

PARADA et al. (1966) reproduzem a coluna de BARBOSA et al. (1966) de uma maneira um tanto confusa, colocando a Formação Rio Fresco acima da Formação Cubencranquên. Definem ainda a Formação Tocandera como uma seqüência de quartzitos e itabiritos, localizada a cerca de 14 km a SE de Gorotire, e interpretada por BARBOSA et al. (1966) como pertencente à Formação Gorotire.

ANDRADE RAMOS (1967) numa revisão da estratigrafia do bloco Xingu - Tocantins inclui a Formação Tocandera acima da Série Tocantins, mas manifesta a possibilidade de correlação entre as duas unidades.

SUSZCZYNSKI (1970), novamente sem apresentar justificativa, redefine a coluna da bacia do rio Fresco, que no seu entender seria assim constituída:

Rifeano	Formação Cubencranquên
	Formação Rio Fresco
	Formação Gorotire

O IDESP (1972), ao apresentar o projeto rio Fresco, separa as rochas vulcânicas da Formação Rio Fresco, denominado-as Formação Sobreiro. O nome rio Fresco ficou restrito apenas à parte sedimentar.

SUDAM/GEOMINERAÇÃO (1972), em trabalho de pesquisas minerais na bacia do rio Iriri, definem as Formações Iriri e Riozinho do Anfrísio. Descrevem a primeira como sendo constituída por riolitos, riodacitos, dacitos, ignimbritos, granófiros, microgranitos, microgranodioritos, dioritos, andesitos, diabásio e diversas rochas máficas e ultramáficas. A segunda unidade como sendo formada por conglomerados petromíticos, arenitos líticos e siltitos. Afirmam ainda que a Formação Riozinho do Anfrísio repousa discordantemente sobre a Formação Iriri.

SILVA (1973), na apresentação dos resultados do Projeto RADAM para o bloco Tocantins - Iriri, sugere a seguinte coluna estratigráfica para a região em questão:

Depósitos recentes		
Pré-Cambriano	Formação Triunfo	
	Formação Gorotire	
	Granito Velho Guilherme	
	Formação Iriri	Grupo Uatumã
	Formação Sobreiro	
	Granito S. ^a Carajás	
	Formação Rio Fresco	
	Grupos Tocantins-Araxã	
	Grupo Grão Pará	
	Complexo Xingu	

O Complexo Xingu e os Grupos Grão-Pará, Tocantins e Araxá foram discutidos no capítulo anterior. A Formação Rio Fresco seria constituída por dois membros, denominados Naja e Azul. O Membro Naja, nome derivado do rio homônimo, afluente do rio da Ponte, tem sua área de ocorrência típica na bacia do rio Fresco, entre o rio Trairão e o igarapé Teporê. Ele é formado por sedimentos depositados em bacias intermontanas, argilitos cinza-azulados, folhelho carbonoso, hulha para-antracítica, arcósios e diques de andesito. O Membro Azul, nome derivado do igarapé Azul, afluente do rio Itacaiunas, tem sua localidade típica na serra dos Carajás, entre as serras Norte e Sul. Ele é formado por folhelhos manganíferos e carbonosos, arenitos, siltitos, argilitos, grauvas, arenito conglomerático, arenito micáceo, hornfels e fácies anfibolítico (sic). O Granito Serra dos Carajás seria intrusivo no Membro Azul. A Formação Sobreiro seria constituída por andesitos porfiríticos e por augita-hornblenda andesitos. A Formação Iri-ri por riolitos, ignimbritos, piroclasitos e granófiros. Na legenda do mapa não está claro, mas na apresentação oral deste trabalho o autor reuniu as últimas quatro unidades sob a designação Grupo Uatumã. O Granito Velho Guilherme é um pequeno corpo circunscrito, localizado 95 km a ESE de São Felix, formado por granito e granodiorito com caráter alaskítico, localmente biotítico. É mineralizado em estanho, tântalo e topázio. A Formação Gorotire é constituída por arenitos conglomeráticos a finos (quartzosos e duros), ortoquartzitos, arenitos micáceos (mais feldspáticos junto à base, e conglomeráticos na base e topo). A Formação Triunfo, nome derivado do igarapé homônimo, afluente do rio Xingu, é composta por arenitos ortoquartzíticos e níveis conglomeráticos com seixos de itabirito e rochas vulcânicas.

Uma análise dos dados fornecidos pela literatura e determinações geocronológicas, bem como a interpretação de fotografias aéreas, mosaicos de radar e, especialmente, de imagens do satélite ERTS-1 (Vide Cap. IX), permitiram a formulação de uma série de comentários, que poderão contribuir para a definição da coluna estratigráfica da região:

- a - as rochas vulcânicas e sedimentares atribuídas às Formações Rio Fresco (sensu lato) e Gorotire preenchem um sinclinório formado por rochas do Grupo Serra dos Carajás (incluindo a Formação Tocandera), encaixado em gneisses e migmatitos do complexo cristalino. Essa situação é parcialmente mostrada no perfil da serra da Tocandera a Gorotire, apresentado por PARADA et al. (1966);
- b - as melhores exposições da Formação Rio Fresco (parte sedimentar) estão no rio de mesmo nome, entre o rio Trairão e o igarapé Teporê. O rio Naja atravessa principalmente rochas do complexo cristalino e da Formação Tocandera, sendo reduzidas as exposições dos sedimentos Rio Fresco (PARADA et al., 1966), não se justificando, portanto, a designação dada por SILVA (1973);
- c - BEISIEGEL et al. (1973) descrevem em detalhes as rochas sedimentares da região da serra dos Carajás. Segundo esses autores, o tipo litológico predominante é um arenito quartzoso, imaturo, com abundante matriz argilosa e coloração geralmente clara. Conglomerados, folhelhos, ardósias, siltitos e diamictitos ocorrem subordinadamente. Essa descrição concorda melhor com aquela apresentada por BARBOSA et al. (1966) para a Formação Gorotire, do que para a parte sedimentar da Formação Rio Fresco;
- d - no capítulo anterior foram apresentadas as justificativas para a não aceitação da existência de granito intrusivo nos sedimentos da serra dos Carajás. Os argumentos mais fortes são de natureza estrutural e geocronológica. BEISIEGEL et al. (1973) mencionam o fato de que os contactos entre o granito e os sedimentos estão sempre mascarados por solo, mas aceitam, em princípio, a hipótese de que o granito seja intrusivo naquelas rochas. Entretanto, o exame do mapa geológico, apresentado por aqueles autores, mostra um padrão de fraturamento e de atitude das rochas sedimentares incompatíveis com aquela hipótese. O autor teve oportunidade de observar, no campo, esse contato mascarado pelo intenso intemperismo. Chamou sua atenção o fato de que o granito ,

- junto à Formação Gorotire, apresenta-se com granulação centimétrica e o arenito não demonstra sinais de cozimento ou metasomatismo;
- e - na região do médio rio Fresco (na conceituação de ANDRADE RAMOS, 1955) a Formação Gorotire repousa diretamente sobre os sedimentos da Formação Rio Fresco (*sensu lato*), sendo que estes encontram-se cortados por diques de andesito, e ambas unidades por diques de diabásio. As relações de contacto entre os sedimentos e as rochas vulcânicas da Formação Rio Fresco não são muito claras, havendo um consenso geral de que aquelas precederam estas. A não ser na região acima mencionada, as rochas sedimentares da Formação Rio Fresco não foram identificadas, com segurança, em nenhum outro ponto da parte sul da Amazônia Central;
- f - a Formação Triunfo, de SILVA (1973), em sua localidade típica, está intimamente associada a rochas da Formação Gorotire e, na opinião do autor, essas unidades são indistinguíveis entre si. A única justificativa aparente é a presença de seixos de itabirito e de rochas vulcânicas nos níveis conglomeráticos da Formação Triunfo. Entretanto, dada a falta de estudos pormenorizados da Formação Gorotire, não se pode dizer que seixos daquelas rochas estejam ausentes. A Formação Riozinho do Anfrísio, correlacionada à Formação Gorotire, contém seixos de itabiritos e rochas vulcânicas (SUDAM/GEOMINERAÇÃO, 1972). Por esses motivos o autor acredita que a introdução dessa nova unidade é prematura e pouco justificada;
- g - SILVA (1973) abandona, sem justificativas, a Formação Cubencranquên de BARBOSA et al. (1966), atribuindo suas rochas à Formação Gorotire. Entretanto, a interpretação das imagens do satélite ERTS-1 mostra claramente que as rochas sedimentares da chapada de Cubencranquên apresentam um caráter estrutural bastante distinto daquele apresentado pela Formação Gorotire. Esta apresenta-se bastante fraturada e atravessada por diques de diabásio, enquanto que aquela não. Além disso, a Formação Cubencranquên preenche uma depressão (braquisinclinal) em rochas das Formações Rio Fresco e Gorotire, de acordo com a descrição de BAR-

BOSA et al. (1966). É importante notar que, em sua localidade típica, a Formação Cubencranquên repousa sobre um granito que parece intrusivo nas Formações Rio Fresco e Gorotire, na parte central do braquisinclinal acima mencionado;

- h - em vários locais da parte sul da Amazônia Central, rochas correlacionadas à Formação Gorotire estão claramente afetadas por intrusões graníticas, sendo a mais espetacular aquela do alto Sucunduri. No alto Xingu as rochas das Formações Rio Fresco e Gorotire dispõem-se em estreitas faixas, junto aos contactos com grande massas graníticas, sugerindo terem sido afetadas pelas intrusões;
- i - tanto do ponto de vista geocronológico como do geológico, a correlação entre as Formações Surumu e Rio Fresco, de um lado, e as Formações Roraima e Gorotire, de outro, é quase perfeita, não faltando nem mesmo a atividade magmática básica posterior, com idade próxima a 1550 m.a. , nem o evento termal datado em aproximadamente 1200 m.a. A única diferença reside na presença de um granito (rio Riozinho, afluente do rio Fresco) datado pelo método Rb-Sr em cerca de 1400 m.a. Note-se, porém, que granitos com essa idade são conhecidos na Venezuela (Granito Paraguaza), mas não em contacto com a Formação Roraima. É interessante mencionar também que esses granitos mais jovens apresentam um nítido caráter circunscrito, notavelmente bem marcado nas imagens dos canais 5 e 7 do satélite ERTS-1;
- j - na descrição original das Formações Sobreiro (IDESP, 1972) e Iriri (SUDAM/GEOMINERAÇÃO, 1972) é mencionada a associação entre rochas vulcânicas ácidas e intermediárias com piroclasitos e sub-vulcânicas correspondentes. A mesma situação é observada mais para oeste, na bacia do rio Jamanxim (SUDAM/GEOMITEC, 1972) onde os riolitos e rochas associadas parecem preceder o magmatismo de caráter intermediário, numa situação oposta àquela preconizada por SILVA (1973) para a região Xingu-Iriri. É opinião do autor que qualquer tentativa para subdividir litoestratigraficamente as rochas vulcânicas e suas associadas é prematura ,

no presente estado de conhecimento da região;

- k - não existem estudos suficientes para permitir uma discussão estratigráfica, como a apresentada nos itens anteriores, para a porção oeste e noroeste da região em tela. OLIVEIRA (1915) descreve arenitos e arcólios, associados a rochas vulcânicas ácidas, no alto curso dos rios Juarena e Teles Pires, bem como no baixo curso do Aripuanã, porém sem fazer considerações estratigráficas. O mesmo ocorre nos trabalhos de CARVALHO (1926) e MOURA (1932) para o norte da região e vale do Tapajós. ALMEIDA e NOGUEIRA Fº (1959) descrevem rochas vulcânicas no baixo Aripuanã e seqüências sedimentares e metasedimentares clásticas, denominando-as respectivamente Formação Prainha e Grupo Beneficiente, a primeira correlacionada à Formação Sucunduri e a segunda à "série Uatumã". É possível que o Grupo Beneficiente e a Formação Prainha representem a mesma unidade, afetada por intrusões graníticas que lhe conferem localmente um caráter mais metamórfico. Por outro lado, o autor concorda com aqueles autores em que os quartzos porfirios ocupam posição inferior com relação às rochas sedimentares. BARBOSA (1966) correlacionou o vulcanismo ácido a intermediário do médio Tapajós aos "grupos" Uatumã e Rio Fresco. Esse vulcanismo seria recoberto por duas seqüências sedimentares, denominadas, de baixo para cima, Grupo Cubencranquên e Grupo Sucunduri. Pelas descrições apresentadas, fica bastante evidente a correlação dessas duas unidades, respectivamente com as Formações Prosperança e Acari de CAPUTO et al. (1972). SUSZCZYNSKI (1970, pg. 1246) denomina formação Cachimbo a uma seqüência de conglomerado basal e arenitos, que forma a serra do Cachimbo, cortada pelo rio Tapajós, correlacionando-a à Formação Cubencranquên.

LIBERATORE (1972) apresenta a seguinte coluna estratigráfica, para a área do Projeto Aripuanã - Sucunduri, executado pela Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM):

<i>Jurássico-Cretáceo</i>	<i>Atividade Básica</i>
<i>Permo Triássico</i>	<i>Formação Sucunduri</i> — disc. —
<i>Cambriano (?)</i>	<i>Formação Cubencranquên</i>
	<i>Seqüência Vulcano-sedimentar</i> — disc. —
	<i>Grupo Beneficiente</i>
	<i>Atividade Básica</i>
	<i>Vulcanismo ácido</i> — disc. —
	<i>Embasamento Cristalino</i>

O autor estranhou a existência de duas seqüências vulcano-sedimentares (vulcânicas mais Grupo Beneficiente e vulcânicas mais Fm. Cubencranquên). Entretanto, durante contacto pessoal, o geólogo chefe da CPRM, Oscar P.G. Braun, declarou que em sua opinião essas duas seqüências são correlacionáveis, estando uma delas mais perturbada por falhamento e intrusões graníticas. Para a bacia do rio Jamanxim é mencionada uma pequena ocorrência de metaquartzitos e metalutitos bastante alterados, cobertos por vulcanitos ácidos (SUDAM/GEOMITEC, 1972). No restante da área, as rochas vulcânicas são capeadas por arenitos feldspáticos, arcósios e grauvacas, correlacionados à Formação Gorotire;

- 1 - vários dos autores acima citados descrevem jaspilitos, silexitos, "arenitos vermelhos muito finos e duros" e mesmo tufitos intercalados na seqüência sedimentar, de maneira bastante semelhante àquela encontrada na Formação Roraima, indicando um certo sincronismo entre os estágios finais da atividade vulcânica e a sedimentação imatura que a sucedeu;
- m - rochas intrusivas e extrusivas básicas são bastante conspícuas em toda a parte sul da Amazônia Central. As poucas determinações geocronológicas mostraram idades Pré-Cambrianas apenas para diques que cortam a Formação Gorotire, em sua localidade tipo. Fora dessa área, a única

determinação disponível refere-se a um dique, de idade Jurássica, que corta o Grupo Beneficiente na cachoeira do Periquito, no rio Aripuanã.

Com os elementos acima apresentados é possível o estabelecimento de uma coluna estratigráfica esquemática para a parte sul da Amazônia Central:

<i>Paleozóico Superior a Mesozóico</i>	<i>Magmatismo básico</i>
<i>Pré-Cambriano Superior</i>	<i>Seqüência sedimentar superior (Cubencranquên, Acari, Prainha ?)</i>
	<i>Granitos Jovens (1300 $\pm$ 100 m.a.)</i>
	<i>Intrusivas básicas (1550 $\pm$ 50 m.a.)</i>
	<i>Seqüência sedimentar principal (Gorotire, Beneficiente, etc.)</i>
	<i>Vulcanismo ácido a intermediário (1650 $\pm$ 50 m.a.) e sub-vulcânicas associadas</i>
	<i>Seqüência sedimentar inferior (Rio Fresco)</i>
	<i>Granitos e Granodioritos (1700 m.a.)</i>
<i>Pré-Cambriano Médio</i>	<i>Complexo cristalino (> 2000 m.a.)</i>

2 - Geocronologia

As tabelas VII e VIII relacionam, respectivamente, as determinações K-Ar e Rb-Sr para a parte sul da Amazônia Central. A figura 5 mostra a localização das amostras analisadas.

A observação dos valores apresentados demonstra grande similaridade com aqueles obtidos para a parte norte da província. O evento térmico de idade 1100 $\pm$ 100 m.a. também está presente, afetando principal-

Figura 5 - Mapa de localização das determinações geocronológicas disponíveis para a parte sul da Amazônia Central.

TABELA VII

Determinações K-Ar disponíveis para parte sul da
Amazônia Central

Nº Lab.	Nº Campo	Mineral	Rocha	%K	$A_{\text{rad}}^{40}\text{ccCNTP/g. } 10^{-5}$	$A_{\text{Ar}}^{40} (\%)$	Idade (10^6 anos)
817*	23-A-66	Rocha Total	Gabro	1,995	17,170	5,82	1439 ± 38
917*	5-A-66	Biotita	Gneisse	7,647	101,700	0,40	1921 ± 39
1550	A-21-03	Anfibólio	Granito	0,726	6,760	16,85	1520 ± 70
1626	PA-267	Rocha Total	Andesito	5,115	28,310	1,44	1040 ± 48
1627	PA-272	Rocha Total	Andesito	3,331	19,140	2,09	1071 ± 51
1783	SF-1	Rocha Total	Andesito	4,859	15,070	3,95	651 ± 28
1872	PA-393	Rocha Total	Diabásio	0,443	4,015	7,58	1492 ± 16
1881	39/XXV/11	Rocha Total	Granito	4,346	29,710	9,33	1220 ± 47
1883	6/268/69	Rocha Total	Diabásio	2,142	19,500	2,36	1496 ± 55
1931	3/34/E	Rocha Total	Diorito	0,492	5,314	16,50	1679 ± 15
2190	PA-285	Rocha Total	Andesito	1,978	16,410	5,24	1403 ± 15
2191	PA-264	Rocha Total	Andesito	3,152	17,530	1,78	1045 ± 42
2192	PA-35	Rocha Total	Diorito	2,112	22,440	5,03	1662 ± 17
2193	PA-214	Rocha Total	Tufo	3,924	17,200	3,22	866 ± 35
2202	PA-281	Rocha Total	Andesito	3,207	21,750	59,78	1213 ± 57
2203	PA-23	Rocha Total	Granito	4,996	42,030	2,25	1417 ± 40
2061	IR-6	Rocha Total	Ignimbrito	4,262	29,970	2,31	1245 ± 52
2062	IR-47	Rocha Total	Dacito	3,744	11,800	12,74	660 ± 39
2063	IR-48	Rocha Total	Riolito	2,873	19,610	7,40	1218 ± 46
2064	C-48	Anfibólio	Granodiorito	0,338	3,698	8,90	1695 ± 27

69

-CONTINUA

TABELA VII - continuação

Nº Lab.	Nº Campo	Mineral	Rocha	%K	$A_{rad}^{40} \text{ccCNP/g. } 10^{-5}$	$A_{Ar}^{40} (\%)$	Idade (10^6 anos)
2069	IR-214	Biotita	Gneisse	8,359	101,100	0,81	1808 ± 58
2075	IR-35	Biotita	Granito	5,440	63,990	0,78	1776 ± 13
1551	A-21-05	Anfibólio	Granito	0,492	5,475	21,72	1714 ± 76
1581	SUB-2	Biotita	Adamelito	6,885	78,660	0,85	1743 ± 67
1589	4/66/266	Rocha Total	Granitito	3,896	36,670	3,16	1531 ± 67
1592	4/66/163	Rocha Total	Riolito	3,022	18,680	2,89	1132 ± 51
1593	4/66/175	Rocha Total	Granitito	3,370	40,490	1,56	1801 ± 68
1786	AM-7	Rocha Total	Riolito	3,652	35,310	0,50	1560 ± 17
1787	AM-70	Rocha Total	Riolito	1,063	6,210	3,24	1085 ± 45
1871	PA-210	Rocha Total	Tufo	4,029	45,220	1,59	1723 ± 59
1874	AM-82	Rocha Total	Riolito	3,765	24,860	1,62	1189 ± 46
1876	AM-122	Rocha Total	Riolito	3,744	25,480	1,55	1216 ± 49
1877	PA-207	Rocha Total	Tufo	2,025	16,480	17,65	1383 ± 53
2081	JX-12	Rocha Total	Riolito	4,277	32,350	1,13	1313 ± 20
1378	AAst-1-AM	Rocha Total	Granito	1,961	26,090	5,87	1922 ± 65
1792	AM-104	Rocha Total	Diabásio	0,716	0,536	39,47	179 ± 3

* Segundo Melcher e Isotta (1968)

TABELA VIII

Determinações Rb/Sr disponíveis para a parte sul da
Amazônia Central

Nº Lab.	Nº Campo	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$	$\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$	Idade convencional 10^6 anos
6609*	14-A-66	0,7907	3,168	1753
6602*	2-A-66	0,8597	5,706	1810
6603*	3-A-66	0,7282	1,002	1502
	AM-7	0,7709	2,820	1500
	AM-52A	1,5058	35,100	1528
	AM-52B	1,5045	34,900	1535
	AM-82	0,8608	7,010	1466
	AM-122	0,8472	6,140	1525
	4/66/156	0,8736	7,260	1534
	4/66/170	0,7624	2,340	1563
	4/66/265	0,8100	4,570	1501
	4/66/266	0,8557	6,230	1594
	PA-207	0,7347	1,160	1548
	PA-210	0,8364	5,860	1474
	PA-204A	1,3632	25,700	1712
	PA-204B	1,3627	25,700	1711
	SF-2	0,7108	0,250	758
	SF-1	0,8957	7,600	1660
	PA-272	0,7142	0,382	1095
	PA-267	0,7598	2,210	1576
	PA-495	0,7172	0,404	1532
	39/XXV/11	1,7153	49,500	1370

* Segundo Hurley et al. (1968)

mente as rochas vulcânicas. São poucas as amostras com idades correspondentes ao evento Trans-Amazônico, características do complexo cristalino. Os diques básicos que cortam a Formação Gorotire em sua localidade tipo (amostras 23-A-66, PA-393 e 6/26B/69 apresentaram idade média de 1475 ± 28 m.a. Duas amostras de diorito, coletadas no rio Fresco, acima do igarapé Teporê (amostras 3/34/E e PA-35), forneceram idade média de 1670 ± 16 m.a.

Existem na bacia do rio Fresco granitos com idade em torno de 1300 - 1400 m.a., sendo possível que algum efeito termal tenha modificado a idade K-Ar das rochas mais antigas. Esses granitos, de caráter circunscrito, podem ser individualizados claramente nas imagens do satélite ERTS-1, e são bastante frequentes na porção SE da parte meridional da província, incluindo o granito Velho Guilherme (mencionado por SILVA, 1973). A única amostra datada, desses granitos, foi coletada no rio Riozinho, sendo que a determinação K-Ar forneceu uma idade de 1220 ± 47 m.a., enquanto que a idade Rb-Sr convencional é de 1370 m.a. Neste caso, devido à elevada relação Rb/Sr que essa rocha apresenta, não foi necessária a análise de outras amostras para a construção de uma isócrona.

As determinações geocronológicas mais seguras foram aquelas obtidas pela aplicação do método da isócrona Rb-Sr, nas rochas vulcânicas. Uma isócrona, calculada para as amostras da região do baixo Tapajós, forneceu uma idade de 1596 ± 37 m.a. ($R_i = 0,706$). Para a bacia do rio Fresco, a idade obtida foi de 1690 ± 31 m.a. ($R_i = 0,706$). Uma isócrona combinada, para toda a parte sul da Amazônia Central, forneceu um valor de 1566 ± 55 m.a. ($R_i = 0,707$). Finalmente, usando também os dados da tabela VI, foi construída uma isócrona de referência para todo o vulcanismo da Amazônia Central, obtendo-se uma idade de 1609 ± 42 m.a. ($R_i = 0,707$), que talvez seja a mais confiável para aquele evento. A baixa razão inicial (Sr^{87}/Sr^{86}) não corrobora a hipótese de que esse vulcanismo tenha se originado por processos de fusão crustal.

É interessante notar que diversas amostras de granitoides,

com relações de campo indicando que são mais antigas que as vulcânicas, forneceram idades K-Ar em torno de 1700 m.a., parecendo representar os estágios iniciais do evento vulcânico. É possível que a grande extensão de rochas graníticas, da porção nordeste da região, esteja relacionada a este episódio.

Um evento termal de idade 1160 ± 100 m.a. afetou a região, sendo manifestado claramente nas determinações K-Ar de rochas vulcânicas. Sua área de ocorrência limita-se à Província Central, parecendo ter sido mais intenso a nordeste do que a sudoeste.

Apenas uma rocha básica Fanerozoica foi detectada por determinação K-Ar. É o diabásio que corta o Grupo Beneficiente na cachoeira do Periquito, rio Aripuanã, com idade de 179 ± 3 m.a., correspondente à base do Jurássico.

3 - Estrutura

A observação do mapa geológico mostra um forte controle estrutural na direção NW. Alinhamentos nesse quadrante são seguidos por faixas de afloramento de rochas sedimentares e vulcânicas, bem como de falhas e corpos graníticos, indicando que tanto a atividade magmática como a sedimentação posterior foram controladas por essas fraturas.

O limite SW desta parte da Amazônia Central é marcado por uma enorme falha, que se estende por cerca de 800 km, desde o rio Peixoto de Azevedo até o rio Aripuanã, limitando também a extensa cobertura sedimentar Serra do Cachimbo - Beneficiente. O caráter dessa falha é pouco conhecido. A análise estrutural das deformações que ela causou, na cobertura sedimentar, pode indicar tanto falhamento transcorrente como de empurramento ou inverso.

Várias estruturas dômicas foram identificadas na região. A mais espetacular é aquela do alto Sucunduri, com um diâmetro de cerca de 50 km apenas no núcleo granítico central. Domos menores foram identifica-

dos no interflúvio Juruena - Teles Pires. Aparentemente os granitos não chegaram a perfurar essas estruturas, ocorrendo apenas as rochas vulcânicas na sua parte central. Feições similares, mas não tão definidas, estão presentes no alto Xingu e na bacia do rio Fresco.

As rochas das Formações Rio Fresco e Gorotire preenchem um grande sinclínorio, com eixo aproximadamente E-W, formado pelo Grupo Serra dos Carajás e encaixado no complexo cristalino. É interessante notar que o núcleo dos anticlinórios correspondentes, tanto a norte como a sul, é ocupado por corpos circunscritos de granitos jovens.

Em ambos os lados do rio Xingu, abaixo de 7°S, as rochas sedimentares e vulcânicas, das Formações Rio Fresco e Gorotire, apresentam-se fortemente perturbadas por massas graníticas de contornos irregulares. As dobras, então formadas, exibem eixos curvados, grosseiramente orientados segundo NW. Esse dobramento tem caráter linear apenas localmente, pois quando se considera o comportamento regional percebe-se claramente seu caráter descontínuo. O mesmo pode ser dito para a cobertura Cachimbo-Beneficiente, que se apresenta dobrada apenas junto a falhas e estruturas dômicas.

Três direções principais de fraturamento estão presentes na região. O de direção NW, quando se considera a escala regional, é o mais importante. Segue-se o de direção NE, com variações para NNE e ENE. Finalmente tem-se aquele orientado aproximadamente segundo N-S. Esta última direção é seguida pelos diques básicos intrusivos na Formação Gorotire, no alto rio Fresco. Na serra do Cachimbo um notável sistema de diques básicos é orientado entre NNE e NE, o mesmo acontecendo com o dique da cachoeira do Periquito, no rio Aripuanã.

4 - Recursos Minerais

Na parte sul da Amazônia Central são conhecidas ocorrências de ouro, manganês, ferro, estanho, prata, chumbo, cobre, zinco, molibdênio -

nio, nióbio, tântalo, titânio, diamante, carvão e calcário. Note-se que , com exceção das duas últimas substâncias, o potencial mineral desta região é muito semelhante àquele da parte norte da província.

O ouro é o recurso mineral mais importante, sendo garimpado principalmente na bacia do Tapajós. A melhor descrição desses depósitos é apresentada por SUDAM/GEOMITEC (1972), que mencionam a existência de, pelo menos, 34 garimpos concentrados principalmente no interflúvio Tapajós - Jamanxim. Os depósitos são de três tipos: aluvionar, eluvionar e filoniano, sempre associados a rochas adamellítico-graníticas. O ouro, associado à prata e ao chumbo, ocorre primariamente em veios hidrotermais, tendo quartzo como ganga. No garimpo São Domingos foi trabalhado um veio aurífero, o qual chegou a apresentar teores da ordem de 100 g/ton. Alguns garimpos apresentam médias de 40 g/ton , o que demonstra a importância desse distrito. Sua produção real é desconhecida, sendo estimada em torno de 700 quilos por mes. Depósitos aluvionares com menos de 2 g/m³ não são explorados. Recentemente foram encontradas importantes ocorrências de ouro nos rios Juruena e Teles Pires. Outras, de menor importância, vem sendo garimpadas nos rios Naja, Fresco, Xingu, Iriri, Aripuanã e Sucunduri.

O diamante ocorre, juntamente com o ouro, nos rios das bacias do Tapajós, Iriri e Fresco. Ocorrências não exploradas são conhecidas nos rios Canumã, Aripuanã e Abacaxis, bem como junto à divisa Pará - Mato Grosso.

Cassiterita, associada a ouro e tantalita-columbita, é explorada em pelo menos 8 garimpos na bacia do Tapajós, não se conhecendo a sua origem primária. Esses depósitos concentram-se em duas áreas principais: alto e baixo Jamanxim. Os teores médios são da ordem de 700 g/m³ de cascalho, mas podem atingir 5300 g/m³ na área norte. Na região do Granito Velho Guilherme é garimpada cassiterita associada a tantalita-columbita e topázio. Não se conhecem maiores detalhes sobre essa ocorrência.

Vários depósitos de manganês são conhecidos, associados a sedimentos do Grupo Beneficiente ou a ele correlacionados (Formações Pros-

perança e Gorotire). São muito semelhantes àquele do igarapé Azul, na serra dos Carajás, discutido no capítulo anterior. As ocorrências mais importantes localizam-se na bacia do Aripuanã, em número de quatro: Beneficiente e Cotovelo (no rio Aripuanã) e Natal e Seringal Japão (no igarapé Jaturaninha). Nessa região o Grupo Beneficiente apresenta-se levemente dobrado, com eixo orientado segundo N 60-80 W e mergulhos em torno de 15° , tanto para NE como para SW. A reserva total desses depósitos não é bem definida, sendo estimada em torno de 100.000 toneladas. Na bacia do rio Sucunduri são conhecidas duas ocorrências, uma na serra Palhau e outra na Caracaxá. Existem menções de ocorrência de manganês no igarapé Trairão, afluente do rio Fresco.

São freqüentes, na literatura, referências a mineralização hidrotermal de Pb-Zn-Cu-Ag, em toda a parte sul da Amazônia Central. A ocorrência mais estudada é aquela das Três Ilhotas, no rio Xingu, seis quilômetros abaixo de São Felix. Trata-se de um veio com 1000 m de comprimento por 30-40 m de espessura, encaixado em andesitos. Galena e calcopirita são os minerais de minério primários, o malaquita é o único mineral secundário identificado e a ganga é de quartzo. Uma amostra média desse veio indicou 0,8 % de Cu, 6,8 % de Pb, 20 g/ton de ouro e 1920 g/ton de prata. Mineralizações do mesmo tipo são mencionadas por SUDAM/GEOMINERAÇÃO (1972) para a bacia do Iriri e por SUDAM/GEOMITEC (1972) para a bacia do Jamanxim. ALMEIDA e NOGUEIRA FQ (1959) notaram a freqüente presença de sulfetos nos arenitos do Grupo Beneficiente. Essas ocorrências foram confirmadas por LIBERATORE (1972) que verificou a presença de pirita, galena e calcopirita, impregnando os arenitos Beneficiente. Trabalhos de prospecção geoquímica realizados nos rios Aripuanã, Jamanxim, Iriri, Xingu e Fresco, têm mostrado interessantes anomalias para elementos não ferrosos.

Da maior importância, para a região, são as ocorrências de calcário associadas às porções superiores da cobertura sedimentar da serra do Cachimbo, mencionadas por MOURA (1932). Sua melhor qualificação e quan

tificação serão fundamentais para o desenvolvimento dos projetos agrícolas, ora em implantação no trecho da rodovia Trans-Amazônica que corta a região.

De interesse mais científico, que econômico, são as ocorrências de hulha para-antracítica associada às rochas pelíticas da Formação Rio Fresco. Camadas de carvão, atingindo 1,7 m de espessura, associam-se a folhelhos carbonosos na foz do igarapé Trairão e junto à foz do igarapé Barreiro, existindo menções de outras ocorrências no alto curso do igarapé Trairão e do rio da Ponte. Este carvão e o shunguito do Escudo Báltico são as mais antigas acumulações não metamorfizadas, de matéria orgânica, conhecidas até o momento. Estudos em desenvolvimento, pelo autor e pelo Dr. Antonio Carlos Rocha Campos, indicam ser o carvão do rio Fresco do tipo "cannel coal", formado por acumulação de algas unicelulares. É interessante notar que material carbonoso tem sido encontrado freqüentemente nos sedimentos do Grupo Beneficiente.

Outras ocorrências minerais, manifestadas na região, são : magnesita e barita nas proximidades de Terra Preta no rio Sucunduri; molibdenita no baixo Tapajós; areias ilmeníticas no rio Jamanxim e óxidos de ferro associados a siltitos e folhelhos do Grupo Beneficiente, no igarapé Sucundurizinho.

Capítulo VI

GEOLOGIA DA PROVÍNCIA AMAZÔNICA OCIDENTAL

A - Generalidades

Esta província limita-se a leste com a Amazônia Central, e o limite oeste é mascarado pela cobertura sedimentar cisandina. Sua parte norte é a região menos conhecida, geologicamente, de toda a Amazônia.

B - Parte Norte da Província

Esta área abrange a porção noroeste do Estado do Amazonas e região fronteira da Colômbia e Venezuela. Uma faixa, com cerca de 1000 km de largura, de cobertura sedimentar Cenozóica, separa-a da parte sul da província.

1 - Estratigrafia

WALLACE (1853) é o primeiro a fazer observações geológicas sobre a região dos rios Negro, Uaupés e Içana.

PAIVA (1929a e b) apresenta o trabalho geológico mais completo sobre a região, até hoje publicado.

REYNOLDS (1955) descreve a geologia da região do pico da Neblina, onde esteve como participante da expedição de Basset Maguire.

São esses os únicos trabalhos publicados, na literatura aberta, que o autor conseguiu consultar. Não fosse a exuberância de detalhes fornecida no trabalho de PAIVA (1929) e a existência de imagens de radar e do satélite ERTS-1, não teria sido possível completar o mapa geológico dessa região.

No trabalho de PAIVA (1929b) fica clara a predominância de granitos com variedades gneissicas, para toda a região. Apenas em três lu

gares afloram rochas sedimentares e metasedimentares:

- no baixo rio Negro, nas imediações de Prosperança, ocorrem arenitos associados a folhelhos e conglomerados, cortados por diques básicos (já discutidos no capítulo anterior);
- na cachoeira de Tunuĩ e cerro de mesmo nome, no rio Içana, afloram sericita quartzitos e itacolomitos, que se prolongam para norte, em território colombiano;
- no rio Aiari, afluente do Içana, nas vizinhanças de Araripirã, ocorrem mica xistos e filitos com injeções "lit-par-lit" de rochas ácidas.

Além dessas três ocorrências, aquele autor cita a presença de xenólitos de rochas sedimentares em granitos do rio Kerary, afluente do Uaupês, confirmando uma descrição de WALLACE (1853). Menciona, ainda, a existência de calcários metamórficos nessa região.

REYNOLDS (1955) individualizou três unidades, na região do pico da Neblina: embasamento, rochas metavulcânicas e rochas metasedimentares. O embasamento é constituído por xistos feldspatizados (migmatitos?), augen gneisse, granito peritítico, diques pegmatíticos e veios de quartzo. Com uma espessura de cerca de 450 m, a seqüência metavulcânica é constituída por grauvas, filitos e actinolita xistos, originadas por metamorfismo de tufos e lavas ácidas associadas. A seqüência metasedimentar, com espessura superior a 1500 m, inicia-se com um conglomerado basal e continua com uma sucessão de quartzitos, com textura imbricada e desenvolvimento de sericita, denotando seu caráter metamórfico. Esse autor notou que essa seqüência metasedimentar repousa sobre a metavulcânica, e que está fortemente deformada. Elevações de constituição geológica semelhante, cerro Avispa e cerro Aracamuni, situadas a NNE do pico da Neblina, permitem a correlação da seqüência metasedimentar desta área com aquela do cerro Duida, descrita por PAIVA (1929). Nesta região ocorrem arenitos conglomeráticos, feldspáticos e quartzíticos, fortemente dobrados. É importante notar que este autor correlaciona estas rochas àsquelas que ele (PAIVA, 1939) havia observado, em 1928, em Roraima (Formação Roraima).

Entre os meridianos 0° e 2°S , na região dos rios Traira, Apoporis e Caquetá, junto à fronteira Brasil-Colômbia, ocorrem seqüências metasedimentares muito semelhantes àsquelas do rio Içana, formando grandes serras alinhadas segundo NNW que se destacam na planície aluvionar.

Na região percorrida por PAIVA (1929), os tipos litológicos predominantes no complexo cristalino são: granitos, anfibólio gneisses e biotita gneisses. Anfibolitos e rochas metabásicas ocorrem subordinadamente.

Corpos graníticos, de caráter circunscrito, foram identificados a SW do pico da Neblina, na bacia do rio Cauaburi.

De uma maneira bastante preliminar, pode-se estabelecer a seguinte coluna estratigráfica, para a parte norte da Amazônia Ocidental:

<i>Cenozóico indiviso</i>	<i>Depósitos aluvionares e fluvio-lacustres</i>
<i>Mesozóico</i>	<i>Intrusivas básicas</i>
<i>Pré-Cambriano Superior</i>	<i>Intrusivas Graníticas</i>
	<i>Seqüência Metasedimentar (Formação Roraima e equivalentes)</i>
	<i>Seqüência Metavulcânica (Equivalente à Formação Surumu ?)</i>
<i>Pré Cambriano Médio (?) a Superior</i>	<i>Complexo cristalino</i>

É possível que correspondentes mais metamórficos das seqüências metavulcânica e metasedimentar estejam incluídos no complexo cristalino. É possível, ainda, que existam correspondentes vulcânicos dos granitos intrusivos, podendo dar margem a correlações errôneas com a Formação Surumu. Se esta unidade estiver presente na área, deverá apresentar-se metamorfisada, talvez da maneira como ocorre na base do pico da Neblina. As intrusivas básicas associadas à Formação Roraima na sua área tipo, parecem

estar ausentes ou muito pouco desenvolvidas, nesta região.

2 - Geocronologia

As determinações K-Ar disponíveis para a região estão relacionadas na Tabela IX. A única determinação Rb-Sr disponível é apresentada por HURLEY et al. (1968), com os seguintes resultados:

Nº de Laboratório	: 6614
Nº de Campo	: 22-A-66
Rb^{87}/Sr^{86}	: 3,614
Sr^{87}/Sr^{86}	: 0,7802
Idade Convencional	: 1480
(10^6 anos)	

A figura 6 localiza as amostras analisadas. As de números JTst-1-AM e BTst-1-AM referem-se a testemunhos de sondagens executadas pela PETROBRÁS, na Bacia do Alto Amazonas.

Nota-se, da análise dos resultados, uma concentração de valores no intervalo 1524 - 1314 m.a. Idades semelhantes a essas são frequentes no embasamento Pré-Cambriano da Colômbia (PINSON et al., 1962; McDONALD e HURLEY, 1968 e RESTREPO, 1970), desde a região do rio Guaviare ($3^{\circ}00'N$, $70^{\circ}43'W$) até a Sierra Nevada de Santa Marta ($10^{\circ}50'N$, $73^{\circ}10'W$), passando pelo médio curso do rio Magdalena. Para a região de Santa Marta McDONALD e HURLEY (1968) apresentam uma isócrona Rb-Sr com idade entre 1300 e 1400 m.a. Desta maneira, é lícito supor-se que um evento, de caráter ainda não perfeitamente definido, afetou rochas da cobertura vulcano-sedimentar, amplamente desenvolvida na Amazônia Central. Ele é o responsável pelo dobramento holomórfico e metamorfismo regional que afetaram aquelas rochas e, provavelmente, pelas intrusões graníticas posteriores à sedimentação da Formação Roraima. Um padrão semelhante, como será discutido na segunda parte deste capítulo, é encontrado no norte de Rondônia.

A amostra BTst-1-AM, um biotita-grafita xisto, apresentou uma idade de 922 ± 60 m.a., que é semelhante àquela obtida para os granitos

TABELA IX

Determinações K-Ar para rochas da parte norte da
Amazônia Ocidental

Nº Lab.	Nº Campo	Mineral	Rocha	%K	$A_{\text{rad}}^{40}\text{ccCNP/g. } 10^{-5}$	$A_{\text{Ar}}^{40} (\%)$	Idade (10^6 anos)
821*	25-A-66	Biotita	Gneisse	6,312	49,80	3,88	1353 ± 34
911*	27-A-66	Muscovita	Gneisse	8,653	65,49	1,05	1314 ± 34
1879	AM-49	Anfibólio	Gneisse	1,201	9,47	2,04	1352 ± 50
1370	JTst-1-AM	Rocha Total	Granito	0,486	4,54	12,26	1524 ± 57
1384	BTst-1-AM	Rocha Total	Xisto	0,273	1,30	51,86	922 ± 60

* Segundo Melcher e Isotta (1968)

Figura 6 - Mapa de localização das determinações geocronológicas disponíveis para a parte norte da Amazônia Ocidental.

estaníferos de Rondônia, podendo representar os efeitos de uma intrusão semelhante naquele xisto, agora coberta pela sedimentação Fanerozoica.

3 - Estrutura

As rochas do complexo cristalino apresentam xistosidade variável entre NW e NNE. Localmente podem apresentar direções próximas a E-W, provavelmente ocasionada por falhamento. As principais direções de fraturamento são NW e E-W.

As seqüências metasedimentares apresentam-se dobradas, com eixos orientados entre N-S e N45W. O mergulho é geralmente para W ou SW. Na região do pico da Neblina, REYNOLDS (1955) descreve dobramentos isoclinais nos arenitos, cujos planos apresentam atitude N45W 40°SW, e falhamentos inversos, paralelos ao eixo das dobras, com o bloco SW subindo em relação ao NE. Na região do cerro Duida, PAIVA (1929) descreve situação semelhante, com os arenitos orientados segundo N 50 W e mergulhos aproximadamente verticais. No cerro Tunuí, no rio Içana, os quartzitos dirigem-se segundo N 23 E e mergulham 67° para NW. Ao sul do pico da Neblina, tanto as rochas do complexo cristalino como as da Formação Roraima, apresentam-se afetadas pela extremidade SW do grande falhamento transcorrente, mencionado na primeira parte do capítulo anterior. Aparentemente, ele é truncado por um sistema de falhas orientadas segundo N 45 W. Um sistema de fraturas N-S, E-W, controlou os veios pegmatíticos abundantes na região.

4 - Recursos Minerais

Não existem, na literatura aberta, menções à existência de ocorrências minerais de interesse econômico na parte norte da Amazônia Ocidental. PAIVA (1929) menciona freqüentemente a ocorrência de pegmatitos no complexo cristalino. Esse autor menciona, também, uma ocorrência de calcário no rio Kerari, afluente do Uaupés.

Tendo em vista a semelhança geológica desta região com sua

correspondente na parte sul da província, é bastante provável que suas potencialidades minerais sejam bem maiores do que as indicadas.

C - Parte Sul da Província

Esta região abrange a totalidade do Território de Rondônia, o sudoeste do Estado do Amazonas e o norte de Mato Grosso.

1 - Estratigrafia

As primeiras menções à existência de rochas Pré-Cambrianas, na região, são devidas aos viajantes G.E. Church e F. Keller-Leuzinger. Entretanto, o primeiro estudo geológico é devido a EVANS (1906), que descreve as rochas dos rios Madeira, Beni e Mamoré.

OLIVEIRA (1915), quando geólogo da Comissão Roosevelt-Rondon, efetuou estudos em Rondônia e porções adjacentes de Mato Grosso e Amazonas.

ALMEIDA e NOGUEIRA Fº (1959) reconhecem o rio Aripuanã, cuja maior parte encontra-se nesta província.

No final da década dos 50, com o início da exploração dos aluviões estaníferos de Rondônia, reativou-se o interesse pela região. LJUNGGREN (1964), LASA S.A. (1964), SAYÃO LOBATO et al. (1967), KLOOSTERMAN (1966, 1967a, 1967b, 1970) e GUIMARÃES (1969) analisam principalmente o problema da origem dos depósitos estaníferos.

LIBERATORE (1972) apresenta os resultados do Projeto Aripuanã - Sucunduri, desenvolvido pela CPRM para o DNPM.

PRIEM et al. (1966b, 1971) e VERSCHURE e BON (1972) apresentam os resultados de determinações geocronológicas para rochas da região, com ênfase nos granitos estaníferos.

O trabalho mais completo, realizado na região, é o de SAYÃO LOBATO et al. (1967). Estes autores apresentam os resultados de um programa sistemático de mapeamento geológico, que cobriu cerca de 80% do Território

rio de Rondônia. Propõem, ainda, a seguinte coluna estratigráfica para a região:

Quaternário		arenitos ferruginosos, com estratificação cruzada
Terciário		crostas lateríticas e depósitos eluvio-aluvionares
	Intrusivas básicas	diabásios
Mesozóico	Formação Parecis	arenitos, siltitos, folhelhos, arenito arcossiano
	Granitos Intrusivos	granitos, rochas vulcânicas, greisen
Pré-Cambriano A	Formação Palmeiral	arcósios e conglomerados
Pré-Cambriano B	Fm. Mutum - Paraná	quartzitos e filitos
Pré-Cambriano C-D	Formação Rio Branco	anfíbolitos com gneisses subordinados
	Indiviso	gneisses e migmatitos charnockitos, anfíbolitos e hornblenda noritos subordinadamente

GUIMARÃES (1969) correlaciona os arenitos e arcósios da serra dos Pacaás Novos à "Série" Uatumã de OLIVEIRA e LEONARDOS (1940), e apresenta determinações geocronológicas pelo método da dispersão da birrefringência, para vulcanitos ácidos e básicos que cortam aquela unidade. Os valores obtidos foram, respectivamente, 211 m.a. e 525 m.a., o primeiro correspondente ao Triássico e o segundo ao Cambriano. Com referência às rochas básicas, idades similares foram obtidas em outros locais da Amazônia, como já foi discutido anteriormente. No item referente à geocronologia será apresentado o resultado de uma determinação K-Ar para um granito da bacia do rio Madeira, ao norte da serra dos Pacaás Novos, com valor em torno de 582 m.a., aparentemente confirmando a existência de um evento Eo-cambriano - Eo-Paleozóico na região.

VERSCHURE e BON (1972) correlacionam as Formações Mutum-Paraná, Palmeiral e Parecis (serra dos Pacaás Novos) e admitem uma idade entre 1250 e 1000 m.a. para essas unidades. Mencionam, ainda, a presença de folhelhos e calcários na serra dos Pacaás Novos; de fenitos na cachoeira do Teotônio, rio Madeira, provavelmente originados pelas intrusões graníticas jovens; de flaser gabro e de hornblenda norito, a SSE de Ariquemes. É importante notar que estas últimas rochas foram coletadas na mesma área onde SAYÃO LOBATO et al. (1967) descrevem ocorrências de charnockitos, levando à suspeita da existência de uma verdadeira série charnockítica.

A interpretação das imagens de sensoriamento remoto, para a região, indica que as coberturas sedimentares da serra dos Pacaás Novos, serra dos Parecis (em parte), planalto de Dardanelos, serra do Tombador, serra dos Apiacás, serra dos Caiabis e serra Formosa, podem ser correlacionadas, tanto litologicamente como estruturalmente, às rochas do planalto de Cachimbo (ao norte) discutidas no capítulo anterior. Além disso, confirmando a hipótese de VERSCHURE e BON (1972), os dados de campo apresentados por SAYÃO LOBATO et al. (1967) e a interpretação de imagens de sensoriamento remoto, sugerem fortemente que as Formações Mutum-Paraná, Palmeiral e Parecis (pro parte) representam diferentes fácies sedimentares e metamórficas de uma mesma unidade. É possível que o metamorfismo e deformação que essa unidade apresenta sejam devidos à ação de mais de um evento, pois observa-se em alguns lugares, como por exemplo na serra da Providência, que os meta-arenitos apresentam o mesmo padrão de dobramento que alguns gneisses do embasamento (1300 - 1400 m.a.) e, em outros, que essas rochas são cortadas pelos granitos jovens (900 - 1000 m.a.). Não é possível, no presente estágio de conhecimentos, definir a existência de duas seqüências sedimentares, de idades diferentes, da mesma maneira que na parte sul da Amazônia Central. O evento, datado do final do Pré-Cambriano, é descoberta recente, não tendo sido avaliada ainda sua extensão real.

Para o sul, fora da área do mapa geológico, as coberturas sedimentares penetram em território boliviano, formando a serra de Huan

choca ou Capurus (serra Ricardo Franco no lado brasileiro). Nas imagens ERTS, observa-se claramente que essas rochas são sub-horizontais a oeste, e dobradas a leste, segundo eixos orientados N 30 W. A cerca de 40 km a NE da cidade de Mato Grosso, numa serra isolada dentro da planície sedimentar, essas rochas apresentam-se fortemente dobradas, tendo sido descritas como quartzitos (OLIVEIRA e LEONARDOS, 1940). Mais para NE surgem os sedimentos da chapada dos Parecis, de provável idade Mesozóica, com padrão estrutural e morfológico bastante distinto das coberturas Pré-Cambrianas.

ALMEIDA e NOGUEIRA Fº (1959) definem a Formação Dardanelos, nome tirado da cachoeira homônima do rio Aripuanã, como sendo constituída por quartzitos silicosos, quartzitos tufáceos mais ou menos conglomeráticos, conglomerados, ignimbritos e ardósias. Observa-se, nas imagens de sensoriamento remoto, que as rochas vulcânicas estão mais desenvolvidas junto ao flanco oeste do planalto de Dardanelos, onde mostram-se claramente afetadas por intrusões graníticas. É possível que os quartzitos descritos por aqueles autores, abaixo da cachoeira de Dardanelos, sejam os correspondentes mais deformados e metamorfisados daquela Formação, provavelmente por ação das intrusões acima citadas. É igualmente possível que os pequenos afloramentos isolados de quartzitos, xistos e vulcânicas ácidas, existentes ao norte daquele planalto, possam ser correlacionados à citada Formação.

O Projeto Aripuanã - Sucunduri, descrito por LIBERATORE ... (1972), é limitado ao sul pelo paralelo 9º, não atingindo o planalto de Dardanelos. No capítulo anterior foi discutida a coluna estratigráfica, proposta por esse autor, para as seqüências vulcano-sedimentares. O complexo cristalino, na área abrangida por aquele projeto, é constituído por biotita-hornblenda granito, riebeckita granito, granitos gneissicos cataclásticos e migmatitos. Subordinadamente, ocorrem leptitos, anfibolitos, dioritos, granodioritos e xistos.

ALMEIDA et al. (1972), em trabalho de reconhecimento, descrevem os aspectos geológicos da BR-165 (Cuiabá - Santarém) no trecho ma

to-grossense. Esses autores consideram os arenitos do planalto do Cachimbo como de idade Devoniana, baseados em correlação com sedimentos fossilíferos do centro-norte de Mato Grosso, ao mesmo tempo que os correlacionam à Formação Cubencranquên. Entretanto, BRAUN (1973) menciona que sedimentos a ele correlacionáveis, no alto curso do rio Paraguai, são recobertos discordantemente pelos calcários da Formação Araras, de idade Eocambriana. Por outro lado, aqueles autores apresentam uma coluna geológica, na qual a Formação Dardanelos é colocada abaixo do Grupo Cuiabá.

No alto curso do igarapé Tachipã e do rio Capanauã os quartzitos e silexitos da Formação Formosa, de idade supostamente Eo-Paleozóica (MIURA, 1972), são cortados por diques de traquito, quartzo sienito, quartzo queratôfiro e albitito, e por intrusão (de extensão desconhecida) de nordmarkito. Como os sedimentos da Formação Formosa são afossilíferos e as rochas magmáticas recobertas discordantemente pela Formação Moa, de idade Cretácea, não se tem elementos para precisar a idade desse evento magmático. Na descrição do Projeto Rio Moa (DNPM, 1969, pg.100) é mencionada a existência de rochas ígneas Paleozóicas e de embasamento Pré-Cambriano, no extremo oeste do Estado do Acre, junto à fronteira com o Peru, possivelmente relacionadas às ocorrências de cassiterita nos aluviões dos rios Moa e Azul. Esta situação é também indicada no mapa apresentado por SUSZCZYNSKI (1970), onde essas rochas são correlacionadas à faixa de dobramentos "Rondonides". É interessante notar que MOURA e WANDERLEY (1938) encontraram um seixo de silexito com fósseis do gênero *Productus*, no rio Capanauã, e mencionam o fato de que os únicos silexitos encontrados no vale desse rio são aqueles da região da cachoeira Formosa, localidade tipo da Formação de mesmo nome. Com base na discussão acima, o autor prefere tomar com reservas as evidências para uma idade Pré-Cambriana dessas rochas, até que estudos mais pormenorizados sejam feitos.

2 - Geocronologia

As determinações geocronológicas, disponíveis para a parte

sul da Amazônia Ocidental, estão relacionadas nas tabelas X e XI. O mapa da figura 7 mostra a localização das amostras analisadas.

O exame das tabelas indica a existência de apenas uma determinação (POMBAL-2) com idade Trans-Amazônica. Ela foi obtida num granito do embasamento da serra dos Pacaás Novos, sugerindo que a falta de deformações intensas, na cobertura sedimentar, seja devida ao fato de que essas rochas repousam sobre uma área estável, não afetada pelo evento de 1200 - 1300 m.a. A amostra IGM-5, coletada junto à extremidade oeste da mesma serra, parece representar uma idade intermediária entre os dois eventos mais antigos manifestados na região.

As determinações Rb-Sr e K-Ar, para rochas do complexo cristalino, concentram-se notavelmente no intervalo 1200-1300 m.a., indicando ser esta a idade do principal período de deformação e metamorfismo dessas rochas. Isto é corroborado pelo fato de que rochas da cobertura sedimentar - vulcânica, com idades no intervalo 1700-1500 m.a., foram afetadas por esse evento.

O episódio mais importante é aquele datado em 980 ± 20 m.a. pelo método da isócrona Rb-Sr (PRIEM et al., 1971) e 970 ± 70 m.a. pelo método K-Ar, responsável pela formação dos granitos circunscritos, mineralizados em Sn, W, Nb, Ta e topázio. A elevada relação $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ inicial, obtida na isócrona Rb-Sr, indica assimilação das rochas encaixantes, fenômeno este também observado nos granitos estaníferos da Nigéria. Uma isócrona, construída apenas com os valores para rocha total obtidos neste trabalho, juntamente com aqueles apresentados por PRIEM et al. (1971) indica uma idade de 919 ± 20 m.a. e uma relação $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ inicial igual a $0,768 \pm 0,044$. Esta elevada relação inicial mostra que as rochas encaixantes participaram ativamente na formação dos magmas, que originaram aqueles granitos. TUGARINOV et al. (1968), baseados em análises isotópicas de chumbo, concluem que as rochas encaixantes, datadas em 600 - 700 m.a., participaram da constituição dos magmas que originaram os granitos mesozóicos da Nigéria.

TABELA X

Determinações K-Ar disponíveis para a parte sul da
Amazônia Ocidental

Nº Lab.	Nº Campo	Mineral	Rocha	%K	$A_{\text{rad}}^{40}\text{CCNTP/g. } 10^{-5}$	$A_{\text{Ar}}^{40} (\%)$	Idade (10^6 anos)
*	RON-1	Biotita	Granito	7,480	36,736	6,40	950
*	RON-6	Biotita	Greisen	8,165	42,224	1,30	995
*	RON-7	Biotita	Monzonito	7,125	38,752	1,20	1035
*	RON-9	Biotita	Granito	6,370	32,760	1,60	990
**	RON-14	Hornblenda	Norito	0,276	1,360	10,00	955
**	RON-15	Biotita	Gneiss	7,965	58,520	9,00	1257
**	RON-16	Hornblenda	Gabro	0,160	1,120	75,00	1244
836+	MA-48	Biotita	Granito	6,980	33,620	6,10	934 ± 24
887+	MA-30	Rocha Total	Granito	1,470	7,390	3,56	966 ± 25
893+	MA-32	Biotita	Granito	7,190	40,680	0,89	1058 ± 33
898+	SL	Rocha Total	Riolito	4,604	21,180	0,62	900 ± 24
1950+	MS-1	Anfibólio	Gneisse	1,657	11,240	3,17	1214 ± 55
2085+	GM-7	Biotita	Granito	7,513	53,550	7,06	1258 ± 53
2086+	GM-2	Anfibólio	Granito	1,570	9,341	7,78	1099 ± 11

TABELA X - continuação

Nº Lab.	Nº Campo	Mineral	Rocha	%K	$A_{\text{rad}}^{40}\text{ccCNP/g. } 10^{-5}$	$A_{\text{Ar}}^{40} (\%)$	Idade (10^6 anos)
2087+	MSL-4	Rocha Total	Riolito	3,377	15,930	3,91	918 ± 14
2088+	GM-1	Biotita	Granito	4,546	12,360	27,03	582 ± 26
2090+	IGM-5	Rocha Total	Granito	2,444	23,670	10,20	1561 ± 79
2559+	POMBAL-2	Biotita	Granito	6,480	94,000	5,83	2027 ± 26
2561+	RF-2	Biotita	Granito	7,080	52,000	7,25	1286 ± 17
2572+	RF-3	Biotita	Granito	5,702	38,610	13,63	1211 ± 24
10++	LAst-1-AM	Rocha Total	Diabásio	0,402	0,372	73,24	219 ± 17
638++	FGst-1-AM	Rocha Total	Basalto	0,962	1,279	6,69	307 ± 12
1372	REst-1-AC	Rocha Total	Xisto	3,458	16,680	1,21	935 ± 39
1385	JAst-1-AM	Feldspato	Granodiorito	10,786	70,080	0,75	1175 ± 45
1442	FGst-1-AM	Biotita	Granito	1,964	14,970	5,39	1321 ± 50

* Segundo Priem et al. (1971)

** Segundo Verschure et al. (1971)

+ Segundo Fausto D. Giancursi (Relatório de estágio - C.P.G. - U.S.P.)

++ Segundo A. Von Blazekovic (Relatório de estágio - C.P.G. - U.S.P.)

TABELA XI

Determinações Rb/sr disponíveis para a parte sul da
Amazônia Ocidental

Nº Campo	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Id.convencional 10 ⁶ anos
Determinações em rocha total					
*RON-1	833	8,6	419,00	6,418	921
*RON-3	306	23,5	40,20	1,388	1141
*RON-7	356	201,0	5,20	0,790	1090
*RON-8	263	15,3	54,90	1,458	926
*RON-10	664	24,3	94,60	2,123	997
*RON-11	336	266,0	3,69	0,765	1039
**RON-13	209	18,5	-	1,169	1049
**RON-17	245	102,0	-	0,844	1305
MSL-4	-	-	77,00	2,0400	1167
MSL-7	-	-	6,52	0,8315	1276
MA-32	-	-	18,30	0,8893	671
Determinações em biotita					
*RON-1	6106	24,8	13171,0	178,300	1049
*RON-6	5537	23,6	13880,0	199,700	
*RON-7	1342	15,5	399,0	6,753	
*RON-9	1130	16,3	282,0	4,811	
**RON-15	639	7,26	-	7,171	

* Segundo Priem et al. (1971)

** Segundo Verschure e Bon (1972)

Uma única idade correspondente ao ciclo Brasileiro foi obtida para a amostra GM-1, um granito coletado ao norte de Guajarã - Mirim. Esse valor, no presente estágio dos conhecimentos sobre a região, é difícil de interpretar. Entretanto, PINSON et al. (1962) e RESTREPO (1970) apresentam resultados de determinações geocronológicas para o leste da Colômbia, indicando a existência de rochas formadas no ciclo Brasileiro ao longo de uma faixa paralela à cordilheira andina. É possível que aquele granito represente um dos primeiros indícios deste ciclo, nessa parte do território brasileiro.

Um basalto, atravessado pelo poço FGst-1-AM, forneceu idade de 307 ± 12 m.a., correspondente ao Carbonífero inferior. MIURA (1972) apresenta uma coluna estratigráfica e um perfil geológico, nos quais aqueles basaltos são localizados entre os sedimentos Devonianos e Neo-Carboníferos, aparentemente confirmando aquela idade. Um sill de diabásio, intrusivo nos sedimentos carboníferos do poço LAs-1-AM, forneceu idade de 219 ± 17 m.a., de acordo com o padrão observado em outras partes da Amazônia.

3 - Estrutura

As rochas do complexo cristalino orientam-se preferencialmente para NW, ao sul da serra do Cachimbo, alto Aripuanã e noroeste de Rondônia. Na região entre os rios Jamari e Roosevelt a orientação predominante é NE. Esse padrão complexo é causado, provavelmente, pelas intrusões graníticas mais jovens.

A serra dos Pacaás Novos é um amplo sinclinal, com eixo aproximadamente E-W. Padrão semelhante é exibido pelas serras Uopione e João Antunes. As rochas do planalto de Dardanelos estão dobradas com maior intensidade, os eixos orientam-se também segundo E-W, e os dobramentos parecem ter sido causados parcialmente pelas falhas NE e NW que limitam a parte nordeste do planalto. No restante da região, as rochas da cobertura sedimentar apresentam padrão de dobramento semelhante ao das rochas do complexo cristalino.

KLOOSTERMAN (1967a) menciona que os granitos estaniíferos do nordeste de Rondônia dispõem-se ao longo de uma linha orientada segundo N-S, aparentemente controlados por um dos sistemas de fraturamento comuns no embasamento cristalino e na cobertura sedimentar. Esse autor menciona, ainda, que estruturas anelares são comuns a esses granitos, e apresenta um mosaico aerofotográfico do complexo de Maçangana, onde essas estruturas es tão notavelmente representadas. Entretanto, elas não se manifestam tão claramente nas imagens de sensoriamento remoto. Percebe-se, no mapa geolô gico, que esses corpos graníticos circunscritos ocorrem somente ao norte dos grandes planaltos sedimentares, na região compreendida pelos rios Ma - deira e Aripuanã.

O principal sistema de falhas apresenta orientação NW, sendo a mais importante aquela que limita a NE a parte sul da Amazônia Ocidental. Falhamentos de menor importância orientam-se segundo NE e ENE e, mais raramente, segundo NNE. Esse padrão é também seguido pelo fraturamento que afeta as rochas da região.

4 - Recursos Minerais

A cassiterita, sem dúvida, é o recurso mais importante da região. Identificada pela primeira vez no princípio da década de 50, ela começou a ser explorada apenas no seu final. A cassiterita, associada a ilmenita, columbita-tantalita, zircão e topázio, ocorre primariamente em veios de quartzo, peracidito e greisen, junto aos granitos jôvens. Existem na literatura menções a quartzitos com mineralização primária. Depósitos secundários foram encontrados e explorados em quase todos os cursos d'água que drenam os maciços graníticos, constituídos por cascalhos arenosos com teores médios da ordem de $1 - 2 \text{ kg/m}^3$. Depósitos eluviais, formados sobre os veios primários, podem apresentar teores de até 200 kg/m^3 de cassiterita (KLOOSTERMAN, 1970). Suas reservas são da ordem de 150.000 ton e a produção anual situa-se em torno de 2.000 ton.

Ouro tem sido garimpado nos rios Madeira e Mamorê, no tre -

cho entre Lages e Araras, e no alto curso dos rios Juruena, Teles Pires e Peixoto Azevedo. A cerca de 35 km ao norte de Guajarã-Mirim, um quartzito piritoso apresenta indícios de ouro e molibdênio.

As rochas da cobertura sedimentar, da mesma maneira que as suas congêneres da Amazônia Central, encerram concentrações de manganês, de provável origem sedimentar. Ocorrências deste tipo são conhecidas nas cabeceiras do rio Caio Espindola e no interflúvio Jaci-Paraná — Mutum-Paraná.

O diamante tem sido explorado na bacia dos rios Gi-Paraná, Barão de Melgaço, Arinos, Teles Pires e Peixoto Azevedo. Ilmenita, zircão, tantalita e columbita ocorrem associadas à cassiterita, podendo formar concentrações importantes.

Acumulações de óxidos de ferro são conhecidas na serra Paraiso, no interflúvio Machado e Gi-Paraná, e na BR-364 entre Rondônia e Vila Nova. Veios de gipsita preenchem fraturas na parte norte da serra dos Pacaás Novos. Na Fazenda Ilha das Flores ($62^{\circ}30' W$, $13^{\circ} S$) é conhecida uma ocorrência de cinábrio em veios encaixados em quartzitos. Galena foi encontrada na localidade de Perequitos, no rio Madeira, um pouco ao norte da ocorrência de molibdenita acima mencionada. Mica de boa qualidade tem sido encontrada associada a pegmatitos, na região do rio Anari, afluente do Machadinho.

Capítulo VII

COMPARAÇÃO GEOLÓGICA ENTRE A AMAZÔNIA BRASILEIRA E OS PAÍSES VIZINHOSA - Introdução

É bastante difícil, no presente estágio de conhecimento, correlacionar as unidades geológicas reconhecidas na Amazônia brasileira, com aquelas existentes na Guiana Francesa, Surinam, Guyana, Venezuela, Colômbia e Bolívia. As principais causas são:

- disponibilidade de mapeamento geológico mais detalhado apenas para alguns países, como por exemplo para a Guiana Francesa, que é inteiramente mapeada em escala 1 : 100.000;
- escasso conhecimento geológico da região fronteira, tanto no Brasil como na Colômbia, sul da Venezuela e sul do Surinam e leste da Bolívia;
- diferentes objetivos das campanhas de mapeamento geológico. Especialmente na Guyana, Surinam e Guiana Francesa, os trabalhos geológicos eram dirigidos à prospecção mineral, não enfatizando aspectos geológicos mais acadêmicos;
- diferenças de conceituação na descrição geológica dos vários países, em parte causadas pelo grau de detalhamento disponível;
- excessiva confiança nos resultados de determinações geocronológicas, efetuadas freqüentemente em amostras inadequadas ou com resultados de difícil interpretação (ex.: determinações U-Pb em zircões detríticos na Guiana Francesa).

Devido aos motivos acima expostos, as correlações apresentadas neste capítulo têm um caráter especulativo, devendo ser consideradas apenas como uma tentativa preliminar. É fato que as similaridades são bastante grandes para boa parte das unidades geológicas reconhecidas, entre - tanto restam muitos pontos a esclarecer, especialmente no que se refere às unidades do complexo cristalino.

São raros os trabalhos de síntese no Escudo das Guianas. O primeiro parece ser o de GANSSE (1954), porém com ênfase na Formação Roraima. Aproximadamente na mesma época, CHOUBERT (1954) apresenta o primeiro mapa geológico das três Guianas. O'HERNE (1966) publica uma versão atualizada daquele mapa. Posteriormente, num trabalho tentativo de correlação geológica do norte da América do Sul com a África Ocidental, CHOUBERT (1969) apresenta um mapa geotectônico do Escudo das Guianas. Recentemente MENDOZA (1973) sugeriu um esquema de evolução tectônica do Escudo. PFLUG (1967) e HURLEY et al. (1968) fazem uma revisão geocronológica da região.

B - Guiana Francesa

Os trabalhos de CHOUBERT (1949, 1964, 1965 e 1969) dão uma boa idéia da evolução do conhecimento geológico da região. BERRUOL (1961, 1966) apresenta detalhes sobre algumas de suas unidades geológicas.

Em síntese, o Pré-Cambriano da Guiana Francesa inicia-se por uma seqüência de orto-anfibolitos e migmatitos complexos pobremente expostos e intensamente remobilizados durante os eventos posteriores. Determinações U-Pb em zircões detriticos, coletados nos aluviões da região de ocorrência dessa unidade, forneceram idades variáveis entre 3770 e 4100 m.a. A seguir tem-se uma seqüência de anfibolitos, quartzitos, metabasitos e paragneisses, com grau de metamorfismo atingindo o facies granulito, denominada Série Île de Cayenne. As rochas desta unidade e da anterior foram então afetadas pela granitização "Hyléenne", com formação de maciços batolíticos de quartzo dioritos e granodioritos. Repousando discordantemente sobre as unidades anteriores, encontra-se a Série Paramaca, nitidamente de origem geossinclinal. Essa unidade inicia-se com uma sucessão de rochas metasedimentares: biotita-quartzo xistos, quartzitos, rochas carbonatadas, filitos grafitosos, gonditos, rochas ferríferas, anfibolitos junto ao contacto com granitos e metavulcânicas. Segue-se uma seqüência constituída predominantemente de rochas metavulcânicas e seus correspondentes

plutônicos: serpentinitos, meta-andesitos, meta-riolitos, metabasitos, clorita xistos, talco xistos, anfibolitos, quartzitos, gabros, peridotitos, dioritos e granodioritos. A Série Paramaca, bem como as anteriores, foram a seguir afetadas pelo evento "Guyanaise", responsável pelo metamorfismo e granitização daquela unidade e pela formação de granodioritos, granitos akeríticos e pegmatitos. A seguir, repousando discordantemente sobre as unidades mais antigas, tem-se uma seqüência metasedimentar subdividida em duas Séries: Bonidoro (a mais antiga) e Orapu. A Série Bonidoro foi subdividida por BERRUOL (1961) em nove unidades, assim constituídas (iniciando-se pela mais antiga): quartzito e microgranito; conglomerado poligênico; arenito e xisto; quartzito e conglomerado monogênico; quartzitos e arenitos verdes; quartzito fino, xistos verdes; quartzitos arcosianos; e, finalmente, xistos quartzosos. A Série Orapu é transgressiva sobre a Série Bonidoro, e parece ter sido precedida por vulcanismo, a julgar pela ocorrência freqüente de seixos de tufos e riolitos nos seus conglomerados basais. Segundo BERRUOL (1966), a Série Orapu pode ser subdividida em duas unidades, a inferior constituída por quartzitos e conglomerados, e a superior por arcósios, sericita xistos grafitosos, arenitos sericíticos e filitos. Segue-se a granitização "Caraíbe", responsável pelo metamorfismo regional e pela intrusão de akeritos, monzonitos, granitos alcalinos e pegmatitos homogêneos e heterogêneos. Finalmente, tem-se a intrusão dos granitos "Galibi", de nítido caráter post-tectônico. Petrograficamente, essas rochas variam de monzonitos a granitos alcalinos, com elevado teor em potássio. Diques de diabásio, orientados preferencialmente segundo NNW, cortam todas as unidades acima descritas.

As Séries Île de Cayenne e Paramaca dispõem-se caracteristicamente em torno de núcleos graníticos, numa feição bastante semelhante aos domos gneissicos comumente encontrados no Prê-Cambriano Inferior, em várias partes do mundo. As Séries Bonidoro e Orapu orientam-se preferencialmente segundo E-W, com variações para ENE e WNW. O principal recurso mineral é o ouro, associado principalmente à granitização "Caraíbe". Os

pegmatitos ligados a essa fase são mineralizados em columbo-tantalatos, lítio, berilo e estanho. Os gonditos da Série Paramaca dão origem a ocorrências de manganês supergenas. O diamante é garimpado nas montanhas de Kaw, acreditando-se que eles tenham sua matriz secundária nos conglomerados da Série Orapu. São conhecidas, também, ocorrências de lateritas aluminosas e minerais radioativos.

As determinações geocronológicas apresentadas por CHOUBERT (1964) indicam idade Trans-Amazônica para a granitização "Caraíbe" e para os pegmatitos associados. CHOUBERT (1969), baseado em correlações com os países vizinhos, admite uma idade entre 2550 e 2600 m.a. para os granitos "Guyanais" e entre 2900 e 3100 m.a. para a Série Île de Cayenne.

Pela descrição, acima apresentada, pode-se correlacionar o Grupo Amapari e o Grupo Vila Nova à parte inferior da Série Paramaca, assim como os granulitos do rio Falsino à Série Île de Cayenne, como fez CHOUBERT (1969). As rochas metasedimentares de baixo grau, do litoral do Amapá, podem ser correlacionadas às Séries Bonidoro e Orapu. Nada pode ser dito a respeito das quatro fases de atividade magmática granítica, pois não se dispõe de estudos detalhados sobre os granitos do Amapá. Os diques de dia básio Mesozóicos, abundantes em território brasileiro, parecem estender-se até a Guiana Francesa. Tendo em vista a idade dos eventos reconhecidos nesse país, é bastante provável que as determinações geocronológicas, disponíveis para o complexo cristalino do Amapá, refiram-se apenas ao último deles, de idade Trans-Amazônica, que por sua intensidade mascarou os anteriores. Sendo assim, é possível que estudos geocronológicos posteriores demonstrem a existência de rochas do Pré-Cambriano Inferior, à semelhança do que ocorre na região da serra dos Carajás, na parte sul da Amazônia Oriental.

C - Surinam

Apesar do autor ter tido acesso bastante restrito à litera-

tura geológica do Surinam, foi possível notar que aí se desenvolve um programa sistemático de reconhecimento geológico, acompanhado por um excelente programa de determinações geocronológicas.

Com base nos trabalhos de BOSMA e ROEVER (1973), DAHLBERG (1973), ROEVER (1973), DOEVE (1961), HEBEDA e PRIEM (1970), HEBEDA et al. (1972), JHARAP (1973), KROONENBERG (1973), MAIJER e VERHOFSTAD (1969), O'HERNE (1969), PRIEM (1970) e PRIEM et al. (1966a, 1967, 1968a, 1968b, 1969, 1971, 1973), o autor desenvolveu uma tentativa de síntese da geologia do Surinam, a qual é apresentada a seguir.

As rochas mais antigas afloram em extensas áreas a NW e SW, junto à fronteira com a Guyana. As seqüências de NW são denominadas Grupo Falawatra, constituído de sillimanita gneisses, charnockitos e clinopiroxênio anfibolitos. O grau de metamorfismo varia de anfibolito a granulito. O Grupo Coeroeni reúne as rochas aflorantes a SW, geralmente apresentando menor grau metamórfico que o Grupo Falawatra. O tipo litológico predominante é o paragneisse, distribuído em três zonas de diferente grau metamórfico: sillimanita-muscovita, sillimanita e granulito. Ambas unidades são correlacionadas entre si.

Repousando discordantemente sobre as unidades acima descritas, encontra-se uma seqüência metasedimentar denominada Grupo Marowijne. No nordeste do Surinam, junto à fronteira com a Guiana Francesa, aquele Grupo é subdividido em três Formações: Paramaka (a mais antiga) Rosebel e Armina. A Formação Paramaka é constituída por anfibolitos, grauvacas, xistos, filitos, itabiritos, quartzitos e metavulcânicas, cortados por gabros, noritos e dioritos metamorfisados (Old Basic Intrusives); a Formação Rosebel por sub-grauvacas, conglomerados, filitos, quartzitos, repousando discordantemente sobre a Formação Paramaka; a Formação Armina, depositada em discordância sobre a Formação Rosebel, é composta de quartzitos, grauvacas, filitos, xistos, arcósios, etc. Na região noroeste, junto à fronteira com a Guyana, o Grupo Marowijne é dividido em duas Formações: Matapi (mais velha) e Ston. A Formação Matapi é constituída por espilitos, quartzos kera-

tôfiros, tufos e silxito. A Formação Stono é por sericita e muscovita quartzitos e conglomerados. A única determinação Rb-Sr, para um keratófiro, da Formação Matapi forneceu uma idade de 1891 ± 90 m.a.

Um evento magmático, datado em 1810 ± 40 m.a., é o principal responsável pelo metamorfismo e granitização que afetaram as unidades anteriormente descritas, ele também formou a maior parte do embasamento do país. Rochas vulcânicas ácidas (riolitos, riodacitos e tufos), denominadas Formação Dalbana, estão associadas a este evento.

Aflorando em apenas dois lugares, Tafelberg e montanhas Wilhemina, a Formação Roraima repousa discordantemente sobre as unidades mais antigas. No primeiro deles ela tem cerca de 700 m de espessura, e é constituída predominantemente de arenitos, mais feldspáticos e sericíticos na base e conglomeráticos no topo. Nas partes inferior e média da sequência existem intercalações piroclásticas (ignimbritos e tufos), que forneceram uma idade de 1599 ± 18 m.a.

Intrusivas básicas (gabros e hiperstênio-pigeonita diabásio) afetam tanto as rochas do embasamento como da Formação Roraima. Várias determinações geocronológicas são disponíveis, indicando uma idade entre 1600 e 1550 m.a.

Um evento tectonotermal, datado em 1200 ± 100 m.a., afetou as rochas Pré-Cambrianas da parte do Surinam a oeste do meridiano 56° . É denominado Episódio Metamórfico Nickerie e foi reconhecido apenas por determinações geocronológicas.

Um enxame de diques de pigeonita diabásio, orientado segundo N-S a NNW, afeta as unidades mais antigas. Sua idade média é 227 ± 10 m.a.

A correlação com as unidades descritas para a Guiana Francesa parece estar razoavelmente estabelecida: os Grupos Coeroeni e Falawatra com a Série Île de Cayenne; as Formações Paramaka, Rosebel e Armina com as Séries Paramaca, Bonidoro e Orapu; o evento magmático de idade Trans-Amazônica com as fases "Caraïbe" e "Galiç" de granitização e magmatismo. As ou

tras fases de granitização, reconhecidas na Guiana Francesa, não foram suficientemente estudadas no Surinam. A região limítrofe com o Brasil é pouco conhecida, parecendo existir predominância de granitos e gneisses. Rochas do Grupo Coeroeni atingem o Brasil na altura das nascentes do rio Trombetas. Para leste predominam os granitos e vulcânicos, de idade Trans-Amazônica. Os itabiritos da bacia do rio Jari prolongam-se até o sul do Surinam, no alto curso do rio Tapaje. A linha que limita a área afetada pelo Episódio Nickerie continua no Brasil, correspondendo aproximadamente ao limite entre a Amazônia Oriental e Central.

O principal recurso mineral do Surinam é a bauxita, originada por intemperismo de gneisses e granitos do embasamento. Uma das maiores reservas desse minério é derivada de rochas do Grupo Falawatra, na região dos montes Bakhuis.

D - Guyana

A República da Guyana é uma das regiões geologicamente melhor conhecidas do Escudo das Guianas. Boa parte do seu território foi mapeada em escala 1 : 125.000 pelo antigo Geological Survey of British Guiana. Após a independência do país, em 1966, os trabalhos continuaram através do Geological Surveys & Mines Department, concentrando-se especialmente na parte sul do país.

A literatura geológica da Guyana é bastante grande, mas principalmente dedicada à geologia econômica e prospecção. O resumo da geologia Pré-Cambriana do país, que será apresentada a seguir, foi baseada nos trabalhos de BARRON e BATESON (1962), BARRON (1962, 1966), CANNON (1964), CARTER e FERNANDES (1966), MARTIN-KAYE (1966), McCONNELL e DIXON (1959, 1960), McDOUGALL et al. (1963), McDOUGALL (1968), SNELLING (1963), SNELLING e McCONNELL (1969), SNELLING e BERRANGÉ (1969), SPOONER et al. (1970) e WILLIAMS et al. (1967).

A fossa tectônica do Tacutu divide a Guyana em duas partes: norte e sul. Suas características serão tratadas separadamente.

A Associação Barama-Mazaruni engloba as rochas mais antigas da parte norte do país. É subdividida em dois Grupos: Barama (o inferior) e Mazaruni. O Grupo Barama não está totalmente subdividido em formações e é constituído por: filitos; argilitos; quartzitos; rochas manganíferas (gonditos, xistos, filitos e quartzitos da Formação Mathews Ridge); clorita xistos, anfibolitos, xistos psamíticos, quartzitos e filitos da Formação Tenapu; xistos e gneisses indiferenciados na parte basal. O Grupo Mazaruni é subdividido em duas Formações: Cuyuni (a mais antiga) e Haimaraka. A Formação Cuyuni é composta por arenitos, arenitos conglomeráticos, "mudstones", grauvas e rochas metavulcânicas intermediárias. A Formação Haimaraka é por "mudstones", grauvas e metavulcânicas. Para o sul, através de uma zona de transição, essas duas Formações são substituídas respectivamente pelas Formações Muruwa e Iwokrama. A primeira é constituída de arenitos ortoquartzíticos e rochas vulcânicas ácidas. A segunda é de rochas vulcânicas riolíticas e riodacíticas e seus correspondentes piroclásticos. Segundo MARTIN-KAYE (1966) e BARRON (1966) essas duas formações são mais novas do que a Associação Barama-Mazaruni, sendo dela separadas por evidente discordância.

A Associação Bartica, constituída por um complexo de granitos (Kartabu) e gneisses (Essequibo) interdigitados, parece representar a Associação Barama-Mazaruni granitizada e profundamente metamorfisada. Uma zona de transição, formada de anfibolitos, anfibólitos xistos e quartzitos separa as duas Associações.

As unidades acima descritas são cortadas por intrusões graníticas, granodioríticas e adamelíticas (Younger Granites).

Repousando discordantemente sobre as unidades mais antigas encontram-se os sedimentos da Formação Roraima. Intrusivas básicas afetam indistintamente esta Formação e as rochas do embasamento. São correlacionadas àquelas do Surinam, datadas em 1550 - 1600 m.a. Diques de rochas básicas, com idade entre 114 e 680 m.a., afetam todas as unidades.

As determinações geocronológicas disponíveis para as rochas

do embasamento do norte da Guyana concentram-se no intervalo 1800 - 2100 m.a. Apenas uma determinação (K-Ar) forneceu valor mais elevado, de cerca de 2600 m.a., correspondente a um riebeckita granito supostamente intrusivo na Formação Iwokrama (Granito Makarapan). Posteriormente verificou-se que esse granito era mais antigo que aquela Formação, e uma isócrona Rb-Sr forneceu idade em torno de 2020 m.a. (SPOONER et al., 1970). SNELLING e BERRANGÉ (1969) apresentam três determinações Rb-Sr para rocha total, muscovita e feldspato potássico de uma amostra da Formação Iwokrama. Os resultados variam entre 1860 e 1915 m.a., porém com erro bastante elevado, variando entre 80 e 150 m.a. Devido à falta de dados analíticos, não foi possível relacionar essas determinações à isócrona da Formação Surumu, correlacionada à Formação Iwokrama.

Ao sul da Fossa do Tacutu ocorre a Associação Rupununi, formada por quatro Grupos: Kanuku (o mais antigo), Marudi, Kuyuwini e South Savanna. O Grupo Kanuku ocupa uma faixa aproximadamente paralela à Fossa do Tacutu e apresenta-se fortemente afetado por falhamentos transcorrentes. Sua litologia principal é: gneisses finamente laminados, gneisses charnockíticos, xistos porfiroblásticos, gneisses bandeados e granodiorito. O fácies metamórfico varia entre anfibolito alto e granulito. O Grupo Marudi aflora a leste e sul, raramente em contacto com o Grupo Kanuku. É constituído por quartzo-biotita-muscovita xistos, muscovita xistos, biotita-granada xistos, quartzitos, itabiritos e gneisses. O Grupo Kuyuwini aflora no extremo sul, junto à fronteira com o Brasil, e é formado por lavas ácidas a intermediárias metamorfasadas (biotita, andalusita, sillimanita e cordierita), quartzitos finos e granodiorito. O Grupo South Savanna engloba o Granito South Savanna, outras rochas graníticas e os enclaves gnéissicos entre elas. Esta unidade constitui a maior parte do embasamento do sul da Guyana e afetou profundamente as unidades mais antigas. Diques básicos, datados entre 400 e 120 m.a. cortam indistintamente as rochas da Associação Rupununi.

As determinações geocronológicas, para essa parte do país,

indicam que o embasamento foi profundamente afetado pelo evento Trans-Amazônico. SPOONER et al. (1970) apresentam uma isócrona Rb-Sr para os gneisses e granulitos do Grupo Kanuku, indicando uma idade de 2020 ± 100 m.a. Determinações K Ar em rochas dos Grupos Kanuku, Marudi, Kuyuwini e South Savanna demonstraram a presença de um evento termo-metamórfico, correlacionável ao Episódio Nickerie. É importante notar que a parte norte do país aparentemente não foi atingida por esse evento.

O principal recurso mineral da Guyana é a bauxita, originada da mesma maneira que aquela do Surinam, e também a partir de sedimentos argilosos da Formação White Sands, de idade Cenozóica. Ouro foi explorado intensivamente no passado, mas atualmente essa atividade está em declínio. O diamante é garimpado nos rios que drenam a Formação Roraima e pequenos depósitos de manganês, da Formação Mathews Ridge, são explorados no noroeste do país.

Os Grupos Marudi e Kanuku podem ser correlacionados às Formações Coeroeni e Falawatra do Surinam e ao Complexo Mucajaí de Roraima, no Brasil. Os Grupos South Savanna, Kuyuwini e, parcialmente, o Marudi são similares ao Complexo Anauá-Uraricoera e às rochas graníticas e vulcânicas (Trans-Amazônicas) do Surinam. A Formação Iwokrama, pelo menos em parte, é comparável à Formação Surumu, havendo mesmo continuidade geográfica entre elas. É possível que a parte norte do Complexo Anauá-Uraricoera possa ser correlacionada à Associação Bartica. O falhamento transcorrente que limita o complexo Mucajaí atravessa a Guyana e atinge o Surinam, numa extensão total de mais de 1200 km, o que o torna o elemento estrutural mais importante do Escudo das Guianas.

É interessante notar que, até o momento, não foram reconhecidas rochas vulcânicas correlacionáveis às aquelas da Amazônia Central, na Guyana. O autor acredita que essas rochas tenham sido reunidas às formadas no evento Trans-Amazônico, devido às semelhanças litológicas existentes entre elas.

E - Venezuela

O Pré-Cambriano aflora em quase toda a região sul do país, abrangendo o Estado Bolívar, Território Amazonas e parte do Território Delta Amacuro. O rio Orenoco limita, grosseiramente, a norte essa parte do Escudo das Guianas. A maior parte da literatura geológica, para o Pré-Cambriano da Venezuela, é relativa à região situada ao norte do paralelo 6°N. O restante é mal conhecido, contando apenas com trabalhos em nível exploratório. Recentemente essa região foi levantada com radar de visada lateral, igual àquele utilizado pelo Projeto Radam, esperando-se que a curto prazo tenha-se um melhor conhecimento geológico da mesma.

Tentar elaborar uma síntese da geologia Pré-Cambriana da Venezuela é tarefa bastante difícil. O autor teve oportunidade de participar do IIº Congresso Latino-Americano de Geologia, realizado em Caracas em novembro de 1973. Nessa ocasião, teve acesso ao novo mapa geológico da Venezuela em escala 1 : 500.000, assistiu à apresentação de vários trabalhos sobre o Pré-Cambriano do país e, principalmente, trocou idéias com os geólogos responsáveis por esses trabalhos. Além disso, teve também acesso a boa parte da literatura existente sobre o assunto. A análise de todo esse material mostra claramente que não existe um ponto de vista definido sobre a estratigrafia Pré-Cambriana da Venezuela. Isto é devido principalmente às diferenças de opinião entre os diversos geólogos que trabalharam na região, excessiva confiança nas determinações geocronológicas e elevada proliferação de nomes estratigráficos. O resultado disso é um quadro confuso, de difícil compreensão.

Devido aos motivos acima apontados, a síntese da geologia Pré-Cambriana do sul da Venezuela, apresentada a seguir, é bastante especulativa, não sendo adequada à correlação com rochas de outras regiões. Ela foi elaborada, principalmente, com base na análise dos seguintes trabalhos: AARDEN et al. (1973), CHASE (1965), ESPEJO (1973), GAUDETTE et al. (1973), HARTMAN e BRENNAN (1972), HURLEY et al. (1967, 1968a, 1970, 1973), KALLIO-

KOSKI (1965), KOROL (1965, 1973), LOPEZ et al. (1942), MARTIN - BELLIZZIA (1968, 1973), McCANDLESS (1965, 1966), MENDOZA (1973a, 1973b), MENENDEZ (1968), MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS (1970), POSADAS e KALLIOKOSKI (1967), RIOS e BENAÏM (1973), SABATER e BRENNEN (1973), SHORT e STEENKEN (1962), SIFONTES (1973), SILVA, L.A.G. (1973) e TALUKDAR et al. (1973).

O Complexo de Imataca, com idade superior a 3000 m.a., reúne as rochas mais antigas do Escudo das Guianas. Ele aflora numa faixa, com largura média em torno de 80 km e cerca de 400 km de comprimento, limitada a norte pelo rio Orenoco e sedimentos Cenozóicos, e a sul pelo sistema de falhas transcorrentes Ciudad Piar - Guri. Sua litologia é complexa, formada por rochas de grau metamórfico variável entre epidoto-anfibolito e granulito: biotita-microclina gneisse, charnockito, quartzito ferruginoso (itabirito), anfibolito, granito, anfibólio-piroxênio gneisse, migmatito e dolomito. O Complexo de Imataca foi dobrado e metamorfisado pelo evento Guriense (3000 - 3400 m.a.)

O Supergrupo Pastora, subdividido em dois Grupos: Carichapo (inferior) e Pastora, repousa discordantemente sobre o Complexo Imataca. O Grupo Carichapo é constituído por uma seqüência de anfibolitos e anfibólio xistos (derivados provavelmente de lavas básicas) e de metagrauvacas e meta-arcósios, cortada por intrusivas ultrabásicas metamorfisadas. O Grupo Pastora é formado por rochas metamórficas, derivadas de vulcanismo dacítico e de rochas sedimentares imaturas (grauvacas, arcósios, etc.). Filitos e quartzitos manganíferos ocorrem subordinadamente. Algumas determinações geocronológicas parecem indicar que o Supergrupo Pastora foi dobrado e metamorfisado por um evento datado em cerca de 2600 m.a. (Guianense).

Repousando discordantemente sobre o Supergrupo Pastora, encontra-se o Grupo Botanamo e o seu equivalente Grupo Chiguao. Eles são formados por uma sucessão de lavas e rochas piroclásticas metamorfisadas, de composição intermediária a ácida, intercaladas com metasiltitos, metagrauvacas, filitos, arenitos e conglomerados polimícticos. Rochas básicas metamorfisadas são intrusivas nas partes basais desta unidade. Ela e as

anteriores foram afetadas pelo evento Trans-Amazônico, manifestado por dobramento, metamorfismo e intensa atividade magmática. O metamorfismo é suave, não ultrapassando o fácies xisto-verde.

Sem estar em contacto direto com as unidades acima descritas, repousando sobre um embasamento granito-gnêissico indiferenciado, encontra-se uma importante sucessão de rochas vulcânicas de composição riolítica a rio-dacítica, com intercalações de rochas sedimentares imaturas (arcôssios, grauvas, etc.), denominada Grupo Cuchivero. Dobramento e metamorfismo suaves são observados na parte norte do Estado Bolívar, associados a intrusões graníticas. Estas forneceram idades variáveis entre 1700-1875 m.a. Rochas vulcânicas semelhantes, porém não metamórficas, aflorantes por baixo da Formação Roraima, junto à fronteira com o Brasil, têm sido correlacionadas a esta unidade. Na parte sul do Estado Bolívar e no Território Amazonas, o Grupo Cuchivero inclui rochas vulcânicas do Grupo Pastora.

Uma unidade de posição estratigráfica discutida, a Formação Cinaruco, foi colocada entre o Grupo Cuchivero e a Formação Roraima, na tabela de correlação estratigráfica que acompanha o novo mapa geológico da Venezuela, existindo dúvidas se ela foi ou não afetada pelo evento Trans-Amazônico. É constituída por quartzitos sericíticos, filitos, quartzo-sericita xistos, quartzitos ferruginosos, hematita-siderita filitos e conglomerados líticos intraformacionais e foi metamorfoisada pelo granito El Paragua, datado em 1490 m.a. Essa unidade foi também correlacionada à Formação Roraima, mas seu criador (McCANDLESS, 1961. In: "Ministerio de Minas e Hidrocarburos, 1970") correlacionou-a aos quartzitos ferruginosos do Complexo de Imataca.

Ocupando extensas áreas junto às fronteiras com o Brasil e Guyana, a Formação (Grupo) Roraima recobre discordantemente os Grupos Pastora e Cuchivero e o complexo cristalino indiferenciado. Para oeste essa unidade é representada por pequenos afloramentos isolados, estendendo-se até a fronteira com a Colômbia. Sills e diques de rochas básicas são intru

sivos nesta unidade, especialmente junto às fronteiras com o Brasil e Guyana.

O principal recurso mineral do Pré-Cambriano da Venezuela é o ferro, do Distrito de Ciudad Bolívar, com uma reserva total da ordem de 4 bilhões de toneladas. Os depósitos estão associados aos itabiritos do Complexo de Imataca, onde ocorrem também alguns pequenos depósitos de manganês. Os importantes depósitos de ouro do Distrito de El Callao, estão associados a veios de quartzo que cortam rochas do Supergrupo Pastora. O veio Sosa Méndez é o depósito mais importante, com dois milhões de toneladas de minério, sendo o teor de ouro em torno de 12 g/ton. Diamante associado ao ouro ocorre nos aluviões que drenam as rochas da Formação Roraima. É um dos recursos minerais mais importantes da Venezuela e sua produção anual oficial gira em torno de 100.000 quilates anuais. Pequenas ocorrências de titânio e tungstênio, bem como importantes depósitos de lateritas aluminosas, são conhecidos na região.

É bastante provável que rochas vulcânicas correlacionáveis à Formação Surumu, junto à fronteira com o Brasil, tenham sido confundidas com aquelas dos Grupos Pastora e Cuchivero, com evidências geocronológicas de serem mais antigas. No Território de Roraima não foram reconhecidos, ainda, os equivalentes dos Grupos Pastora, Carichapo, Botanamo e Cuchivero. As rochas do Grupo Kanuku e seu equivalente, o Complexo Mucajaí, têm sido correlacionadas àquelas do Complexo Imataca, porém sem confirmação para uma idade maior que 2020 m.a. O Supergrupo Pastora é comparável ao Grupo Barama, da Guyana, e ao Grupo (Série) Paramaca do Surinam e Guiana Francesa. Os Grupos Botanamo e Cuchivero, por outro lado, são semelhantes ao Grupo Mazaruni da Guyana, às Formações Armina e Rosebel do Surinam, e às Séries Bonidoro e Orapu da Guiana Francesa. O Complexo Imataca tem sido correlacionado aos Grupos Coeroeni e Falawatra do Surinam e à Série Île de Cayenne da Guiana Francesa.

A julgar pela escassa literatura existente, a porção colombiana do Escudo das Guianas é praticamente desconhecida. Referências bastante resumidas podem ser encontradas em TRUMPY (1943), GANSSER (1954), PINSON et al. (1962) e RESTREPO (1970).

Na sierra de Santa Marta, no extremo norte do país, junto à fronteira com a Venezuela, ocorre um maciço de rochas gnêissicas e granulíticas, datadas em 1300 ± 100 m.a. por McDONALD e HURLEY (1968). Esta ocorrência representa um maciço central Pré-Cambriano, dentro de uma faixa de dobramentos Mesozóica. Idades semelhantes foram obtidas em granitos potássicos do rio Guaviare, cerca de 200 km ao norte da fronteira brasileira. Mais para oeste, em San Jose de Guaviare, ocorrem nefelina sienitos, datados em 460 ± 25 m.a. Determinações K-Ar para um granulito da sierra de Santa Marta forneceu idade de 950 ± 47 m.a. e um anfibolito associado ao Gneiss Bucamaranga forneceu idade de 945 ± 35 m.a. Outras determinações, nessas áreas, forneceram idades variando entre 680 e 750 m.a.

GANSSER (1954) seguiu a Formação Roraima desde sua localidade de tipo até a Colômbia. Entretanto, esse autor confundiu coberturas sedimentares Cretáceas com aquela unidade. Percebe-se, nas imagens de radar e satélite, que a Formação Roraima, à medida em que se estende para oeste, apresenta-se mais deformada e metamorvisada, devido ao evento datado em cerca de 1300 m.a., descrito no capítulo anterior. Assim, as ocorrências dessa unidade na Colômbia, como por exemplo junto à sua fronteira com o Brasil, são constituídas por quartzitos e rochas afins, bastante dobradas e metamorvisadas no fácies xistos-verdes. É possível que os gneisses e granulitos da sierra de Santa Marta representem as ocorrências mais setentrionais do evento de 1300 m.a., que se estenderia, então, desde o Território de Rondônia até o norte da Colômbia. É importante notar que na Venezuela esse evento foi denominado "Orinoquense" por MARTIN-BELLIZZIA (1968), mas ele está melhor representado nas porções ocidentais dos Escudos Guiana e Brasil Central, onde adquire um caráter de faixa de dobramentos.

G - Bolívia

O Pré-Cambriano da Bolívia é ainda menos conhecido que o da Colômbia. O autor conseguiu apenas referências bastante vagas, especialmente no trabalho de OLIVEIRA e LEONARDOS (1940), para a região fronteiriça no Estado de Mato Grosso, fora da área de interesse do presente trabalho. Teve também oportunidade de interpretar algumas imagens do satélite ERTS-1 para a região fronteiriça junto ao Território de Rondônia e norte de Mato Grosso. Nessa área os afloramentos são reduzidos, devido à cobertura aluvionar da bacia do rio Beni. Apenas no alto curso do rio Guaporé, foi possível individualizar uma mancha de cobertura sedimentar dobrada, correlacionável àquelas das serras Pacaás Novos e Uopione.

Capítulo VIII

ESBOÇO DA EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA AMAZÔNIA NO PRÉ-CAMBRIANO E
CONSIDERAÇÕES SOBRE SUAS RELAÇÕES COM A METALOGÊNESE E
EVOLUÇÃO GEOLÓGICA NO FANEROZÓICO

A - Introdução

O volume de dados apresentados nos capítulos anteriores permite a elaboração de um esquema da evolução tectônica da Amazônia durante o Pré-Cambriano. Devido ao caráter altamente especulativo das teorias tectogênicas, o autor optou por um tratamento descritivo-evolutivo das feições tectônicas observadas.

A análise dos dados disponíveis mostra que a região Amazônica difere bastante das outras áreas Pré-Cambrianas do Brasil. As faixas de dobramento, e conseqüentemente suas plataformas, não estão bem individualizadas, dificultando a subdivisão em unidades geotectônicas. Além disso, a região exibe maior mobilidade, representada pela quantidade de eventos que nela se desenvolveram desde o final do Pré-Cambriano Médio até o Mesozóico, o que torna mais difícil a separação entre rochas formadas nos diferentes estágios de evolução. Essa sucessão de eventos prejudicou em muito a utilização de métodos geocronológicos, devido ao freqüente rejuvenescimento dos sistemas isotópicos utilizados. Dessa maneira, o autor procurou auxílio nas correlações regionais baseadas em dados litológico-estruturais, bem como nos esquemas de evolução Pré-Cambriana de outros continentes, os quais, diga-se de passagem, exibem notáveis similaridades. Os dados geocronológicos foram utilizados, na maior parte dos casos, para o estabelecimento da idade dos eventos mais recentes.

Durante o desenvolvimento dos trabalhos, o autor notou que há uma nítida associação entre a distribuição de diferentes ocorrências minerais e as rochas formadas nos diversos estágios de evolução da região.

Como decorrência disso foi desenvolvida uma tentativa de regionalização metalogênica, adiante apresentada.

Finalmente, o autor notou um relacionamento bastante evidente entre a distribuição das rochas e estruturas Pré-Cambrianas e as feições que controlaram o desenvolvimento da Bacia Sedimentar Amazônica e da Fossa do Tacutu. Devido à sua grande importância, o assunto pareceu merecer sua inclusão neste trabalho.

Os esquemas assim elaborados, adiante expostos, têm obviamente um caráter tentativo e objetivam unicamente orientar os estudos mais detalhados que estão sendo, ou serão, desenvolvidos na região.

B - Divisão Estratigráfica do Pré-Cambriano da Amazônia

Já foi mencionado, no Capítulo III, que para a divisão geocronológica do Pré-Cambriano adotou-se a escala de ALMEIDA (1971). Os limites superiores, respectivamente para o Pré-Cambriano Inferior, Médio e Superior, são os estágios principais de desenvolvimento dos eventos Guianense e Trans-Amazônico, bem como do ciclo Brasileiro. Três eventos importantes, e razoavelmente bem datados, permitem subdividir o Pré-Cambriano Superior em quatro partes.¹⁵ O evento mais antigo, datado entre 1700 e 1550 m.a. é responsável pelo extenso vulcanismo e coberturas sedimentares associadas, notavelmente desenvolvidos no oeste e sudeste do Estado do Pará. O segundo, datado entre 1400 e 1250 m.a., é responsável pelo magmatismo e de formação que afetaram a cobertura sedimentar vulcânica na Amazônia Ocidental, melhor desenvolvido na bacia do rio Madeira. O terceiro, datado entre 1050 e 900 m.a., deu origem aos corpos circunscritos de granito, notavelmente desenvolvidos no Território de Rondônia.

Esses três eventos serão aqui denominados formalmente como: Paraense (o mais antigo) Madeirense e Rondoniense (o mais novo).¹⁶ Os eventos Paraense e Madeirense, na Venezuela, são englobados pelo evento tectono-termal Orinoquense, segundo a nova definição apresentada por MENDOZA

(1973b). Os eventos K'Mudku e Nickerie, respectivamente da Guyana e Surinam, correspondem ao evento Madeirense em idade, mas não em significado tectônico. O nome K'Mudku foi atribuído a um evento dinamometamórfico (cataclase e milonitização) que teria afetado idades K-Ar de rochas do embasamento da Guyana. O nome Nickerie foi dado a um evento de caráter eminentemente termal, que afetou determinações K-Ar de rochas do Surinam. No Brasil o evento Madeirense é melhor desenvolvido, estando associado a intrusões graníticas e deformação da cobertura vulcano-sedimentar formada durante o evento Paraense.

No presente estágio de conhecimento não é possível atribuir nenhum desses eventos ao desenvolvimento de processos geossinclinais. Na Amazônia Oriental o evento Madeirense originou estruturas e magmatismo semelhantes àqueles encontrados nas faixas de dobramentos, faltando todavia as seqüências sedimentares típicas (flysch, molassa, etc.).

Para o evento Trans-Amazônico e ciclo Brasileiro, o autor adota as definições apresentadas respectivamente por HURLEY et al. (1967) e ALMEIDA (1968, 1971). No caso dos eventos Guriense e Guianense, discutidos por MARTIN-BELLIZZIA (1968), HURLEY et al. (1973) e MENDOZA (1973b), o autor prefere adotar o intervalo 3000 - 3400 m.a. para o primeiro, e 2500-2700 m.a. para o segundo, com base nos dados geocronológicos disponíveis para o Escudo das Guianas, e nas ponderações de CHOUBERT (1969).

C - Conceituação e Caracterização da Plataforma Amazônica

A denominação Plataforma Amazônica foi introduzida por SUSZCZYNSKI (1970), para o conjunto dos Escudos Brasil-Central e das Guianas. Segundo esse autor, a Plataforma Amazônica foi considerada (pela Comissão da Carta Tectônica do Brasil) como tendo sido formada pelo "Ciclo orogênico Trans-Amazônico". Afirmação semelhante é apresentada por FERREIRA (1972), que define melhor a Plataforma Amazônica, ao mencionar que ela é contornada por faixas de dobramentos formadas durante o ciclo Brasileiro.

Os dados geológicos e geocronológicos disponíveis não são suficientes para provar a existência de faixas de dobramento Brasilianas contornando toda a Plataforma Amazônica. Rochas com idades em torno de 500 m.a. foram encontradas nos maciços medianos da Cordilheira Andina (Peru, Colômbia e Venezuela) e no embasamento das Bacias Sedimentares da Foz do Amazonas e Maranhão. Idades semelhantes são admitidas para rochas da Faixa de Dobramentos Paraguai - Araguaia, que contorna a parte sul da Plataforma. Um problema ainda em aberto é o da continuação, para norte, dessa Faixa de Dobramentos, pois estão ausentes as rochas dos Grupos Jangada, Araras, Corumbá e Alto Paraguai, na região abrangida por este trabalho. O limite nordeste da Plataforma Amazônica é desconhecido, perdendo-se sob o Oceano Atlântico.

Do ponto de vista litológico-estrutural a Plataforma Amazônica, considerada aqui como abrangendo a Plataforma do Guaporé e o Escudo das Guianas, é uma entidade razoavelmente bem individualizada. O autor não concorda com SUSZCZYNSKI (1970) e FERREIRA (1972) em que ela tenha se consolidado no fim do evento Trans-Amazônico. Os dados apresentados nos capítulos anteriores demonstram que sua história é bem mais complexa. As rochas do nordeste do Pará (vale do Gurupi) apresentam características muito semelhantes às daquelas das porções vizinhas da Plataforma Amazônica, sugerindo uma ligação anterior ao desenvolvimento do ciclo Brasileiro.

Antes de passar a discutir o problema da classificação da Plataforma Amazônica, o autor acredita ser indispensável uma análise da terminologia tectônica inerente ao mesmo.

As características das rochas e estruturas formadas durante os eventos Paraense, Madeirense e Rondoniense não são típicas nem de processos geossinclinais, nem de processos de plataforma. Essas feições encontram similares em outras partes do mundo, especialmente nos escudos da Eurásia, e têm sido interpretadas de diferentes maneiras, por diversos autores.

V.A. Obruchev em 1922, ao estudar as montanhas da Ásia Cen-

tral, notou que estava tratando com um tipo especial de estruturas, superimpostas a faixas de dobramento Neogêicas, às quais denominou "montanhas rejuvenescidas".

Em 1940 G.F. Mirchink, ao analisar os elementos básicos do desenvolvimento fisiográfico da Terra, sugeriu que em adição às zonas geosinclinais e plataformas, um terceiro tipo de estrutura pode ser individalizado, ou seja, as "zonas-bloco". Elas resultariam de movimentos diferenciais verticais da crosta, ao longo de grandes fraturas, acompanhados de extravasamento de magma e sedimentação clástica.

Em 1948 Ye.U. Pavlovskiy introduziu o conceito de "arcogênese". Esse processo afetaria as plataformas já consolidadas, modificando tanto a fisiografia como a estrutura interna das mesmas. Ele seria acompanhado por extenso magmatismo e formação de cadeias montanhosas separadas por profundas depressões. No mesmo ano, S.S. Shults sugeriu que os termos "regiões e zonas orogênicas" fossem restritos às montanhas rejuvenescidas, como definidas por Obruchev. Ainda segundo Shults, o regime orogênico poderia substituir o desenvolvimento de geossinclinais (orogenia epigeossinclinal) ou de plataformas (orogenia epiplataformal).

HUANG (1959), ao estudar a Plataforma Chinesa, verificou que ela apresentava características diferentes das plataformas típicas:

- o dobramento da cobertura não é tão forte como nos geossinclíneos, mas é mais intenso do que nas plataformas típicas;
- o magmatismo é abundante, e acompanha o falhamento e dobramento da cobertura. Granitos são especialmente abundantes;
- mineralização em W, Sn, Mo e Cu está associada ao magmatismo.

Com base nessas diferenças HUANG (1959) denominou ortoplataforma aquelas estruturas estáveis durante longos períodos, e paraplataformas aquelas estruturas que apresentam maior mobilidade.

Em 1960 Chen Kuo-ta (In: NAGIBINA, 1967 e MASAYTIS & STARI-TSKIY, 1967) definiu as "diwa" como um terceiro elemento fundamental da estrutura da crosta da Terra, na mesma categoria hierárquica dos geossinclí-

neos e das plataformas. Segundo esse autor, as "diwa" seriam tipos especiais de depressões formadas numa plataforma antiga (paraplataforma), porém com características bastante distintas:

- as rochas sedimentares que preenchem as "diwa" são predominantemente clásticas, continentais. Apresentam um caráter molassóide, freqüentemente intercaladas com rochas vulcânicas;
- durante o seu desenvolvimento as "diwa" exibem um magmatismo bastante intenso, com extrusão de magma ácido e intrusão de granitos;
- a deformação das rochas, durante o desenvolvimento das "diwa" é bastante intensa, com falhamento e dobramento conspícuos.

BELOUSSOV (1962) denomina parageossinclíneos aquelas regiões nas quais o desenvolvimento do processo geossinclinal é incompleto, mas difere dos processos típicos de plataforma. Esse autor menciona, ainda, que o termo semiplataforma tem sido usado na literatura soviética para designar regiões com características semelhantes.

KHAIN (1965) afirma que processos que afetam os geossinclíneos e as plataformas têm as mesmas características, somente que nos primeiros eles são mais intensos. Isto resultaria na existência de estágios de transição entre os dois, que teriam dado origem aos conceitos de parageossinclíneos, paraplataformas, etc. Segundo esse autor, os processos de ativação das plataformas, com a formação de faixas orogênicas epiplataformais, seriam sincrônicos ao desenvolvimento de processos geossinclinais, com base nas seguintes considerações:

- a maior parte das províncias orogênicas de epiplataforma é adjacente e paralela a faixas de dobramentos jovens;
- as porções mais novas e recém-consolidadas das plataformas são as primeiras a sofrer aquele tipo de orogenia;
- a orogenia epiplataformal começa após o desenvolvimento do processo geossinclinal e estende-se para longe das faixas de dobramentos resultantes.

KHAIN (1965, pg. 2219) apresenta uma explicação para o mecanismo de formação das estruturas montanhosas de epiplataforma.

MASAYTIS e STARITSKIY (1967) discutem detalhadamente as estruturas "diwa" da Ásia Oriental. Segundo esses autores as "diwa" desenvolver-se-iam em quatro estágios:

- a - movimento de blocos, deformação da cobertura sedimentar das plataformas, intrusão de granitos sub-alcálinos e sienitos, rochas vulcânicas presentes em certos casos;
- b - formação das bacias continentais superimpostas, preenchidas por formações vulcanogênicas e molassóides. Rochas vulcânicas ácidas a intermediárias, acompanhadas de granitos e dioritos, são típicas;
- c - violento magmatismo superficial de caráter ácido-intermediário, acompanhado por intrusões hipoabissais de granitos alcálinos;
- d - o estágio final é caracterizado por sedimentação em ambiente relativamente mais calmo, ocasionalmente acompanhado por magmatismo básico a intermediário.

Esses autores subdividem, ainda, as "diwa" em zonas pliomagmáticas e mio-magmáticas, tendo as primeiras magmatismo mais abundante.

TUYEZOV (1967), ao discutir os estágios de transição das antigas plataformas da URSS, descreve estruturas muito semelhantes às "diwa". Segundo esse autor, tais estruturas seriam formadas após o desenvolvimento de processos geossinclinais, mas antes do estágio de plataforma. As principais conclusões de seu trabalho são:

- a intensidade e duração dos estágios de transição são maiores nas plataformas mais antigas do que nas mais novas;
- durante o desenvolvimento dos estágios de transição há uma predominância de movimentos ascendentes sobre os descendentes. Falhamento e movimentação de blocos são mais característicos do que outros tipos de estruturas;
- bacias intermontanas, grabens, aulacógenos, depressões periféricas (fore deeps) e horsts são as feições mais comuns. A maioria dessas estruturas é superimposta aos complexos dobrados subjacentes;
- as depressões acima mencionadas são preenchidas por sedimentos molassóides.

des, localmente associados a calcários. Sua espessura, de maneira geral, não ultrapassa 1000 m. O metamorfismo é inexistente ou pouco desenvolvido. Os representantes mais característicos do magmatismo associado são os granitos do tipo Rapakivi.

NAGIBINA (1967) apresenta um dos textos mais completos sobre as estruturas associadas a processos de ativação e reativação das plataformas. O breve histórico apresentado no início desta discussão foi extraído desse trabalho. Esta autora distinguiu dois tipos de estruturas bloco-dobradas (block-folded):

- a - Tipo Baikaliano, formada por grabens e graben-sinclinais, preenchidos por rochas sedimentares clásticas (red-beds) com intercalações de gipsita, carvão e derrames basálticos;
- b - Tipo Ásia Oriental, formada por bacias falhadas e graben-sinclinais preenchidos por seqüências molassóides intercaladas com rochas andesíticas e cortadas por diversos tipos de granitóides.

Ainda segundo essa autora, as estruturas do tipo Baikaliano seriam formadas por processos de ativação das plataformas, enquanto que aquelas do tipo Ásia Oriental seriam resultantes de processos de reativação. Afirmar ainda que as seqüências sedimentares das estruturas do segundo tipo são mais espessas, mais deformadas e localmente metamorfizadas. Além disso, importantes depósitos de estanho, tungstênio, terras raras, ouro, metais básicos e fluorita, estão associados às intrusivas graníticas.

KAZANSKII (1968) reconhece três estágios no desenvolvimento das plataformas ativadas: o embasamento, a cobertura e o conjunto magmático-sedimentar. Este último seria formado após um prolongado período de estabilidade e distinguiria as plataformas "ativadas" das "normais". Segundo esse autor, os processos de ativação afetam as faixas de dobramento recém formadas. Neste caso, as seqüências vulcano-sedimentares e seus granitos constituem o segundo estágio estrutural, estando ausentes as coberturas. Esse autor não faz distinção entre estruturas formadas por ativação

e reavivação, no sentido que lhes dá NAGIBINA (1967). Mais ainda, ele inclui os cinturões vulcânicos do extremo leste da Ásia, paralelos ao arco de ilhas (Kamchatchka, Sakalinas, Japão e Formosa), entre as províncias metalógicas "extra-geossinclinais", juntamente com as plataformas e faixas de dobramento ativadas.

SHCHEGLOV (1970) identificou dois tipos de ativação: reflexa e autônoma. A primeira ocorrendo junto aos geossinclíneos e estando associada ao desenvolvimento do processo geossinclinal. A segunda ocorrendo dentro das plataformas, independentemente do desenvolvimento de processos geossinclinais. Esse autor apresenta um quadro bastante completo das características das regiões ativadas, com ênfase nos aspectos metalogênicos. Nesse quadro as regiões de ativação reflexa são divididas em dois sub-tipos e as de ativação autônoma em seis. Além disso, esse autor também não faz distinção entre ativação e reavivação.

" A análise dos dados geológicos contidos nos capítulos precedentes, bem como a discussão acima, demonstra a afirmação anterior de que a Plataforma Amazônica apresenta um desenvolvimento muito mais complexo do que previamente admitido. A quase totalidade da área, ocupada por essa unidade geotectônica, consolidou-se após o grande episódio magmático-metamórfico que marca o fim do Pré-Cambriano Médio. Depois de um período de pequena mobilidade, cuja duração não foi inferior a 100 milhões de anos, a porção central da Plataforma Amazônica foi palco de um processo de ativação autônoma (segundo SHCHEGLOV, 1970) ou de reavivação (segundo NAGIBINA, 1967) com formação de estruturas do tipo "diwa", associadas a magmatismo e sedimentação característicos. Esse processo durou cerca de 200 milhões de anos, terminando há cerca de 1500 m.a. Após outro período estável, com duração também não inferior a 100 milhões de anos, instalou-se novo processo de ativação autônoma, com características um tanto distintas daquelas descritas na literatura. Esse evento deformou e metamorfoisou as rochas anteriormente formadas e causou a intrusão de corpos circunscritos de granitos alcalinos. Se existiu sedimentação associada ela ainda não pôde ser indi-

vidualizada. Depois de um novo período de estabilidade, com duração superior a 200 m.a., sobreveio um terceiro período de ativação autônoma, caracterizado por intenso magmatismo granítico. Esses três episódios de ativação constituem, respectivamente, os eventos Paraense, Madeirense e Rondoniense, anteriormente definidos. Dessa maneira, durante um período de pelo menos 900 m.a., a Plataforma Amazônica apresentou um caráter de paraplataforma (segundo HUANG, 1959).

Desde o final do evento Rondoniense até o fim do ciclo Brasileiro, a Plataforma Amazônica comportou-se como uma ortoplataforma apresentando algumas evidências de ativação do tipo reflexa (diques de diabásio com idades variáveis entre 600 e 400 m.a.). Dessa época em diante a Plataforma Amazônica perde sua individualidade, incorporando-se à Plataforma Sul Americana (redefinição por ALMEIDA, 1971, da Plataforma Brasileira do mesmo autor, 1967). Para facilidade de redação, o nome Plataforma Amazônica continuará a ser usado na discussão de sua história Fanerozóica.

No Ordoviciano a Plataforma Amazônica começa a sentir os efeitos de um novo evento de ativação, que deu origem à Bacia Sedimentar do Amazonas, a qual apresenta características bastante distintas daquelas do Maranhão e Paraná. Os dados disponíveis não são ainda suficientes para caracterizá-la como uma sinéclise ou como um aulacógeno. O mesmo pode ser dito para o caráter do processo de ativação, se reflexo (associado ao desenvolvimento do geossinclíneo Andino) ou autônomo. Entretanto, uma comparação entre as idades dos principais eventos magmáticos do Paleozóico e Mesozóico, tanto na faixa Andina (AMARAL e ROCHA CAMPOS, 1972) como na Plataforma Amazônica, mostra um evidente sincronismo, levando o autor a admitir que o processo de ativação que afetou essa Plataforma no Fanerozóico é do tipo reflexo. Aos estágios finais dessa ativação está associado o magmatismo do Arco do Rio Branco e Fossa do Tacutu. O desconhecimento da idade dos sedimentos mais profundos da Fossa do Tacutu não permite definir se o Arco do Rio Branco foi um elemento ativo durante toda a evolução da Bacia Sedimentar do Amazonas, numa relação antéclise - sinéclise típica. A

única evidência para tal relacionamento é a idade da Formação Taiano, em Roraima. É importante notar que apesar das evidências favoráveis a uma ativação reflexa, as características sedimentares - magmáticas das estruturas resultantes não estão em acordo com aquelas apresentadas por SHCHEGLOV (1970).

D - Desenvolvimento da Plataforma Amazônica no Pré Cambriano
Inferior e Médio

À medida em que se recua no tempo geológico, torna-se cada vez mais difícil a separação entre as antigas plataformas e suas correspondentes faixas de dobramento. Isto é devido, por um lado, à superposição de diversos eventos tectônicos e, por outro, à maior mobilidade da crosta nos estágios iniciais de sua história geológica. Ambas contribuindo para o desenvolvimento de uma estrutura complexa e rejuvenescimento dos sistemas isotópicos utilizados em geocronologia. Entretanto, existe uma evidente diferenciação geoquímica da crosta terrestre no decorrer do tempo geológico (RONOV, 1964), que se reflete particularmente na composição litológica, tanto das seqüências sedimentares como das rochas magmáticas.

SEMIKHATOV (1970) conceitua e discute os diversos métodos utilizados para o estudo da diferenciação geológica do Pré-Cambriano. A aplicação desses métodos às diversas regiões Pré-Cambrianas do mundo tem permitido a elucidação de sua história geológica de maneira razoavelmente eficiente. As idéias adiante apresentadas foram desenvolvidas com base na aplicação dos métodos geocronológicos e histórico-geológicos, como definidos por esse autor.

As rochas mais antigas da Plataforma Amazônica são os gneisses, migmatitos, anfibolitos e granulitos do Complexo Imataca e do embasamento do Grupo Serra dos Carajás. Em ambas regiões ocorrem grandes depósitos de minerais de ferro, sendo que na Venezuela eles são atribuídos ao Complexo Imataca e no Brasil ao Grupo Serra dos Carajás (presumivelmente

mais novo que as rochas do embasamento). Associações semelhantes ao Complexo Imataca, tanto em litologia como em idade, são conhecidas na URSS, Austrália, África e Canadá. Este fato sugere uma revisão geocronológica do Grupo Serra dos Carajás, tendo em vista que as determinações disponíveis não são conclusivas.

Vários autores, dentre os quais pode-se citar CHOUBERT (1969) e ALMEIDA (1971), acreditam que os Grupos Kanuku e Marudi (da Guayana), Falawatra e Coeroeni (do Surinam), Île de Cayenne (da Guiana Francesa) e as rochas granulíticas do rio Falsino (no Amapá) possam ser correlacionadas ao Complexo Imataca. Observação análoga àquela que foi feita para a região da serra dos Carajás, pode ser feita para os Grupos Amapari e Vila Nova que parecem gradar para as rochas altamente metamorfisadas do rio Falsino. Entretanto, os Grupos Amapari e Vila Nova correlacionam-se bastante bem com a Série Paramaca que repousa em discordância (cartográfica, segundo CHOUBERT, 1965) sobre a Série Île de Cayenne. A falta de dados, tanto geológicos como geocronológicos, não permite uma interpretação do relacionamento estratigráfico entre as diversas unidades mencionadas. CHOUBERT (1969) admite uma idade entre 2900 e 3100 m.a. para a Série Île de Cayenne e entre 2550 e 2900 m.a. para a Série Paramaca. Um evento datado em aproximadamente 2600 m.a. é indicado por diversas determinações geocronológicas no Escudo das Guianas e na região da serra dos Carajás. Na opinião do autor esse evento é responsável pela discordância existente entre os Grupos Serra dos Carajás e Tocantins, no Pará; entre as Séries Paramaca e Bonidoro, na Guiana Francesa e entre as Formações Paramaka e Rosebel, no Surinam. Sequências metasedimentares de idade Trans-Amazônica parecem faltar na Guayana e Venezuela. O Supergrupo Pastora e sua correlativa, a Associação Barama - Mazaruni, parecem ser mais velhos que 2600 m.a. a julgar pelas recentes determinações geocronológicas na Venezuela (HURLEY et al., 1973).

A observação dos mapas geológicos existentes indica que, ao final do evento Guianense, toda a porção nordeste da Plataforma Amazônica

já estava consolidada e contornada pelos geossinclíneos Trans-Amazônicos . As litologias e estruturas originadas durante o desenvolvimento desses geossinclíneos indicam uma polaridade para o centro da Plataforma Amazônica . Como representantes das rochas formadas durante esse evento tem-se os Grupos Tocantins, Araxá e Gurupi, as seqüências metasedimentares do leste do Amapá, as Séries Bonodoro e Orapu e as Formações Armina e Rosebel. São desconhecidas seqüências similares em outras partes da Plataforma Amazônica, exceto no extremo sul onde elas poderão estar representadas pelo Grupo Cuiabá.

No final do Pré-Cambriano Médio as rochas depositadas nos geossinclíneos Trans-Amazônicos são dobradas e metamorfasadas. Ao mesmo tempo, as plataformas vizinhas parecem ter sido afetadas por um processo de ativação do tipo reflexa, com desenvolvimento de intenso magmatismo e metamorfação das rochas previamente formadas. Existem indícios de que toda a Plataforma Amazônica foi afetada por esse evento.

É importante notar que magmatismo básico, associado aos geossinclíneos Guianenses e Trans-Amazônicos, aumenta deste para aquele, indicando maior mobilidade da crosta no Pré-Cambriano Inferior. Esse fato é também suportado pela litologia, a qual apresenta um caráter cada vez menos ácido, à medida em que se recua no tempo. A presença de rochas básicas, posteriormente serpentinizadas, distingue aqueles geossinclíneos dos formados durante o ciclo Brasileiro.

E - Desenvolvimento da Plataforma Amazônica no Pré-Cambriano Superior

Após o período de estabilidade, de pelo menos 100 milhões de anos, a parte central da Plataforma Amazônica começou a sentir os efeitos de um processo de reativação do tipo autônoma - o Evento Paraense. Ele parece ter começado com um magmatismo granítico e granodiorítico, datado em cerca de 1700 m.a., que constitui o embasamento da maior parte do sudeste do Pará. Esse magmatismo parece ter sido seguido por um período de sedi -

mentação pouco desenvolvido, dando origem à parte sedimentar da Formação Rio Fresco e algumas seqüências nos rios Jamanxim e Erepecuru. É possível que a Formação Muruwa da Guyana e talvez a Formação Cinaruco da Venezuela tenham se formado nesse estágio. Segue-se um período de extenso vulcanismo de caráter ácido a intermediário, manifestado sob a forma de derrames de riolitos, riodacitos e andesitos (associados a tufos e ignimbritos e granitóides sub-vulcânicos). Cerca de 30 determinações Rb-Sr indicam que esse vulcanismo ocorreu a aproximadamente 1600 m.a., dando origem à parte vulcânica da Formação Rio Fresco (Formação Sobreiro), ao Grupo Uatumã e às Formações Iriri e Surumu. É igualmente provável que parte do Grupo Cuchivero da Venezuela e a Formação Iwokrama da Guyana tenham se formado nessa etapa do Evento Paraense. As últimas manifestações vulcânicas superpõem-se aos primeiros estágios da fase seguinte, caracterizada por importante sedimentação clástica de caráter molassóide, representada pelas Formações Gorotire, Riozinho do Anfrísio, Prosperança, Acari (?), Beneficiente, Dardanelos, Mutum-Paraná, Palmeiral, Parecis (pro parte) e Roraima. O Evento Paraense termina com o magmatismo básico, datado entre 1500 e 1600 m.a., que afeta as Formações Gorotire e Roraima.

Ao Evento Paraense segue-se um período de estabilidade, com duração não inferior a 100 milhões de anos, após o qual começam a sentir-se as primeiras manifestações do Evento Madeirense. Ele caracteriza-se por intrusões graníticas e criptomorfismo nas áreas afetadas anteriormente pelo Evento Paraense, e também por dobramento e metamorfismo das seqüências sedimentares, formadas nos estágios finais deste evento, transgressivas por sobre a parte leste da Plataforma Amazônica. Parece que os estágios finais do Evento Madeirense foram acompanhados por sedimentação. Esta situação é melhor representada pela Formação Cubencranquên, que recobre discordantemente um granito intrusivo na Formação Gorotire, no interflúvio Xingu - Fresco. É possível que parte das Formações Prainha, Acari e Parecis (pro parte) tenham se depositado nesta fase.

Após novo período de estabilidade, agora com duração de pelo

menos 200 m.a., a parte leste da Plataforma Amazônica volta a ser ativada, pelo Evento Rondoniense. Ele é manifestado quase que exclusivamente por plutonismo granítico, de caráter alcalino, com formação de diversos corpos circunscritos. A extensão deste evento, para além do norte de Rondônia e noroeste de Mato Grosso, é desconhecida. Na região da serra dos Carajás, determinações K-Ar indicaram a existência de rochas básicas com essa idade.

No final do Pré-Cambriano Superior, após um período de estabilidade de pelo menos 300 m.a., um processo geossinclinal (Ciclo Brasiliano) instala-se na parte sul, e provavelmente também nas partes leste e oeste da Plataforma Amazônica. Na área abrangida por este trabalho, o Ciclo Brasiliano é representado por granitos e gneisses, estando ausentes as seqüências metasedimentares e depósitos de cobertura associados. No interior da Plataforma Amazônica foram encontrados alguns diques de diabásio com idades variáveis entre 600 e 500 m.a. representando provavelmente uma forma atenuada de ativação reflexa.

Da discussão acima, nota-se que a mobilidade da Plataforma Amazônica, e conseqüentemente a intensidade dos processos de ativação, diminui do fim do Pré-Cambriano Médio para o início do Paleozóico. Desta maneira fica indicada uma passagem gradual de paraplataforma a ortoplataforma. Recuando-se no tempo, a mobilidade das plataformas aumenta, fazendo com que estas percam sua individualidade com relação aos geossinclinaes circundantes. Como decorrência desta maior mobilidade, rochas básicas e ultrabásicas são mais freqüentes nos eventos mais antigos.

Concluindo, verifica-se que o esquema de evolução Pré-Cambriana da Plataforma Amazônica acima apresentado difere fundamentalmente daqueles propostos por SUSZCZYNSKI (1970) e KLOOSTERMAN (1973).

F - Relações entre a Metalogênese e a Evolução Pré-Cambriana da Plataforma Amazônica

A tentativa de regionalização metalogênica, adiante apresen-

tada, tem como objetivo básico integrar as ocorrências minerais da Plataforma Amazônica num esquema tectônico-evolutivo. Com isso pretende-se fornecer uma fundamentação científica às operações de pesquisa mineral na região, com vistas a aumentar sua efetividade.

O principal recurso mineral das rochas formadas no Pré-Cambriano Inferior é o ferro. Os depósitos do Complexo Imataca, rio Jari e serra dos Carajás, reunidos, constituem a maior reserva daquele elemento na América do Sul e uma das maiores do mundo. Existe opinião quase unânime de que eles tenham se formado por precipitação química em ambiente aquoso, a partir da decomposição de rochas básicas, abundantes naquela época. Camadas de óxido de ferro alternadas com camadas de sílica originaram, por metamorfismo, os quartzitos hematíticos e magnetíticos (itabiritos) que constituem os protominérios. Processos secundários propiciaram a concentração dos óxidos de ferro, dando origem aos diversos tipos de minério. Os depósitos de manganês formaram-se de maneira semelhante, sendo que o protominério é constituído por xistos ricos em espessartita, rodonita e rodocrosita. As rochas formadas durante o evento Guianense estão ocasionalmente associadas a serpentinitos mineralizados em níquel e cromo.

Os pegmatitos mineralizados em Sn, Ta, Nb e W, bem como veios de quartzo aurífero que cortam indiscriminadamente as rochas formadas durante o Pré-Cambriano Médio e Inferior, parecem estar associadas ao magmatismo que encerra o evento Trans-Amazônico (CHOUBERT, 1969). Cinturões serpentiniticos associam-se às seqüências metasedimentares formadas durante o evento Trans-Amazônico. Aquelas encaixadas nos Grupos Tocantins e Araxá, na borda leste da Plataforma Amazônica, são as mais importantes, apresentando-se mineralizadas em níquel, cromo e crisotila.

A fase metalogênica mais importante é aquela ligada ao desenvolvimento do evento Paraense. A intensa atividade magmática que caracteriza os estágios iniciais desse evento foi acompanhada de mineralização hidrotermal, dando origem a importantes depósitos de ouro e estanho, associados a nióbio, tântalo, tungstênio, molibdênio, prata, chumbo, zinco e

cobre. Em algumas ocorrências estes cinco últimos elementos apresentam maior importância. Em vários locais da Amazônia Central, essa mineralização é acompanhada de alteração de paredes, representada por sericitização e caulinitização. FORMAN (1969a e d) descreve propilitização e silicificação das rochas vulcânicas dos rios Mapuera e Trombetas. As características apresentadas por essa mineralização indica ser ela do tipo mesothermal. Localmente podem aparecer características epitermais e hipotermiais.

Depósitos de manganês estão associados às seqüências sedimentares formadas nos estágios finais do evento Paraense. De grande importância para a região são os depósitos carbonáticos da parte superior das seqüências.

A formação dos granitos estaníferos da bacia do rio Fresco e a mineralização sulfetada apresentada por arenitos do Grupo Beneficiente e seus correlativos, estão ligadas ao evento Madeirense. Essas ocorrências são mal conhecidas, não permitindo discussão mais detalhada.

As maiores reservas brasileiras de estanho estão associadas aos granitos circunscritos formados durante o evento Rondoniense. Cassiterita, associada a wolframita, topázio e columbita, ocorre em zonas de greisen desenvolvidas dentro dos corpos graníticos. Em alguns locais a cassiterita, às vezes associada a wolframita, ocorre em veios de quartzo. Os dados existentes até o momento não permitem definir se existe algum controle estrutural das zonas de greisen e dos veios de quartzo. VERSCHURE e BON (1972) apresentam o estudo mais completo sobre a gênese desses depósitos. Segundo eles a mineralização é aproximadamente sincrônica com a intrusão dos granitos e desenvolveu-se em seis estágios: albitização incipiente, albitização avançada, albitização intensa - muscovitização incipiente, greisenização incipiente, greisenização intensa e, finalmente, formação de veios de quartzo com cassiterita. Ainda segundo esses autores, zonas de fratura greisenizadas atravessam alguns corpos graníticos e continuam nas encaixantes. A presença de pumpellyita e prehnita nas zonas alteradas indica que a mineralização ocorreu a pressões de 1 a 5 kilobars e temperatura

entre 300° e 380°C. Aqueles autores apresentam ainda uma extensa discussão sobre a origem desses granitos e concluem que eles derivaram provavelmente por diferenciação de magmas alcalino-basálticos. Entretanto, a elevada relação Sr^{87}/Sr^{86} inicial, obtida para a isócrona daqueles granitos, indica contribuição de rochas crustais mais antigas.

Na região objeto deste trabalho não são conhecidas ocorrências minerais associadas ao desenvolvimento do ciclo Brasileiro.

G - Evolução Fanerozoica da Plataforma Amazônica

A grande maioria dos trabalhos, sobre a evolução geológica da Bacia Sedimentar do Amazonas, ressalta a importância dos Arcos de Iquitos, Purus, Monte Alegre e Gurupá, no condicionamento paleogeográfico e tectônico daquela feição estrutural (MORALES, 1960; LOCZY, 1966; BOER, 1966; ALMEIDA, 1967 e 1969; ANDRADE e CUNHA, 1971; BIGARELLA, 1973).

Uma comparação, entre a posição dos arcos acima mencionados e a geologia Pré-Cambriana dos escudos adjacentes à Bacia Sedimentar, mostra um relacionamento bastante evidente. Os Arcos de Monte Alegre e Purus acompanham aproximadamente os limites da Amazônia Central, os quais são coincidentes com aqueles da região afetada pelo evento Paraense. O Arco de Iquitos parece corresponder à faixa afetada pelo evento Rondoniense. É importante notar que a posição do Arco de Iquitos varia conforme o autor, sendo que no presente trabalho foi adotada a posição apresentada por MIURA (1972). Os afloramentos de rochas supostamente Pré-Cambrianas do noroeste do Acre parecem representar exposições do Arco Contaya, orientado segundo NW, paralelamente às direções preferenciais das rochas Pré-Cambrianas de Rondônia. Apenas o Arco de Gurupá não mostra relações evidentes com as estruturas do embasamento. No trabalho de SCHALLER et al. (1971) a posição do Arco de Gurupá é aproximadamente paralela às estruturas das rochas meta-sedimentares do Amapá.

A linha de maior depressão (eixo) da Bacia Sedimentar Amazô

nica é orientada segundo N 70 E, cortando quase que perpendicularmente as direções preferenciais do embasamento. Comportamento similar é exibido pelo Arco do Rio Branco, sugerindo um relacionamento genético entre as duas feições estruturais. Na opinião do autor esse relacionamento é do tipo anticlise - sinclise (BELOUSSOV, 1962), termos estes usados como sinônimos, respectivamente, de arco e bacia. É importante notar que as maiores altitudes do Escudo das Guianas estão nas adjacências do Arco do Rio Branco, indicando que esta feição esteve ativa até bem recentemente. Esta hipótese é corroborada pela extensa planície aluvionar do alto rio Branco, que parece ter sido controlada por falhamento bastante recente, perfeitamente identificado nas imagens do satélite ERTS-1 (Vide Capítulo IX). A Fossa do Tacutu desenvolveu-se na crista do Arco do Rio Branco, sendo que apresenta diversas características (espessura dos sedimentos, falhas limitantes e vulcanismo associado) que permitem classificá-la como um "rift".

Um perfil transversal (N 20 W) à Bacia Sedimentar mostra que ela é assimétrica, estando a borda norte mais afastada do eixo que a borda sul (MORALES, 1960; LOCZY, 1966; BIGARELLA, 1973). As rochas apresentam maior uniformidade estrutural na parte norte, mergulhando suavemente para o centro da Bacia. No flanco sul os mergulhos são maiores e as direções bastante irregulares (LOCZY, 1966). Como parece não ter existido, na parte norte do Escudo Brasil - Central, um arqueamento semelhante àquele do Escudo das Guianas, é opinião do autor que a assimetria observada é devida à ação do Arco do Rio Branco. Dessa maneira, enquanto os Arcos Contaya, Iquitos, Purus, Monte Alegre e Gurupá controlaram o desenvolvimento longitudinal da Bacia, o Arco do Rio Branco controlou o correspondente transversal.

A Bacia Amazônica tem sido classificada de distintas maneiras por diferentes autores. MORALES (1960) classifica-a como um autogeosinclíneo; LOCZY (1966) como um extenso e complexo graben; ALMEIDA (1967) como uma sinclise; SUSZCZYNSKI (1973) como um aulacôgeno intracontinental e BIGARELLA (1973) como uma bacia intercratônica. Segundo AUBOIN (1965)

os termos *bacia*, *sinéclise* e *autogeossinclíneo* são mais ou menos sinônimos, motivo pelo qual o autor manteve a designação *bacia*, mais usada entre os geólogos brasileiros. Tanto um *graben* como um *aulacôgeno* são estruturas limitadas por falhas, ativas durante todo o desenvolvimento das mesmas. Os dados disponíveis até o momento, para a espessura, variação faciológica e estrutura da Bacia Amazônica, não concordam com as hipóteses de LOCZY (1966) e SUSZCZYNSKI (1973). Da mesma maneira, a classificação de *bacia intercratônica* proposta por BIGARELLA (1973) não está de acordo com os dados existentes, pois ela não se situa entre *cratons* (plataformas) mas sim dentro da *Plataforma Amazônica*. Nesse caso, a denominação correta seria *bacia intracratônica*.

Um problema, ainda em aberto, é o da origem da Bacia Amazônica. ANDRADE e CUNHA (1971), baseados no mapa de anomalias gravimétricas e numa determinação geocronológica de um piroxenito (coletado no embasamento do poço 1-CM-1-PA, localizado na borda norte da Bacia) concluem que existe uma faixa de rochas ultrabásicas Eo-Paleozóicas ao longo da Bacia. Mencionam ainda que, em virtude de sua maior competência com relação a outras rochas do embasamento, a faixa de rochas ultrabásicas apresentou maior fraqueza, dando origem a um sistema de falhas responsável pela subsidência da Bacia.

BERROCAL et al. (1972), com base em anomalias sísmicas detectadas pela estação de Brasília, concluem que a Bacia Amazônica formou-se pela separação entre os Escudos das Guianas e Brasil-Central, ao longo de uma faixa tectônica que se estenderia até 700 km de profundidade. Essa zona de falhas seria uma parte do lineamento Galápagos - Romanche, com pelo menos 15.000 km de extensão, responsável também pela deflexão de Huanca bamba, na faixa de dobramentos Andinos. É importante notar que esses autores se utilizaram de feições tectônicas jovens (mais novas que o Cretáceo) para explicar uma feição originada no Ordoviciano-Siluriano. Além disso, aquela hipótese implicaria em movimentação contínua, até hoje, das falhas acima mencionadas. Se tal ocorresse, a seqüência sedimentar da Bacia Ama-

zônica deveria apresentar indícios de fortes deformações, o que não é corroborado pelos dados existentes. Deve ser mencionado, ainda, que aqueles autores basearam suas conclusões em observações de ondas sísmicas originadas no México e América Central, cuja trajetória até Brasília passa por sob o Arco Insular do Caribe e Andes Venezuelanos. Segundo RIAL (1973) as anomalias semelhantes registradas na Venezuela, para sismos ocorridos no México e América Central, são devidas a efeitos profundos do Arco Insular do Caribe.

LOCZY (1972) mantém sua classificação anterior (1966) da Bacia Amazônica como uma fossa tectônica. Essa estrutura teria sido originada por um rompimento de caráter tafrogênico de um antigo escudo Guiano-Brasileiro, no Pré-Cambriano Inferior. Considera o Grupo Uatumã como a primeira unidade a ser depositada naquela fossa, e acha que a ampliação dessa estrutura foi devida a movimentação (afastamento) entre os Escudos das Guianas e Brasil-Central. Durante esse processo de afastamento o Escudo Brasil-Central teria sofrido um movimento de rotação no sentido anti-horário.

Tendo como base os dados anteriormente apresentados, torna-se óbvio o caráter altamente especulativo das hipóteses acima reproduzidas. É importante notar que elas estão sendo levadas em consideração por geólogos da PETROBRÁS (REZENDE e BRITO, 1973). Na opinião do autor, a Bacia Amazônica é o resultado de um processo de ativação reflexa, relacionado à evolução do geossinclíneo Andino. Determinações geocronológicas para rochas básicas Fanerozóicas da Plataforma Amazônica são apresentadas pelos seguintes autores: SNELLING e McCONNELL (1969), SNELLING e BERRANGÉ (1969), PRIEM et al. (1968a), PRIEM (1970) e no presente trabalho. As idades obtidas variam entre 450 m.a. e 114 m.a., concentrando-se no: topo do Ordoviciano, limite Devoniano-Carbonífero, limite Carbonífero Inferior-Carbonífero Superior, topo do Permiano, Triássico Médio a Superior, Jurássico Médio a Superior e Cretáceo Inferior. Cerca de 20 determinações concentram-se no período compreendido entre o fim do Permiano e o fim do Triássico.

Idades semelhantes foram encontradas por AMARAL e ROCHA CAM

POS (1972) para as principais fases do desenvolvimento da Faixa de Dobramentos Andinos. Segundo eles, o evento mais importante é aquele que encerra a fase Herciniana (Paleozóico Superior) manifestado por intenso magmatismo de caráter ácido a intermediário. Este evento é perfeitamente sincrônico àquele de máxima atividade básica na Bacia Amazônica e áreas adjacentes. Esses autores identificaram dois eventos mais novos, um Jurássico (Nevadiano) e outro Cretáceo (Laramide), sincrônicos às fases de atividade básica reconhecidas no Arco do Rio Branco e às principais discordâncias da Sub-bacia do Acre. As manifestações básicas do Paleozóico correspondem aproximadamente aos hiatos da seqüência sedimentar, que parecem representar transições de estágios talassocráticos para geocráticos. Comportamento similar parece estar presente na zona Andina, sugerindo que a Plataforma Amazônica se comportou como uma placa rígida durante todo o desenvolvimento da Bacia Amazônica e do geossinclíneo Andino. As transgressões e regressões marinhas e as fases de atividade magmática básica da Bacia Amazônica parecem estar relacionadas a movimentos oscilatórios verticais da Plataforma Amazônica, associados ao desenvolvimento do geossinclíneo Andino.

Os efeitos do desenvolvimento do ciclo Andino, na Bacia Amazônica, estão particularmente bem mostrados na Sub-bacia do Acre. MIURA (1972) menciona que os sedimentos Paleozóicos foram erodidos pelas sucessivas orogenias que afetaram a região. No final do Paleozóico o Arco de Iquitos levantou-se, barrando a entrada do mar para as porções orientais da Bacia Amazônica. A oeste desse Arco a sedimentação, com diversas transgressões marinhas, prosseguiu até o final do Terciário. A Sub-bacia do Acre parece representar a transição entre os miogeossinclíneos Andinos e a parte tipicamente intracratônica da Bacia Amazônica.

Verifica-se, da discussão acima, que a Bacia Amazônica apresenta um desenvolvimento bastante diferente das Bacias do Maranhão e Paraná. Aparentemente, a Plataforma Amazônica foi mais móvel durante o Paleozóico e Mesozóico do que o restante da Plataforma Sul-Americana. Esta maior mobilidade reflete-se na importância dos hiatos da secção sedimentar

e na frequência do magmatismo básico.

A anomalia gravimétrica apresentada pela Bacia Amazônica não foi ainda adequadamente explicada. MORALES (1960), BOER (1966) e OLIVEIRA e CASTRO (1971) concordam em que ela é devida a alguma estrutura no embasamento. O primeiro desses autores afirma que os efeitos dessa estrutura são complicados pela presença de sal e intrusivas básicas, o que prejudica os trabalhos de interpretação. É interessante notar que BELOUSSOV (1962) menciona o fato de que as plataformas ativadas apresentam crosta basáltica bem mais desenvolvida que a granítica, esta apresentando espessuras da ordem de 10 km e aquela da ordem de 40 km, o que ocasiona forte anomalia gravimétrica positiva. Percebe-se então que, devido à sua história geológica, o embasamento da Bacia Amazônica pode apresentar um comportamento similar, dificultando a interpretação convencional dos levantamentos gravimétricos.

Os únicos exemplos de mineralização endógena, formada durante o desenvolvimento Fanerozóico da Plataforma Amazônica, são as ocorrências de chumbo de Alenquer e fosfato e nióbio da estrutura do igarapé Baré (rio Maecuru). No igarapé das Minas, a cerca de 15 km ao norte de Alenquer, é conhecida uma ocorrência de galena e barita associada ao magmatismo básico que corta calcários da Formação Itaiatuba. Esse magmatismo manifesta-se sob a forma de um notável enxame de diques, provavelmente associado ao desenvolvimento do Arco de Monte Alegre, numa feição bastante semelhante ao Arco de Ponta Grossa, na Bacia do Paraná. Esse enxame de diques prolonga-se para fora da Bacia, até o médio curso do rio Maecuru, onde ocorre uma estrutura circular interpretada como devida a uma intrusiva alcalina (Igarapé Baré). As rochas dessa estrutura estão profundamente intemperizadas, não permitindo sua caracterização. Entretanto, estudos geoquímicos desenvolvidos pela Docegeo indicaram anomalias de nióbio, fósforo e terras raras, numa associação bastante parecida com aquela existente em carbonatitos. É interessante notar que ocorrência similar foi encontrada

no Cerro Impacto (Venezuela) associada aparentemente ao Arco do Rio Branco.

Uma grande parte, senão a maior, da riqueza mineral da Amazônia está associada a processos exógenos ocorridos durante o Fanerozóico. Podem ser citados os depósitos aluvionares de diamante, ouro e cassiterita; as lateritas aluminosas, ferríferas, manganíferas e níquelíferas; e os depósitos de evaporitos e possivelmente petróleo, da Bacia Sedimentar Amazônica.

Capítulo IX

EXEMPLOS DE APLICAÇÃO DE SENSORIAMENTO REMOTO AO MAPEAMENTO GEOLÓGICO REGIONAL DA AMAZÔNIA

A - Introdução

O objetivo deste capítulo é demonstrar a aplicabilidade das técnicas de sensoriamento remoto ao mapeamento geológico da Amazônia, tomando-se como base as imagens multiespectrais do satélite ERTS-1 e os mosaicos de radar de visada lateral do Projeto Radam.

Na escolha dos exemplos, o autor preocupou-se mais com o interesse geológico das regiões imageadas do que com a qualidade técnica dos mesmos. Por esse motivo, foram selecionadas as imagens da serra dos Carajás, bacia do rio Fresco e norte de Roraima, que podem ser consideradas regiões-tipo da geologia Pré-Cambriana da Amazônia.

No Item B do Capítulo II foram discutidos os aspectos essenciais de ambos os sistemas e apresentadas referências bibliográficas sobre os mesmos. Neste capítulo serão enfatizados os aspectos mais importantes para a extração de informação geológica das imagens em questão.

Cada sistema apresenta características distintas. O canal 5 do ERTS resalta as feições culturais (estradas, fazendas, núcleos urbanos, etc.) e zonas de solo exposto, por seus contrastes com áreas cobertas por mata. Neste caso, a vegetação apresenta-se tanto mais escura quanto maior sua densidade, enquanto que as feições culturais e as zonas de solo exposto apresentam-se mais claras. Devido ao fato de que a água absorve e a vegetação reflete a radiação infra-vermelha, o canal 7 do ERTS apresenta uma tonalidade geralmente mais clara, ressaltando a drenagem e a morfologia. Esta é acentuada pelo sombreamento, causado pelo baixo ângulo de iluminação solar (em torno de 45°), característico da hora do dia em que a região é imageada (por volta de 9:30 h da manhã). A imagem de radar reproduz tam

bem notavelmente a morfologia do terreno, devido ao forte sombreamento as sociado às elevações.

As imagens ERTS são acompanhadas por uma escala de tons de cinza que, convenientemente calibrada, permite a obtenção dos valores de reflectância para os diferentes materiais da superfície do terreno, em diferentes regiões do espectro. Assim, a vegetação apresenta maior reflectância no canal 7 e os solos expostos no canal 5, areias apresentam alta reflectância em ambos canais, e assim por diante. Em condições ideais, a escala de cinza apresenta 18 tonalidades variando entre o branco e o negro. Entretanto, para facilidade de interpretação visual, as cópias fotográficas são feitas com maior contraste, o que resulta em diminuição daque le número. Medidas densitométricas demonstraram que as imagens de radar raramente exibem mais que quatro tons de cinza, quando comparadas com a escala do ERTS. Esta maior sensibilidade espectral das imagens ERTS permi te melhor resolução para a distinção entre diferentes litologias.

No caso da interpretação estrutural, três fatores devem ser considerados: morfologia, padrão de drenagem e contactos bruscos entre diferentes litologias. No primeiro caso a superioridade das imagens de radar é indiscutível, entretanto, a análise cuidadosa das imagens do canal 7 do ERTS pode levar a resultados similares. Mais ainda, como o sombreamento é uniforme, a morfologia exibida é mais semelhante à real, evitando-se erros de interpretação decorrentes da grande variação nos ângulos de ilumi nação do sistema de radar.

Para o estudo do padrão de drenagem, as imagens de radar apresentam problemas decorrentes do excessivo sombreamento ou da falta dele em áreas planas. Com exceção dos cursos d'água permanentes, é normalmente difícil integrar as linhas de drenagem em imagens de radar. Os canais 5 e 7 do ERTS possibilitam excelente traçado da drenagem tanto em regiões de mata como de cerrado. Os cursos d'água aparecem muito bem no canal 7, mes mo quando cobertos por mata (igarapês da Amazônia) pois a maior umidade re sulta numa diminuição da reflectância da vegetação nessa parte do espectro.

Nas regiões secas, as linhas de drenagem são normalmente marcadas por um maior desenvolvimento da vegetação, aparecendo como linhas escuras no canal 5 do ERTS. Em áreas de vegetação intensa, as linhas de drenagem podem ser marcadas pelas praias e barrancos, que aparecem com tonalidades claras (Vide rio Vermelho na figura 8).

A distinção de feições estruturais por contactos entre diferentes litologias, sem expressão morfológica, é exclusividade das imagens ERTS. Deve-se mencionar aqui que as fotografias (multiespectrais e infra vermelhas coloridas) tomadas pelo Projeto Radam apresentam muitas similaridades com as imagens ERTS. Todavia, devido à cobertura de nuvens, mais de 60% das fotos obtidas não puderam ser aproveitadas.

Finalmente, a qualidade gráfica das reproduções apresentadas não é representativa das imagens originais. Várias das feições observadas foram eliminadas no processo de preparação das matrizes e impressão.

B - Região da Serra dos Carajás

As imagens dos canais 5 e 7 do satélite ERTS-1 são mostradas, respectivamente, nas figuras 8 e 9. O mosaico correspondente de radar é mostrado na figura 10. A figura 11 exibe o mapa geológico, obtido por interpretação das imagens de satélite auxiliada por dados de campo. São as seguintes as principais conclusões que podem ser tiradas da análise dessas figuras:

- a - o canal 5 do ERTS possibilita uma excelente delimitação das feições de correntes da ocupação humana (rodovias Trans-Amazônica e PA-70, fazendas, etc.), da cobertura de nuvens e das principais linhas de drenagem (rios Tocantins, Itacaiunas, Vermelho, Cajazeiras e igarapé Lago Vermelho);
- b - as clareiras desenvolvidas sobre as acumulações de minério de ferro da serra dos Carajás, são perfeitamente delimitadas nos canais 5 e 7 do ERTS, mas não nos mosaicos de radar;

- c - o canal 7 do ERTS é excelente para o traçado da rede de drenagem, mesmo quando os rios estão ocultos pela mata (por exemplo na área a norte do rio Itacaiunas), auxiliando a interpretação litológica e estrutural. Nota-se ainda que existe uma certa penetração nas nuvens, na região do infra-vermelho;
- d - a discordância estrutural existente entre os Grupos Tocantins e Serra dos Carajás é bem marcada no canal 7 do ERTS e no mosaico de radar. Ela é devida a uma falha de empurrão orientada segundo N-S e mergulhando 40° para E, que pode ser vista cortando o rio Itacaiunas na altura do meridiano $49^{\circ}20' W$;
- e - a situação do corpo granítico existente entre as serras Norte e Sul é bem clara, tanto no canal 7 do ERTS como no mosaico de radar. Verifica-se a inexistência de feições estruturais indicativas de que o granito seja intrusivo na Formação Gorotire (fraturamento radial e concêntrico). Aparentemente, os arenitos repousam transgressivamente sobre o granito e Grupo Serra dos Carajás;
- f - nota-se que a Formação Gorotire ocorre apenas a leste da falha de empurrão acima mencionada, parecendo ter existido uma relação genética entre a sedimentação e o levantamento regional do Grupo Tocantins. Na região entre as serras Norte e Sul, a Formação Gorotire preenche um sinclínório formado por rochas do Grupo Serra dos Carajás. Estes fatos indicam que, na época da sedimentação daquela unidade, o relevo devia ser bastante acidentado. O caráter imaturo dos sedimentos é outro argumento favorável a essa hipótese;
- g - a grande falha, provavelmente transcorrente, que separa as serras Norte e Sul parece mais antiga que a Formação Gorotire. Os falhamentos de direção N 40° W estão provavelmente associados ao desenvolvimento da Bacia Sedimentar do Maranhão, a julgar pela presença de diques de diabásio Permo-Triássicos a eles associados;
- h - a sedimentação Paleozóica está limitada a oeste pela falha de empurrão

acima citada, dando a impressão de que esta zona de fraqueza foi ativa da após a sedimentação, de conformidade com as idéias de SUGUIO e FULFARO (1973).

C - Região Norte de Roraima

As figuras 12, 13 e 14 mostram, respectivamente, as imagens dos canais 5 e 7 do satélite ERTS-1 e o mosaico de radar de visada lateral para o extremo norte do Território Federal de Roraima. O mapa geológico correspondente, obtido por interpretação das imagens de satélite com apoio de dados de campo, é apresentado na figura 15. Os principais comentários que podem ser feitos são:

- a - a vegetação predominante é do tipo cerrado (savana) motivo pelo qual as diferentes feições estão melhor marcadas no canal 5 do ERTS, ao contrário do que acontece na região da serra dos Carajás. Nessas condições, esta imagem permite excelente interpretação, tanto litológica como estrutural;
- b - mata do tipo amazônico ocorre apenas a oeste e sudoeste da área em epígrafe. Suas primeiras manifestações podem ser vistas no lado esquerdo da imagem, junto à fronteira com a Venezuela. No canal 5 ela se manifesta com tonalidade quase negra e, inversamente, no canal 7 com tonalidade quase branca;
- c - vegetação de tipo intermediário, entre mata e cerrado, desenvolve-se sobre rochas básicas e granitos. As áreas cobertas por aluviões são quase desprovidas de vegetação;
- d - as áreas de ocorrência de rochas vulcânicas são caracterizadas por uma textura mosqueada e lineações curvadas. Não foi possível uma delimitação segura das ocorrências dessas rochas mencionadas por PAIVA (1939) ao norte do rio Quinô;
- e - o enxame de diques básicos, de idade Mesozóica, que ocorre no interflú

vio Cotingo - Maú, é notavelmente individualizado no canal 5 do ERTS. Nota-se, ainda, que aqueles rios têm seu curso controlado em grande parte pelo padrão regional de fraturamento, com direção NE;

- f - uma falha, de idade recente, pode ser observada afetando os sedimentos Cenozóicos no interflúvio Surumu - Maú. Ela pertence ao sistema de falhas que limita a norte a Fossa do Tacutu, e é um indício de que o Arco do Rio Branco foi uma feição ativa até o Quaternário;
- g - a aplicabilidade das imagens ERTS à cartografia pode ser demonstrada pela comparação da planimetria da figura 15 com a parte correspondente da folha Roraima, da carta do Brasil ao milionésimo (IBG).

D - Região do Rio Fresco

As imagens correspondentes aos canais 5 e 7 do ERTS, o mosaico de radar e o mapa geológico (obtido pela interpretação das duas primeiras) são mostrados, respectivamente, pelas figuras 16, 17, 18 e 19. Os principais comentários, relativos à aplicabilidade das técnicas de sensoriamento remoto à região em questão, são apresentados a seguir:

- a - a Formação Gorotire é perfeitamente delimitada nos dois canais do ERTS devido às suas características espectrais. No mosaico de radar ela é delimitada pela sua morfologia tabular, mas não tão bem como nas imagens de satélite;
- b - os afloramentos de canga dos depósitos de ferro de São Felix ($6^{\circ}20' S$, $51^{\circ}50' W$) são bem delimitáveis nas imagens de satélite, ao contrário do que ocorre no mosaico de radar;
- c - dois tipos de granitos podem ser diferenciados por suas características espectrais e forma dos contactos. Os primeiros apresentam-se com tonalidade clara no canal 7 e escura no canal 5 e seus contactos são irregulares. Os segundos apresentam-se com tonalidade escura no canal 7 e clara no 5, e seus contactos são bem definidos, delineando intru -

sões circulares ou elípticas. Os primeiros estão associados às rochas vulcânicas da Formação Rio Fresco e os segundos são mais jovens. A estes pertence o Granito Velho Guilherme ($51^{\circ}10' W$, $6^{\circ}50' S$), mineralizado em estanho;

- d - as rochas vulcânicas da Formação Rio Fresco, no canal 7 do ERTS, apresentam-se com textura mosqueada fina e com poucas lineações. As rochas sedimentares da mesma unidade apresentam-se com tonalidade clara e homogênea. A impressão que se tem é de que a Formação Gorotire é transgressiva sobre aquela unidade. A não ser pela existência de alguns diques de andesito intrusivos na parte sedimentar, ainda não estão muito claras as relações estratigráficas entre os dois membros da Formação Rio Fresco;
- e - o Grupo Serra dos Carajás destaca-se sob a forma de cristas alongadas, mais resistentes à erosão, e apresenta-se bastante deformado. No canto sudeste das imagens observa-se parte do sinclínorio formado por rochas desta unidade, preenchido pelas Formações Rio Fresco e Gorotire e cortado por intrusivas graníticas;
- f - da mesma maneira que no Território de Roraima, o enxame de diques de diabásio que corta a Formação Gorotire é perfeitamente identificável nas imagens ERTS, mas é quase indistinguível no mosaico de radar;
- g - as duas áreas de ocorrência de sedimentos aluvionares, ao sul da serra da Seringa e no alto curso do rio Fresco, parecem ter-se originado por uma barragem natural, formada pelas rochas mais resistentes do Grupo Serra dos Carajás.

E - Conclusões

Os exemplos acima apresentados são auto-explicativos, motivo pelo qual o autor não os discute mais extensamente. Parece ter ficado demonstrado que o sensoriamento remoto é uma ferramenta bastante poderosa

para o mapeamento geológico em escalas pequenas. No presente estado de desenvolvimento dessas técnicas, as informações de campo são indispensáveis para uma correta interpretação dos dados por elas fornecidos.

A utilização de dados de sensoriamento remoto, desde os estágios iniciais de programas sistemáticos de mapeamento geológico, pode diminuir grandemente os custos dos mesmos, pois possibilita uma otimização dos trabalhos de campo. Um exemplo disso foi a parte de geologia e recursos minerais do Plano de Desenvolvimento Integrado do Vale do Tocantins (SUDAM/HIDROSERVICE, 1973). Nessa época, para a elaboração de um primeiro mapa geológico, foram utilizados os mosaicos de radar em escala 1:250.000, as fotografias aéreas convencionais e dados extraídos da literatura existente. A seguir dois geólogos percorreram a região (85.000 km²), a fim de conferir o mapa preliminar e esclarecer dúvidas surgidas durante a análise da literatura. Tendo como base os dados coletados durante essa campanha e nova interpretação dos mosaicos de radar e fotografias aéreas, um segundo mapa foi construído. A análise do mesmo, e das determinações geocronológicas disponíveis, demonstrou a existência, ainda, de pontos problemáticos. Foi então programada uma nova campanha de trabalhos na região, que visou esclarecer aqueles pontos bem como efetuar um cadastramento das ocorrências minerais e um reconhecimento geoquímico. Finalmente os dados foram integrados de modo a permitir a elaboração do mapa final. Esse trabalho foi desenvolvido em seis meses, por sete geólogos e cinco estudantes estagiários, custando entre Cr\$10,00 e 15,00 por quilômetro quadrado. Custos estes duas a três vezes menores que os de levantamentos convencionais.

Se os custos de obtenção dos dados de sensoriamento remoto forem incluídos, os preços máximos de levantamentos daquele tipo serão de Cr\$45,00 e 16,00, respectivamente, para a utilização de imagens de radar e do satélite ERTS-1.

O mapa geológico em anexo foi elaborado em aproximadamente três meses, por interpretação de cerca de 120 mosaicos de radar e 80 pares (canais 5 e 7) de imagens do satélite ERTS-1. Os primeiros em escala

1:250.000 e as segundas em 1:1.000.000. Durante a interpretação foi dada ênfase apenas às feições de relevância para o presente trabalho e representáveis na escala 1:5.000.000. A interpretação foi feita concomitantemente com a análise da literatura e dos dados geocronológicos disponíveis. Durante o XXVIº Congresso Brasileiro de Geologia e o IIº Congresso Latinoamericano de Geologia (ambos em novembro de 1973), o autor teve oportunidade de discutir com vários geólogos uma versão preliminar desse mapa. Após pequenas correções e inclusão de novos dados, chegou-se à versão atual.

Desta maneira, o autor pretende ter comprovado seu ponto de vista de que a adequada utilização de dados de sensoriamento remoto possibilita o mapeamento geológico de grandes áreas em curto intervalo de tempo e com custos menores do que os dos métodos convencionais.

Figura 8 - Imagem do satélite ERTS-1, canal 5, para a região da serra dos Carajás, Pará.

Figura 9 - Imagem do satélite ERTS-1, canal 7, para a região da serra dos Carajás, Pará.

Figura 10 - Mosaico de radar de visada lateral (Projeto Radam) para a região da serra dos Carajás, Pará.

Figura 11 - Mapa geológico da região da serra dos Carajás, Pará, obtido por interpretação das imagens do satélite ERTS-1 e dados de campo. Convenções: 1 - Canga; 2 - Rochas Fanerozóicas; 3 - Diques de diabásio; 4 - Grupo Gorotire; 5 - Grupo Tocantins; 6 - Granitos; 7 - Grupo Serra dos Carajás; 8 - Complexo Cristalino; 9 - Falha; 10 - Falha de empurrão; 11 - Contacto; 12 - Lineações; 13 - Estradas; 14 - Rios.

Figura 12 - Imagem do satélite ERTS - 1, canal 5, para a região norte do Ter_ritório de Roraima.

Figura 13 - Imagem do satélite ERTS - 1 , canal 7, para a região norte do Ter_ritório de Roraima.

Figura 14 - Mosaico de radar de visada lateral (Projeto Radam) para a região norte do Território de Roraima.

Figura 15 - Mapa geológico da parte norte do Território de Roraima, obtido por interpretação das imagens do satélite ERTS-1 e dados de campo. Convenções: 1 - Depósitos aluvionares; 2 - Diques de diabásio; 3 - Intrusivas básicas; 4 - Formação Roraima; 5 - Granitos; 6 - Formação Surumu; 7 - Contactos; 8 - Lineações; 9 - Falhas; 10 - Vilarejo; 11 - Estrada; 12 - Rios; 13 - Limites internacionais; 14 - Limite de cobertura de nuvens.

Figura 16 - Imagem do satélite ERTS-1, canal 5, para a região do rio Fresco, Pará.

Figura 17 - Imagem do satélite ERTS-1, canal 7, para a região do rio Fresco, Pará.

Figura 18 - Mosaico de radar de visada lateral (Projeto Radam) para a região do rio Fresco, Pará.

Figura 19 - Mapa geológico da região do rio Fresco, Pará, obtido por interpretação das imagens do satélite ERTS-1 e dados de campo. Convenções: 1 - Depósitos aluvionares; 2 - Canga; 3 - Granitos jovens; 4 - Diques de diabásio; 5 - Formação Gorotire; 6 - Granitos antigos; 7 - Rochas vulcânicas da Formação Rio Fresco; 8 - Rochas sedimentares da Formação Rio Fresco; 9 - Intrusivas dioríticas; 10 - Grupo Serra dos Carajás; 11 - Complexo Cristalino; 12 - Contactos; 13 - Lineações; 14 - Falhas; 15 - Rios; 16 - Limite da cobertura de nuvens.

Capítulo X

S U M Á R I O E C O N C L U S Õ E S

A aplicação de métodos convencionais (análise bibliográfica e trabalhos de campo) e modernos (geocronologia e sensoriamento remoto) permitiu o desenvolvimento de uma síntese da geologia Pré-Cambriana da Amazônia, bem como a elaboração de idéias sobre a evolução tectônica e metalogênica da região.

Com base na distribuição das diversas unidades geológicas, a Amazônia foi dividida em três Províncias: Oriental, Central e Ocidental, cortadas em duas partes pela Bacia Sedimentar do Amazonas. ①

Do ponto de vista tectônico, a Amazônia Oriental ocupa parte dos Escudos das Guianas e Brasil Central, bem como da Área Cratônica de São Luiz. Uma zona afetada pelo ciclo Brasileiro, de limites ainda mal definidos, separa os dois Escudos da Área Cratônica de São Luiz. Estas unidades geotectônicas são formadas por rochas mais antigas que 2000 m.a., reunidas em três grandes grupos litológicos: complexo cristalino, rochas meta-sedimentares e intrusivas graníticas.

O complexo cristalino é formado por gneisses, migmatitos, anfibolitos e granitos anatócticos. Metabasitos, granulitos, mica xistos e quartzitos ocorrem subordinadamente. As determinações geocronológicas disponíveis indicam idades variáveis entre 3200 e 2000 m.a., sugerindo que ele se formou pela ação de diversos eventos (Guriense, Guianense e Trans-Amazônico). ②

Seqüências metasedimentares de idade Brasileira não foram identificadas na região. O Grupo Gurupi, datado em cerca de 2000 m.a., ocorre na área fronteiriça entre o Pará e o Maranhão. Seu equivalente no Escudo Brasil Central é o Grupo Tocantins, que passa gradativamente a leste para o Grupo Araxá. A oeste o Grupo Tocantins é jogado por sobre o

Grupo Serra dos Carajás por meio de uma falha de empurrão. Este fato e as correlações com seqüências similares do Escudo das Guianas, além da análise das determinações geocronológicas, indicam que o Grupo Serra dos Carajás foi deformado e metamorfoisado pelo evento Guianense, com idade em torno de 2600 m.a. Os Grupos Vila Nova e Amapari são os correlativos do Grupo Serra dos Carajás na parte norte da Amazônia Oriental. As rochas de baixo grau metamórfico, encontradas no leste e norte do Amapá, são correlacionadas aos Grupos Tocantins e Gurupi. As seqüências metasedimentares da Amazônia Oriental exibem uma evidente polaridade para o interior da Plataforma Amazônica.

No presente estágio de conhecimentos não é possível a separação das diversas intrusivas graníticas, à semelhança do que foi feito na Guiana Francesa.

Os recursos minerais mais característicos da Amazônia Oriental são: ferro, manganês, ouro, minerais de pegmatito e minerais associados a faixas de serpentinito.

A Amazônia Central, ocupando as partes mais internas dos Escudos das Guianas e Brasil Central, apresenta uma configuração geológica bastante distinta. Seus tipos litológicos mais importantes são: granitos, rochas vulcânicas ácidas a intermediárias, e rochas sedimentares clásticas. O complexo cristalino é melhor desenvolvido na parte norte da Província, no Território de Roraima.

As poucas determinações geocronológicas disponíveis indicam que o complexo cristalino é mais antigo que 2000 m.a., atingindo 2600 m.a. na região do rio Anauã. Em Roraima o complexo cristalino foi dividido em duas partes, denominadas Mucajaí e Anauã-Uraricoera. Este apresenta menor grau de metamorfismo e suas rochas dirigem-se preferencialmente para NW. Aquele orienta-se para NE e exibe maior grau metamórfico. O Complexo Mucajaí divide o Complexo Anauã-Uraricoera em duas partes, sendo limitado por um sistema de falhas transcorrentes cuja extensão total ultrapassa mil quilômetros.

Uma intensa fase de atividade granítica, datada em cerca de 1700 m.a., marca o início de um processo de ativação da Plataforma Amazônica (Evento Paraense). As rochas formadas durante esse episódio constituem a maior parte do embasamento da região Xingu-Tapajós. Segue-se uma das maiores manifestações de vulcanismo ácido a intermediário, conhecidas no Pré-Cambriano, afetando uma área de mais de um milhão de quilômetros quadrados. Sua idade situa-se em torno de 1600 m.a., e foi determinada por cerca de 30 análises Rb-Sr. O Grupo Uatumã, a Formação Surumu, a Formação Iriri e a parte vulcânica da Formação Rio Fresco estão associados a esse evento. Concomitantemente às últimas manifestações vulcânicas, inicia-se uma fase de sedimentação clástica, dando origem às Formações Roraima, Prosperança, Acari, Gorotire e Dardanelos, e ao Grupo Beneficiente. Esta sedimentação ultrapassou os limites da Amazônia Central, depositando-se por sobre o Grupo Serra dos Carajás na parte sul da Amazônia Oriental, e em vários locais da Amazônia Ocidental (Formações Mutum-Paraná, Palmeiral e Paracatu s.l.). O Evento Paraense termina por magmatismo básico, datado em cerca de 1550 m.a.

Estanho, ouro e diamantes são os principais recursos minerais da Amazônia Central. Ocorrendo, ainda, concentrações de manganês sedimentar e de metais não ferrosos.

Na Amazônia Ocidental as rochas vulcânicas são raras e as rochas sedimentares formadas durante o Evento Paraense foram dobradas e metamorfasadas pelo Evento Madeirense, datado em cerca de 1300 m.a. A este episódio estão também associadas algumas intrusões graníticas e processos criptometamórficos que afetaram a Amazônia Central. Parece que a sedimentação clástica, representada pelas Formações Prainha e Cubencranquên, está associada aos estágios finais deste evento. Datado em cerca de 1000 m.a., um terceiro episódio de ativação da plataforma, denominado Rondoniense, afetou a Amazônia Ocidental. Ele é caracterizado por intrusões graníticas circunscritas, geralmente mineralizadas em estanho, que é o principal recurso mineral da região. Existem indícios da presença de rochas formadas

durante o ciclo Brasileiro, no oeste do Território de Rondônia.

Determinações geocronológicas em rochas básicas, bem como a análise da história geológica da Bacia Sedimentar Amazônica, indicam que o desenvolvimento tectônico da Plataforma Amazônica no Fanerozoico está intimamente relacionada à evolução dos geossinclinaes Andinos. Existe uma evidente relação entre estruturas Pré-Cambrianas e os Arcos de Iquitos, Purus, Monte Alegre e Gurupá, os quais controlaram o desenvolvimento longitudinal da Bacia Sedimentar Amazônica. Uma feição identificada no andamento deste trabalho, o Arco do Rio Branco, controlou o desenvolvimento transversal daquela Bacia. A Fossa do Tacutu e o falhamento transcorrente que se estende desde o pico da Neblina até o Surinam, são as feições mais importantes associadas ao Arco do Rio Branco.

Grande parte, senão a maior, da riqueza mineral da Amazônia está associada à evolução geológica no Fanerozoico. Podem ser citados: os depósitos aluvionares de estanho, ouro e diamante; as lateritas ferríferas, manganíferas, aluminosas e níquelíferas; os depósitos de linhito, sal gemma e, possivelmente, petróleo da Bacia Sedimentar do Amazonas.

B I B L I O G R A F I A

1. AARDEN, H.M.; Arozena, J.M.I. de; Navarro, J.; Moticska, P.; Zanin, J. P.; Sifontes, R.S. - 1973 - Geologia del area del cerro Impacto . Resumos IIº Congr.Lat.Am.Geol.: 153-154.
2. ACKERMANN, F.L. - 1948 - Recursos minerais do Território Federal do Amapá. Impr.Nac. Rio de Janeiro, 30pp.
3. ACKERMANN, F.L. - 1951 - Exploração do Rio Camaipi. Bol.Geogr.8(94): 1203-1204.
4. ACKERMANN, F.L. - 1965 - Notas de viagem pelo extremo norte do Brasil. Território Federal do Amapá. S.P.V.E.A., 30 pp.
5. ALBUQUERQUE, O.R. de - 1922 - Reconhecimentos Geológicos do Valle do Amazonas. Serv.Geol.Min. Bol. (3): 84 pp.
6. ALMARAZ, J. S. - 1967 - Determinações K-Ar na Região do Curso Médio do Tocantins. Bol.Soc.Bras.Geol. 16 (1): 121-126.
7. ALMARAZ, J.S. e Roisenberg, A. - 1972 - Geologia do Rio Gurupy (Pará-Maranhão). (Res.) Bol. XXVIº Congr.Bras.Geol. (2): 72-73.
8. ALMEIDA, F.F.M. de e Nogueira Fº, J. do V. - 1959 - Reconhecimento geológico do Rio Aripuanã. Div.Geol.Min. D.N.P.M. Bol.(199): 43pp.
9. ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Div.Geol.Min. D.N.P.M. Bol. (241) 36 pp.
10. ALMEIDA, F.F.M. de - 1968 - Evolução tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. An.Acad.Bras.Cienc. 40 (suplemento): 285-295.
11. ALMEIDA, F.F.M. de; Melcher, G.C.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. and Vandomos, P. - 1968 - Radiometric Age determinations from Northern Brazil. Bol.Soc.Bras.Geol. 17 (1): 3-14.
12. ALMEIDA, F.F.M. de - 1969 - Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. Anais XXIIIº Congr.Bras.Geol.: 29-46.
13. ALMEIDA, F.F.M. de - 1971 - Geochronological division of the Precambrian of South America. Rev.Bras.Geoc. 1 (1): 13-21.
14. ALMEIDA, L.F.G. de; Melo, S.C. e Friça, G.L. - 1972 - A geologia e perspectivas econômico-minerais da Estrada de Integração Nacional Cuiabá-Santarém (trecho Cuiabá-Cachimbo). Anais XXVIº Congr. Bras.Geol. 1: 121-128.
15. 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.
16. AMARAL, G. - 1969 - Nota Prévia sobre o reconhecimento geocronológico do Pré-Cambriano da Região Amazônica. Bol. XXIIIº Congr. Bras. Geol.(1): 81-82.

17. AMARAL, G.; Ramgrab, G.E.; Oliveira, I.W.B.; Mandetta, P. e Damião, R. N. - 1970 - Determinações geocronológicas e considerações sobre a estratigrafia do Pré-Cambriano na porção setentrional do Território de Roraima.(Res.) Bol. XXIVº Congr.Bras.Geol. (1): 77-80.
18. AMARAL, G. - 1970 - Precambrian evolution of Amazon Region. Resumos 1º Congr.Lat.Am.Geol.: 77-78.
19. AMARAL, G. - 1971 - Considerações sobre a evolução tectônica da Amazônia no Pré-Cambriano.(Res.) Bol. Esp. Soc.Bras.Geol. Nucl. São Paulo (1): 161-162.
20. AMARAL, G. e Rocha Campos, A.C. - 1972 - Chronology of Late Paleozoic events in Andean South America.(Abs.) Int.Symp.on the Carb. and Permian Syst. of South Am.: 8-9.
21. ANDRADE, C.A.C. de e Cunha, F.M.B. da - 1971 - Revisão geológica da Bacia Paleozóica do Amazonas. Anais XXVº Congr.Bras.Geol. 3: 93-112.
22. ANDRADE RAMOS, J.R. de - 1954 - Reconhecimento geológico no Alto Rio Fresco, Estado do Pará. Rel.An.Diretor Div. Geol.Min. D.N.P.M.: 32-48.
23. ANDRADE RAMOS, J.R. de - 1956 - Reconhecimento geológico no Território do Rio Branco. Rel.An.Diretor Div.Geol.Min. D.N.P.M.: 58-62.
24. ANDRADE RAMOS, J.R. de - 1967 - Estratigrafia da Região Xingu-Tocantina. Atas do Simp. Biota Amazônica 1: 373-386.
25. ARAUJO, J.F.V. - 1972 - Esboço geológico da Área de Jurisdição do 5º Distrito do D.N.P.M. (Res.) Bol. Soc.Bras.Geol. Nucl.Norte (2): 67-68.
26. AUBOIN, J. - 1965 - Geosynclines. Elsevier Publ.Co.,Amsterdan,335pp. illus.
27. BARBOSA, O. e Andrade Ramos, J.R. de - 1959 - Território do Rio Branco. Div.Geol.Min. D.N.P.M. Bol.(196): 48 pp.
28. BARBOSA, O.; Andrade Ramos, J.R. de; Gomes, F.A. e Helbold, R. - 1966- Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia". Div.Geol.Min. D.N.P.M. Monogr. (19): 94 pp. illus.
29. BARBOSA, O. - 1966 - Geologia básica e econômica do Médio Tapajós. Div.Geol.Min. D.N.P.M. Bol. (126): 35 pp.
30. BARRON, C.N. - 1962 - The geology of the South Savannas Degree Square. Bull.Geol.Surv.British Guiana (33): 29 pp.
31. BARRON, C.N. - 1966 - Notes on the stratigraphy of the central British Guiana. Anais VIº Congr.Geol.das Guianas (1963), Avulso Div. Geol.Min. D.N.P.M. (41): 121-126.
32. BARRON, C.N. e Bateson, J.H. - 1962 - The geology of parts of the Kuyuwini, Kassitaityu and upper Essequibo rivers. Rec.Geol.Surv. of British Guiana 1: 27-33.
33. BARRUOL, J. - 1961 - Le Bonidoro en Guyane Française. Prec. 5th. Inter-Guiana Geol.Conf.: 57-67.

34. BARRUOL, J. - 1966 - Le Precambrien terminal en Guyane Française. Anais VIº Congr.Geol.das Guianas (1963). Avulso Div.Geol.Min. D.N.P.M. (41): 157-165.
35. BEIGBEDER, Y. - 1959 - La region moyenne du Haut Rio Branco (Brésil). Étude Geomorphologique. Trav. et Mem. de L'Inst. des Hautes Études de L'Amérique Latine, Paris 10: 254 pp.
36. BEISIEGEL, W. de Ruy; Bernardelli, A.L.; Drummond, N.F.; Ruff, A.W. e Tremaine, J.W. - 1973 - Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. Rev.Bras.Geoc. 3 (4): 215-242.
37. BELOUSSOV, V.V. - 1961 - Development of the Earth and its tectogenesis. Int.Geol.Rev. 3 (12): 1126-1142.
38. BELOUSSOV, V.V. - 1962 - Basic Problems in Geotectonics. Mc Graw-Hill Co., N.York, 816 pp. Ilus.
39. BELOUSSOV, V.V. - 1969 - Continental Rifts. In: "The Earth's Crust and Upper Mantle". American Geophysical Union, Geoph. Monograph (13): 539-544.
40. BERROCAL, J.; Ladeira, E.A. e Faria, A. - 1972 - Anomalia tectônica na Bacia Amazônica detectada pelo SAAS. Rev.Bras.Geoc.2(3):161-172.
41. BOER, N.P. de - 1966 - The tectonic framework and history of the sedimentary basins of northern Brazil. Anais VIº Conf.Geol. Guianas Avulso Div.Geol.Min. D.N.P.M. (41): 78-82.
42. BOSMA, W. and Roever, E.W.F. de - 1973 - Result of Recent Geological Studies in Suriname. Resumos IIº Congr.Lat.Am.Geol.: 237-238.
43. BOUMAN, Q.C. - 1959 - The Roraima Formation. Northern part of the Território do Rio Branco. PETROBRÁS, Relat. (350A): 17 pp.
44. BOUMAN, Q.C.; Mesner, J.C. e Padden, M. - 1960 - Amazon Basin Study. PETROBRÁS, Rel. Int. (454A).
45. BRAUN, O.P.G. - 1972 - Projetos Básicos de Geologia na Região Amazônica. Anais XXVIº Congr.Bras.Geol. 1: 77-88.
46. BRAUN, O.P.G. e Ramgrab, G.E. - 1972 - Geologia do Território de Roraima. (Res.) Bol. XXVIº Congr.Bras.Geol. (2): 68-70.
47. BRAUN, O.P.G. - 1973a - As imagens de radar (SLAR), sua interpretação e sua comparação com os demais sensores remotos no Brasil. Bol. XXVIIº Congr.Bras.Geol. (1): 108-109.
48. BRAUN, O.P.G. - 1973b - Principais aspectos estruturais e tectônicos do "Escudo Amazônico" e seu relacionamento com os sistemas orogênicos limítrofes. Bol. XXVIIº Congr.Bras.Geol. (2): 188-190.
49. BOROVIKOV, A.M. - 1968 - The present status of tectonic terminology. Geotectonics (1): 1-3.
50. BURWASH, R.A. - 1969 - Comparative Precambrian geochronology of the North American, European and Siberian Shields. Can.Jour. Earth Sci. 6 (3): 357-365.
51. CANNON, R.T. - 1964 - The Geology of the Bartica Assemblage. Geol. Surv. British Guiana Bull. (35): 83 pp.

52. CAPUTO, M.V.; Rodrigues, R. e Vasconcelos, D.N.N. de - 1972 - Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas - Histórico e Atualização. Anais XXVIº Congr.Bras.Geol. 3: 35-46.
53. CARTER, J.W. and Fernandes, L.L. - 1966 - The Stratigraphical, Lithological and Structural controls to mineralization within the Bara-ma-Mazaruni Assemblage. 7th. InterGuyana Geol. Conference (Paramaribo), 14 pp.
54. CARVALHO, P.F. - 1926 - Reconhecimentos geológicos e sondagens na Bacia do Amazonas. Serv.Geol.Min. Bol. (15): 1-28.
55. CASTRO, L.O. - 1963 - Study of the manganese ores of the Serra do Navio District-Amapá - Brasil. Bol.Soc.Bras.Geol. 12 (1-2): 5-35.
56. CHASE, R.L. - 1965 - El Complejo de Imataca, la anfibolita de Panamo y la Trondhjemitita de Guri: rocas precámbricas del Cuadrilátero de las Adjuntas-Panamo, Est. Bolivar. Bol.Geol.(Caracas) 7 (13): 105-215.
57. CHOUBERT, B. - 1949 - Géologie et Pétrographie de la Guyane Française. Off. de la Recherche Scient. et Techn. d'Outre-mer (ORSTOM), Paris, 120 pp. illus.
58. CHOUBERT, B. - 1954 - La Carte Géologique des Trois Guyanes. XIXº Int.Geol.Congress (Alger), Fasc. XIV: 371-377.
59. CHOUBERT, B. - 1964 - Ages absolus du Précambrien guyanais. Comp.Rend. Acad.Sci.Fr. 258: 631-634.
60. CHOUBERT, B. - 1965 - État actuel de nos connaissances sur la géologie de la Guyane Française. Bull.Soc.Geol.Fr. VII (7): 129-135.
61. CHOUBERT, B. - 1969 - Les guyano-éburneides de l'Amerique du Sud e de l'Afrique occidentale. Bull. B.R.G.M. Section IV (4): 39-68.
62. CORDANI, U.G. e Almaraz, J.S. - 1969 - Delimitação entre províncias geocronológicas Pré-Cambrianas ao longo do Rio Gurupi, Norte do Brasil. Bol. XXIIIº Congr.Bras.Geol. (1): 89.
63. COSTA, H.F. da - 1966 - Novo Distrito Manganífero no Brasil - Rio Sucunduri - Rio Sucundurizinho - Amazonas. Anais da VIº Conf.Geol. das Guianas (1963). Avulso Div.Geol.Min. D.N.P.M. (41): 70-77.
64. C.P.R.M. - 1972a - Relatório do Projeto Macapá-Calçoene. I: 62 pp.
65. C.P.R.M. - 1972b - Relatório do Projeto Paru-Jari I: 51 pp.
66. CREVAUX, J. - 1883 - Voyages dans l'Amerique du Sud. Hachette & Cie. Paris, 635 pp. Ilus.
67. C.V.R.D.-C.M.M. - 1972a - Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. Bol. XXVIº Congr.Bras.Geol. (2): 78-79.
68. C.V.R.D.-C.M.M. - 1972b - Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás (Guia de Excursão). Bol. XXVIº Congr.Bras.Geol. (3): 15-22.
69. DAHLBERG, E.H. - 1973 - Lithostratigraphical correlation of Granulite facies rocks of the Guiana Shield. (Abs.) IIº Congr.Lat.Am.Geol. : 238.

70. DAMASCENO, B.P. e Garcia, P.F. - 1970 - Mapeamento geológico Preliminar do Rio Moju, Pará. Rel. D.N.P.M., 5º Distrito, (67): 30 pp.
71. DeHAAS, W.G.L.; Hempenius, S.A. e Vink, A.P.A. - 1967 - Logical thoughts on the psychology of photo-interpretation. Arch.Int.Photo-gramm, 16: 143-146.
72. D.N.P.M. - 1969 - Contribuição do Departamento Nacional da Produção Mineral no Desenvolvimento Geo-Econômico da Região Norte. Publ. Especial (7): 105 pp.
73. DERBY, O.A. - 1877 - Contribuições para a geologia da Região do Baixo Amazonas. Arch.Mus.Nac. 2: 77-104.
74. DOEVE, G. - 1961 - Problems in rock correlation in Suriname. Prec. 5th. Inter-Guianas Geol.Conf.: 47-56.
75. DORR, J.V.N. II; Park, C.F. e Paiva, G. - 1950 - Depósitos de manganês do Distrito da Serra do Navio, Território Federal do Amapá. D. N.P.M.-D.F.P.M. Bol.(85): 80 pp.
76. EBERT, H. - 1966 - Notes on the Pre-Cambrian of the Guyanas. Anais VIº Conf.Geol.Guianas (1963). Avulso Div.Geol.Min. D.N.P.M. (41): 15-36.
77. ESPEJO, A. - 1973 - Geologia del area de San Pedro de las Bocas, Estado Bolivar. (Res.) IIº Congr.Lat.Am.Geol.: 210-211.
78. EVANS, J.W. - 1906 - The rocks of the cataracts of the River Madeira and the adjoining portions of the Beni and Mamore. Quat. Jour. Geol.Soc.London 62 (1): 88-124.
79. FERREIRA, E.O. - 1959 - Contribuição à litologia da Série Uatumã. Div. Geol.Min. D.N.P.M. Bol. (185): 31 pp.
80. FERREIRA, E.O. - 1972 - Carta Tectônica do Brasil. Nota explicativa. M.M.E. - D.N.P.M. Bol. (1): 19 pp.
81. FORMAN, J.M.A. - 1969a - Rio Trombetas. M.M.E. - D.N.P.M. - 5º Distrito, Rel. (117): 58 pp.
82. FORMAN, J.M.A. - 1969b - Rio Curuã. M.M.E. - D.N.P.M. - 5º Distrito, Rel. (337): 39 pp.
83. FORMAN, J.M.A. - 1969c - Rio Erepecuru. M.M.E. - D.N.P.M. - 5º Distrito, Rel. (338): 60 pp.
84. FORMAN, J.M.A. - 1969d - Rio Mapuera. M.M.E. - D.N.P.M. - 5º Distrito, Rel. (345): 44 pp.
85. FRANCISCO, B.H.R.; Silva, G.G. e Araujo, G.G. de - 1967 - Estudos geológicos e observações geográficas no Baixo Tocantins (municípios de Tucuruí e Baião), Estado do Pará. Atas do Simp. Biota Amazônica 1: 187-197.
86. FRANCISCO, B.H.R. e Loewenstein, P. - 1968 - Lexico Estratigráfico da Região Norte do Brasil. Mus.Par.Emilio Goeldi. Publ. Avulsa (9): 93 pp.

87. FRANCISCO, B.H.R.; Silva, O.F., Loewenstein, P. e Silva, G.G. da - 1971 - Contribuição à Geologia da folha de São Luiz (SA-23) no Estado do Pará. III-Estratigrafia; IV-Recursos Minerais. Mus.Par. Emilio Goeldi Bol. (17): 45 pp.
88. GANSSER, A. - 1954 - The Guiana Shield (South America). Eclog. Geol. Helv. 47 (1): 77-112.
89. GASTIL, G. - 1960 - Distribution of mineral dates in time and space. Am.Jour.Sci. 258 (1): 1-35.
90. GAUDETTE, H.E.; Hurley, P.M. e Fairbairn, H.W. - 1973 - U-Pb zircon ages from the northern Guayana Shield, Venezuela. (Abs.) II^o Congr. Lat.Am.Geol.: 54-55.
91. GNIBDENKO, H.S. e Shashkin, K.S. - 1970 - Basic Principles of the Geosynclinal theory. Tectonophysics 9: 5-13.
92. GOMES, C.B.; Amaral, G.; Kawashita, K. and Giancursi, F.D. - 1971 - Geocronologia da área da Serra dos Carajás, PA. (Res.) Soc.Bras. Geol. Nucl.S.Paulo Publ.Esp. (1): 162-163.
93. GOODYEAR AEROSPACE CORPORATION - 1971a - Basic Concepts of Synthetic-Aperture, Side-Looking RADAR. Publ. GIB-9167: 11 pp. ilus.
94. GOODYEAR AEROSPACE CORPORATION - 1971b - Simplified Description of the principles and applications of Synthetic Aperture Terrain imaging radar. Publ. GIB-9202: 48 pp. ilus.
95. GRABERT, H. - 1973 - The tectonogenesis of the Amazonas Basin. (Abs.) II^o Congr.Lat.Am.Geol.: 21-22.
96. GRAHAM, L.C. - 1971 - Synthetic Aperture Radar. Part 1 - System principles. Publ. Goodyear Aer.Co. GIB-9215: 1-88.
97. GUERRA, A.T. - 1952 - Contribuição ao estudo da geologia do Território Federal do Amapá. Rev.Bras.Geogr. 14 (1): 3-26.
98. GUIMARÃES, D. - 1930 - A Província Magmática de Roroimã. Serv.Geol. Min. Bol. (45).
99. GUIMARÃES, D. - 1947 - A Provincia Magmatica de Roroimã. Div.Geol.Min. D.N.P.M. Bol. (121): 109 pp.
100. GUIMARÃES, D. - 1969 - Considerações sobre a origem dos depósitos de cassiterita do Território de Rondonia. D.N.P.M. - D.F.P.M. Avulso (98): 7 pp.
101. GUY, M. - 1967 - Quelques principes et quelques experiences sur la methodologie de la photo-interpretation. Arch.Int. de Photogram. 16: 121-141.
102. HALPERN, M. - 1968 - Ages of Antarctic and Argentine Rocks bearing on Continental Drift. Earth & Plan.Sci.Letters 5: 159-167.
103. HARTMAN, R.R. e Brennan, P.A. - 1972 - Synthetic Aperture SLAR: Geologic Mapping in South America. Apres. 24^o Congr.Intern.Geol.: 19pp.
104. HEBEDA, E.H. and Priem, H.N.A. - 1970 - Geochronology and K-Ar Studies of the Precambrian Doleritic-Gabbroic intrusions in Suriname. Z.W.O. Laboratorium voor Isotopen-Geologie Ann. Report: 21-34.

105. HEBEDA, E.H.; Boelrijk, N.A.I.M.; Priem, H.N.A.; Verdurmen, E.A.Th. and Verschure, R.H. - 1972 - Excess radiogenic argon in the Precambrian Avanavero Dolerite in western Suriname (South America). Z.W.O. Laboratorium voor Isotopen-Geologie Ann. Report: 17-35.
106. HEBEDA, E.H.; Boelrijk, N.A.I.M.; Priem, H.N.A.; Verdurmen, E.A.Th. and Verschure, R.H. - 1973 - Excess Radiogenic argon in the Precambrian Avanavero Dolerite in western Suriname (South America). Earth & Plan.Sci.Letters 20 (2): 189-200.
107. HEDBERG, H.D. (editor) - 1972 - Introduction to an International Guide to stratigraphic Classification, Terminology and Usage. Rep. n° 7a - Intern.Subcomm. on Stratigr.Class. LETHAIA, 5 (3):283-295.
108. HEDBERG, H.D. - 1972 - Summary of an International Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Usage. Rep. n° 7b - Intern. Subcomm. on Stratigr.Class. LETHAIA 5 (3):297-323.
109. HOOD, P. e Tyl, I. - 1973 - Residual magnetic anomaly map of Guyana and its regional interpretation. IIº Congr.Lat.Am.Geol. mono - graf.: 30 pp.
110. HUANG, T.K. - 1959 - New studies on the geotectonic subdivisions of Eastern China and their characteristics. Int.Geol.Rev. 1 (11): 73-88.
111. HURLEY, P.M.; Fairbairn, H.W.; Pinson, W.H. and Kalliokoski, J. - 1967 - Imataca Complex, Venezuela. Mass.Inst.Tech. 15th Ann.Progr. Rep. (1967) for the U.S. Atom.Enn.Comm.: 13-16.
112. HURLEY, P.M.; Almeida, F.F.M. de; Melcher, G.C.; Cordani, U.G.; Rand, J.R.; Kawashita, K.; Vandomos, P.; Pinson, W.H.Jr. and Fairbairn, H.W. - 1967 - Test of Continental Drift by comparison of radiometric ages. Science 157 (3788): 495-500.
113. HURLEY, P.M.; Kalliokoski, J.; Fairbairn, H.W. and Pinson, W.H.Jr. - 1968a - An age of 3000 ($\pm$) m.y. for the Imataca Series, Venezuela. Mass.Inst.Tech. 16th Ann.Progr.Rep. (1968) for the U.S. Atom.Enn. Comm.: 67-69.
114. HURLEY, P.M.; Melcher, G.C.; Pinson, W.H.Jr. and Fairbairn, H.W. - 1968b - Some orogenic episodes in South America by K-Ar and whole rock Rb-Sr dating. Can.Jour.Earth Sci. 5: 633-638.
115. HURLEY, P.M.; Kalliokoski, J.; Fairbairn, H.W. and Pinson, W.H.Jr. - 1970 - Further work on the Katarchean Imataca Series, Venezuela. Mass.Inst.Tech. 18th Ann.Progr.Rep. (1970) for the U.S. Atom. Enn. Comm.: 5-8.
116. HURLEY, P.M.; Fairbairn, H.W.; Gaudette, H.E.; Mendoza, V.; Martin-Belliz, C. e Espejo, A. - 1973 - Progress Report on age dating in the Northern Guayana Shield. (Abs.) IIº Congr.Lat.Am.Geol.: 1.
117. ICOMI S.A. - 1965 - Resumo da Geologia dos depósitos de manganês de Serra do Navio. Mimeografado, 10 pp. illus.
118. IDESP - 1972 - Projeto Rio Fresco. Contribuição à Geologia do Pré-Cambriano da Amazônia. Bol. XXVIº Congr.Bras.Geol. (2): 73-75.
119. JHARAP, S.E. - 1973 - Geology of the Kabalebo-Zandkreek Area, W.Suriname; Some remarks on the origin of the Bakuys Horst. (Abs.) IIº Congr.Lat.Am.Geol.: 238.

120. KALLIOKOSKI, J. - 1965 - Geology of North Central Guayana Shield, Venezuela. *Bull.Geol.Soc.Amer.* 76: 1027-1050, ilus.
121. KATZER, F. - 1933 - Geologia do Estado do Pará (Brasil). Trad. por Frei Hugo Mense, anotações de A.I. Oliveira e P. de Moura. *Mus. Par.Hist.Nat.Etnogr.* 9: 269 pp, ilus.
122. KAZANSKII, V.I. - 1968 - The distribution of basements and the metallogeny of activated regions of the eastern part of the USSR. *Geol. Jour.* 6 (1): 63-78.
123. KAZANSKIY, V.I. e Terentyev, V.M. - 1969 - Boundary Zones of activated Platforms and their Metallogeny. *Int.Geol.Rev.* 11 (2): 179-193.
124. KEATS, W. - 1973 - The Roraima Formation in Guyana: A revised stratigraphy and a proposed environment of deposition. *Res. IIº Congr. Lat.Am.Geol.*: 183.
125. KHAIN, V. Ye. e Sheynmann, Yu.M. - 1962 - Hundredth anniversary of the Geosynclinal theory. *Int.Geol.Rev.* 4 (2): 166-198.
126. KHAIN, V.Ye. - 1965 - The Geosynclinal process and evolution of tectonosphere. *Int.Geol.Rev.* 7 (12): 2213-2222.
127. KHAIN, V.Ye. e Muratov, M.V. - 1969 - Crustal Movements and Tectonic Structure of Continents. In: "The Earth's Crust and Upper Mantle" *Pembroke J. Hart (Edit.). Am.Geoph.Union Geophysical Monograph* (13): 523-538.
128. KHAIN, V.Ye. - 1973 - Modern ideas on causes and mechanism of tectonogenesis. An experiment in critical analysis and conclusions. Part 1: Modern tectonic hypotheses. *Int.Geol.Rev.* 15 (4): 394-410.
129. KLOOSTERMAN, J.B. - 1966 - Granites and rhyolites of São Lourenço: a volcano-plutonic complex in Southern Amazonia. *Eng.Min.Met.* 44 (262): 169-171.
130. KLOOSTERMAN, J. B. - 1967a - A tin province of the Nigerian type in Southern Amazonia. *Tech.Conf., Int. Tin Council, London, Proc. II* : 381-400.
131. KLOOSTERMAN, J.B. - 1967b - Ring structures in the Oriente and Massangana granite complexes, Rondonia, Brazil. *Eng.Min.Met.* 45(266): 73-77.
132. KLOOSTERMAN, J.B. - 1970 - A twofold analogy between the Nigerian and the Amazonian tin provinces. *II Tech.Conf. on Tin, Bangkok(1969), 1*: 3-29.
133. KLOOSTERMAN, J.B. - 1973 - Giant Ringvolcanoes on the Guiana Shield. *Texto mimeogr. distr. no IIº Congr.Lat.Am.Geol.(Caracas)*: 14 pp.
134. KNUP, P.E. - 1971 - Reconhecimento geológico na região dos rios Itacaiunas e Tocantins, Estado do Pará. *Bol.Esp. XXVº Congr.Bras.Geol.* (1): 61-62.
135. KOROL, B. - 1965 - Estratigrafia de La Serie Pastora en la region Guasi-pati-El Dorado. *Bol.Geol.(Caracas)* 7 (13): 3-18.
136. KOROL, B. - 1973 - Provincia Pastora, su evolucion estratigrafica y distribucion geografica. *Res. IIº Congr.Lat.Am.Geol.*: 184.

137. KROONENBERG, S.B. - 1973 - Preliminary note on the geology of the Coe - roeni-Lucie Area (SW Suriname). Res. II^o Congr.Lat.Am.Geol.:237.
138. KUYUMJIAN, R.M. - 1972 - Prospecção geoquímica de orientação para Molibdenio no Território Federal de Roraima. Anais XXVI^o Congr. Bras.Geol. 1: 173-176.
139. LAMEGO, A.R. - 1959 - Relatório Anual do Diretor (1958). Div.Geol.Min D.N.P.M.: 200 pp.
140. LAMEGO, A.R. - 1960 - Relatório Anual do Diretor (1959). Div.Geol.Min D.N.P.M.: 240 pp.
141. LASA S.A. - 1963 - Reconhecimento fotogeológico do centro-leste do Território Federal do Amapá. Mapa e nota explicativa, distribuídos durante a VI^o Conf. Geol. Guianas.
142. LASA S.A. - 1964 - Pesquisa de Cassiterita no Território Federal de Rondonia. D.N.P.M. - D.F.P.M. Avulso (88): 62 pp.
143. LEINZ, V. - 1949 - Pequenas notas geológicas e petrográficas sobre o Território do Amapá. Bol.Mus.Nac. Serie Geol. (7): 23 pp, illus.
144. LEONARDOS, O.H. - 1940 - Geologia da Bacia do Tocantins. In: Rel. da Diretoria para 1938. D.N.P.M. - D.F.P.M. Bol. (41): 102-115.
145. LIANDRAT, E. - 1972 - Reconhecimento ao longo dos rios Itacaiuna e Paraúapebas. Município de Marabá, Estado do Pará. Rev.Bras.Geogr. 34 (1): 165-184.
146. LIBERATORE, G. - 1972 - Projeto Aripuanã-Sucunduri. Relatório Final. CPRM-Manaus. D.N.P.M., 8 volumes, R.A.T. nº 2.000.
147. LISBOA, M.A.R. - 1935 - A bacia do Gurupy e as suas minas de ouro. S. F.P.M. Bol. (7): 61 pp.
148. LIU, C.C.; Carraro, C.C. e Yamagata, S.K. - 1973 - Interpretação geológica das imagens da região do Alto São Francisco e da Represa de Furnas obtidas pelo Sensor MSS do ERTS-1. Apres. no XXVII^o Congresso Brasl. de Geologia, Aracaju. Rel.Int.INPE-LAFE (395): 44 pp, illus.
149. LJUNGGREN, P. - 1964 - The tin deposits of Rondonia, Brazil, as compared with the Bolivian tin mineralization. Geol.Fören.Stockholm Förh. 85: 431-435.
150. LOCZY, L. de - 1966 - Contribuição à paleogeografia e história do desenvolvimento geológico da Bacia do Amazonas. Div.Geol.Min. D.N.P.M. Bol.(223): 96 pp.
151. LOCZY, L. de - 1972 - Considerações concernentes à constituição tectônica do Escudo das Guianas, com especial referência à Formação Roraima. An.Acad.Bras.Cien. 44 (1): 77-94.
152. LOEWENSTEIN, P.; Silva, O.F.; Francisco, B.H.R. e Silva, G.G. - 1969 - Bibliografia e Índice da Geologia da Amazônia Legal Brasileira. Mus.Par.Emílio Goeldi, Publ.Avulsa (11): 291 pp.
153. LÖFGREN, A. - 1936 - Reconhecimento geológico nos rios Tocantins e Araguaia. Serv.Geol.Min. Bol. (80): 61 pp.

154. LOPEZ, V.M.; Mencher, E. e Brineman, J.H. - 1942 - Geology of Southeastern Venezuela. *Bull.Geol.Soc.Am.* 53: 848-872.
155. MAIJER, C. and Verhofstad, J. - 1969 - Notes on volcanic rocks in Suriname. *Geol.Mijnb.Dienst.* (20): 49-51.
156. MANDETTA, P. - 1970 - Datações geocronológicas de rochas do Território Federal de Roraima. *Div.Geol.Min. D.N.P.M. Rel. nº 1472.*
157. MARTIN-BELLIZZIA, C. - 1968 - Edades isotópicas de rocas venezolanas. *Bol.Geol.* 10 (19): 356-380.
158. MARTIN-BELLIZZIA, C. - 1973 - Grupo La Vergareña y su relación tectono-sedimentaria al magmatismo alcalino del Precámbrico de Guayana. *IIº Congr.Lat.Am.Geol. mimeografado*, 4pp.
159. MARTIN-KAYE, P.H.A. - 1966 - Progress by the Geological Survey Department of British Guiana (1959-1963). *Anais VIº Conf.Geol. Guianas (1963).* Avulso *Div.Geol.Min. D.N.P.M.* (41): 113-121.
160. MARUO, J. - 1972 - Distrito Manganífero da Serra do Navio, Território Federal do Amapá. (Guia de Excursão). *Bol. XXVIº Congr.Bras.Geol.* (3): 7-14.
161. MASAYTIS, V.L. e Staritskiy, Yu.G. - 1967 - The "Diwa" Structures of East Asia. *Int.Geol.Rev.* 9 (2): 230-238.
162. McCANDLESS, G.C. - 1965 - Reconocimiento geológico de la región noroccidental del Estado Bolívar. *Bol.Geol. (Caracas)* 7 (13): 19-38.
163. McCANDLESS, G.C. - 1966 - Geología general de la parte septentrional del Escudo Guayana en Venezuela. *Bol.Geol. (Caracas)* 8 (15): 140-153.
164. McCONNELL, R.B. and Dixon, C.G. - 1959 - Presentation of the revised Geological Map of British Guiana. *Prec. 5th Inter-Guiana Geol. Conf.*: 17-28.
165. McCONNELL, R.B. and Dixon, C.G. - 1960 - A Geological Map of British Guiana. *21st Int.Geol.Congr. Rep.* 9: 39-50.
166. McCONNELL, R.B.; Masson Smith, D. e Berrangé, J.P. - 1969 - Geological and Geophysical evidence for a Rift Valley in the Guiana Shield. *Prec. 8th Inter-Guiana Geol. Conf.*: 1-12.
167. McDONALD, W.D. and Hurley, P.M. - 1968 - Age of 1380 m.y. for Granulite gneisses from the Northeastern corner of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northern Colombia. *Mass.Inst.Tech. 16th Ann.Progr.Rep. (1968) for the U.S. Atom.Enn.Comm.*: 75-77.
168. McDOUGALL, I.; Compston, W. and Hawkes, D.D. - 1963 - Leakage of radiogenic argon and strontium from minerals in Proterozoic dolerites from British Guiana. *Nature* 198 (4880): 564-567.
169. McDOUGALL, I. - 1968 - Isotopic Dating of the Roraima Dolerites. *Geophys.J.R.Astr.Soc.* 16: 141-145.
170. MEDVEDEV, V.Ya. - 1973 - Some problems of Precambrian Geochronology in relation to metallogenic evolution. *Int.Geol.Rev.* 15 (12): 1440 - 1444.

171. MELCHER, G.C. and Isotta, C.A.L. - 1968 - Idades radiométricas de algumas rochas do embasamento da região amazônica. Res. XXIIº Congr. Bras.Geol.: 81-82.
172. MENDES, J.C. - 1967 - Evolução geológica da Amazônia. Breve Histórico das pesquisas. Atas Simp. Biota Amazônica 1: 1-9.
173. MENDOZA S.,V. - 1973a - Petrogenesis del Granito Rapakivi del Parguaza, NO Guayana, Venezuela. Res. IIº Congr.Lat.Am.Geol.: 74.
174. MENDOZA S.,V. - 1973b - Evolucion tectonica del Escudo de Guayana. Res. IIº Congr.Lat.Am.Geol.: 75-76.
175. MENENDEZ V., A. - 1968 - Revision de la estratigrafia de la Provincia de Pastora segun el estudio de la Region de Guasipati, Guayana Venezolana. Bol.Geol. 10 (19): 309-338.
176. MIKHAYLOV, A.Ye. - 1970 - The development of geosynclines and folding. Int.Geol.Rev. 12 (12): 1490-1495.
177. MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS - 1970 - Lexico Estratigráfico de Venezuela. Publ.Especial (4): 756 pp.
178. MIURA, K. - 1972 - Possibilidades petrolíferas na Bacia do Acre. Anais XXVIº Congr.Bras.Geol. 3: 15-20.
179. MORAES, L.J. de - 1955 - Estudos geológicos no Amapá. An.Acad.Bras. Cien. 27 (3): 26-27.
180. MORAES, L.J. de - 1957 - Formações Proterozóicas do Amapá. An. Acad. Bras.Cien. 29 (3): 27-28.
181. MORAES REGO, L.F. de - 1933 - Notas Geográficas e Geológicas sobre o Rio Tocantins. Mus.Par.Emilio Goeldi (9): 271-288.
182. MORAES REGO, L.F. de - 1935 - Notas sobre a geologia do Estado do Maranhão. Impr.Graf.do Est. de S.Paulo, 30 pp, illus.
183. MORALES, L.G. - 1960 - Geologia geral e possibilidades petrolíferas da Bacia Amazônica no Brasil. Bol.Inst.Bras.Petrol. 1 (3): 2-13.
184. MOURA, P. de - 1932 - Reconhecimentos geológicos no Vale do Tapajós. Serv.Geol.Min. Bol. (67): 53 pp.
185. MOURA, P. de - 1934 - Fisiografia e Geologia da Guiana Brasileira. Serv.Geol.Min. Bol. (65): 109 pp.
186. MOURA, P. de - 1936a - Rio Gurupy. Serv.Geol.Min. Bol. (78): 1-44, 49-66.
187. MOURA, P. de - 1936b - Notas sobre a campanha do Gurupy. Rel.Anual do Serv.Geol.Min.,1935,: 9-10.
188. MOURA, P. de - 1938 - Geologia do Baixo Amazonas. Serv.Geol.Min. Bol. (91): 94 pp.
189. MOURA, P. de e Wanderley, A.F.L. - 1938 - Noroeste do Acre. Reconhecimentos geológicos para petróleo. D.N.P.M.-S.F.P.M. Bol.(26):176pp
190. MURATOV, M.V. - 1968 - Geosynclinal folded belts and systems - stages of development and igneous activity. Int.Geol.Rev. 10 (12):1386-1402.

191. NAGELL, R.H. - 1962 - Geology of the Serra do Navio manganese District. *Econ.Geol.* 57 (4): 481-498.
192. NAGIBINA, M.S. - 1967 - Tectonic Structures related to activation and revivation. *Geotectonics* (4): 213-218.
193. O'HERNE, L. - 1966 - Some remarks about a recent geological map of the three Guianas. *Anais VIº Conf.Geol.das Guianas* (1963). Avulso Div.Geol.Min. D.N.P.M.-D.G.M. (41): 179-181.
194. O'HERNE, L. - 1969 - A new interpretation of the stratigraphy of Surinam. *Geol.Mijnb.Dienst. Suriname* (20): 9-12.
195. OLIVEIRA, A.I. - 1928 - Reconhecimento geológico no Rio Xingu, Estado do Pará. *Serv.Geol.Min. Bol.* (29): 55 pp.
196. OLIVEIRA, A.I. - 1928 - Através da Guyana Brasileira pelo Rio Erepecurú, Estado do Pará. *Serv.Geol.Min. Bol.* (31): 1-39.
197. OLIVEIRA, A.I. - 1929 - Bacia do Rio Branco, Estado do Amazonas. *Serv. Geol.Min. Bol.* (37): 71 pp.
198. OLIVEIRA, A.I. - 1937 - Recursos Minerais da Bacia do Rio Branco. A - vulso D.N.P.M. - D.F.P.M. (18): 12 pp.
199. OLIVEIRA, A.I. e Leonardos, O.H. - 1940 - Geologia do Brasil. *Comiss. Bras.dos Centenários de Portugal, Rio de Janeiro*, 472 pp.
200. OLIVEIRA, E.P. de - 1915 - Geologia. *Comiss.Linh.Telegr.Estrateg. de Mato Grosso do Amazonas. Publ.* 59, anexo 5: 52 pp.
201. OLIVEIRA, I.W.B.; Ramgrab, G.E.; Mandetta, P. e Damião, R.N. - 1969 - Nota sobre a geologia e recursos minerais da área do Projeto Roraima. *Rel. D.N.P.M., 59 Distr.* (31): 31 pp.
202. OLIVEIRA, E. de e Castro, P.J.M. de - 1971 - Problemas de interpretação gravimétrica no Brasil. *Anais XXVº Congr.Bras.Geol.* 3: 71-78.
203. OLMETA, M.A. - 1968 - Determinacion de edades radiometricas en rocas de Venezuela y su procedimiento por el metodo K-Ar. *Bol.Geol.* 10 (19): 339-355.
204. PAIVA, G. - 1929a - Reconhecimentos geológicos nas fronteiras do Brasil com a Venezuela e Colombia. *Rel.An. Diretor Serv.Geol.Min., 1928,* 15-21.
205. PAIVA, G. - 1929b - Vale do Rio Negro. *Serv.Geol.Min. Bol.* (40): 62pp.
206. PAIVA, G. - 1939 - Alto Rio Branco. *Serv.Geol.Min. Bol.* (99): 44 pp.
207. PARADA, J.M.; Forman, J.M.A.; Ferreira, J.P.R. e Leal, J.F. - 1966 - Pesquisas Minerais no Estado do Pará. *Div.Geol.Min. D.N.P.M. Bol* (235): 44 pp.
208. PETERSON, R.K. - 1971 - Synthetic Aperture radar. Part 2 - Optical Data Processors. *Goodyear Aerospace Co.Publ. GIB-9215*: 89-135.
209. PFLUG, R. - 1967 - "Physikalische Altersbestimmungen aus dem Brasilia - nischen Schild". *Tectonophys.* 5 (5): 381-411.

210. PINSON, W.H. Jr.; Hurley, P.M.; Mencher, E. and Fairbairn, H.W. - 1962-
K-Ar and Rb-Sr ages of biotites from Colombia, South America.
Geol.Soc.Am. Bull. 73: 907-910.
211. POSADAS, V. and Kalliokoski, J. - 1967 - Rb/Sr ages of the Encrucijada
granite, intrusive in the Imataca Complex, Venezuela. Earth Pla-
net.Sci.Letters (2): 210-214.
212. POTAPOV, I.I. - 1961 - Classification of tectonic forms. Int.Geol.Rev
3 (12): 1168-1173.
213. PRIEM, H.N.A.; Boelrijk, N.A.I.M.; Verschure, R.H. and Hebeda, E.H. -
1966a - Isotopic Age Determinations in Surinam Rocks. Geol. en
Mijn. 45: 16-19.
214. PRIEM, H.N.A.; Boelrijk, N.A.I.M.; Hebeda, E.H.; Verschure, R.H. and
Bon, E.H. - 1966b - Isotopic Age of Tin granites in Rondonia, N.W.
Brazil. Geol. en Mijn. 45: 191-192.
215. PRIEM, H.N.A.; Boelrijk, N.A.I.M.; Verschure, R.H. and Hebeda, E.H. -
1967 - Isotopic age determinations on Surinam Rocks, 2. Geol. en
Mijn. 45: 482-486.
216. PRIEM, H.N.A.; Hebeda, E.H.; Boelrijk, N.A.I.M. and Verschure, R.H. -
1968a - Isotopic Age Determinations on Surinam Rocks, 3. Protero-
zoic and Permo-Triassic basalt magmatism in the Guiana Shield.
Geol. en Mijn. 47 (1): 17-20.
217. PRIEM, H.N.A.; Boelrijk, N.A.I.M.; Hebeda, E.H.; Verschure, R.H. and
Verdurmen, E.A.T. - 1968b - Isotopic age determinations in Surinam
rocks, 4. Ages of Basement rocks in North-western Surinam and of
the Roraima tuft at Tafelberg. Geol. en Mijn. 47 (3): 141-196.
218. PRIEM, H.N.A.; Boelrijk, N.A.I.M.; Verschure, R.H.; Hebeda, E.H. and
Verdurmen, E.A.Th. - 1969 - Isotopic geochronology in Suriname.
Paper presented at the 8th Guiana Geol. Conf., Georgetown (Guyana).
219. PRIEM, H.N.A. - 1970 - Additional K-Ar measurements on Permo-Triassic
dolerites from Suriname. Z.W.O. Laboratorium voor Isotopen Geo-
logie Ann. Rep.: 87-88.
220. PRIEM, H.N.A.; Boelrijk, N.A.I.M.; Hebeda, E.H.; Verschure, R.H. and
Bon, E.H. - 1971 - Granitic Complexes and associated Tin minerali-
zations of "Grenville" age in Rondonia, Western Brazil. Geol.Soc.
Am. Bull. 82: 1095-1102.
221. PRIEM, H.N.A.; Boelrijk, N.A.I.M.; Hebeda, E.H.; Verdurmen, E.A.Th. and
Verschure, R.H. - 1971 - Isotopic Ages of the Trans-Amazonian aci-
dic Magmatism and the Nickerie Metamorphic episode in the Precam-
brian Basement of Suriname, South America. Geol.Soc.Am.Bull. 82:
1667-1680.
222. PRIEM, H.N.A.; Boelrijk, N.A.I.M.; Hebeda, E.H.; Verdurmen, E.A.Th. and
Verschure, R.H. - 1973 - Age of the Precambrian Roraima Formation
in north-eastern south America: evidences from isotopic dating of
Roraima pyroclastic volcanics in Suriname. Geol.Soc.Am. Bull. 84:
in press.
223. PROJETO RADAM - 1973 - Levantamento de Recursos Naturais. Folha SB-23
Terezina e parte da Folha SB-24, vol. 2.

224. PUSHKAREV, Y.D. - 1971 - On the origin of excess Ar^{40} in minerals of magmatic and metamorphic rocks. Abs. of Rep. International Geo-chemical Congress I: 159-160.
225. RAMGRAB, G.E. - 1968 - Reconhecimento geológico do Rio Uatumã. Rel. D.N.P.M., 59 Distr., (311).
226. RAMGRAB, G.E. - 1973 - Projeto Roraima. 2ª Fase. C.P.R.M. - D.N.P.M., Relat. (1986); 9 volumes.
227. REEVES, R.G. - 1969 - Structural Geologic Interpretations from Radar Imagery. Geol.Soc.Am. Bull. 80: 2159-2164.
228. RESTREPO, H. - 1970 - Explicacion del corte geologico por la latitud 6° Norte en la Republica de Colombia. Anais da Conf.Sobre Probl. da Terra Solida, Buenos Aires, II: 419-428.
229. REYNOLDS, C.D. - 1955 - Notes on the Geology. In: "Cerro de La Neblina, Amazonas, Venezuela, a newly discovered sandstone Mountain", por Basset Maguire. Geogr.Rev. 45: 49-50.
230. REZENDE, W.M. de e Brito, C.G. de - 1973 - Avaliação geológica da Bacia Paleozóica do Amazonas. Bol. XXVIIº Congr.Bras.Geol. (2): 150.
231. RIAL M., J.A. - 1973 - Atenuacion de las ondas sismicas en la litosfera del Caribe y su relacion con la tectonica reciente del Arco Insular de las Antillas. Res. IIº Congr.Lat.Am.Geol.: 185.
232. RICE, A.H. - 1928 - The Rio Branco, Uraricoera and Parima. Geogr.Jour. 71 (2): 113-143; 71 (3): 209-223; 71 (4): 345-357.
233. RIOS, J.H. e Benaim, N. - 1973 - Precambrico del Escudo de Guayana -Parte Oriental. IIº Congr.Lat.Am.Geol., Guia de La Excursion nº 7: 48 pp.
234. ROEVER, E.W.F. de - 1973 - Provisional lithologic framework of the Fala watra Group, W. Suriname. Res. IIº Congr.Lat.Am.Geol.: 236.
235. RONOY, A.B. - 1964 - General tendencies in evolution of composition of the Earth's crust, ocean and atmosphere. Geokhimiya (8):715-743.
236. RUELLAN, F. - 1957 - Expedições geomorfológicas no Território do Rio Branco. Inst.Nac.Pesq.Amaz., Rio de Janeiro, 171 pp., illus.
237. SABATER, A. e Brennen, P.A. - 1973 - Localizacion de zonas con probabilidades para la prospeccion de oro y diamantes en la Guayana Venezolana utilizando imagenes de radar (SLAR). Res. IIº Congr. Lat. Am.Geol.: 235.
238. SALOP, L.I. - 1968 - Pre-Cambrian of the USSR. Prec. XXIIIº Int.Geol. Congr. 4: 61-73.
239. SALOP, L.I. - 1972 - A unified stratigraphic scale of the Precambrian. 24º Int.Geol.Congr. Sect.1: 253-259.
240. SAMPAIO, A.V. e Nortfleet, A. - 1973 - Estratigrafia e correlação das Bacias Sedimentares Brasileiras.(Res.) Bol. XXVIIº Congr. Bras. Geol. (2): 148.
241. SAYÃO LOBATO, F.P.N.; Appel, L.E.; Godoy, M.C.F.T. de; Ritter, J.E. e outros - 1967 - Pesquisa de cassiterita no Território Federal de Rondônia. D.N.P.M.-D.F.P.M. Bol. (125): 209 pp.

242. SCARPELLI, W. - 1966a - Aspectos genéticos e metamórficos das rochas do Distrito de Serra do Navio. Território Federal do Amapá - Brasil. Anais VI Conf.Geol. Guianas (1963). Avulso Div.Geol.Min. D.N.P.M. (41): 37-56.
243. SCARPELLI, W. - 1966b - Preliminary geological mapping of the Falsino River. VII Inter-Guiana Geol.Conf., Paramaribo, 6 pp.
244. SCARPELLI, W. - 1972 - Geologia Pré-Cambriana da Serra do Navio. (Res.) Bol. XXVIº Congr.Bras.Geol. (2): 70-71.
245. SCHALLER, H.; Vasconcelos, D.N. e Castro, J.C. - 1971 - Estratigrafia preliminar da Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas. Anais do XXVº Congr.Bras.Geol. 3: 189-202.
246. SEMIKHATOV, M.A. - 1970 - Problem of a General Stratigraphic scale for the Precambrian. Int.Geol.Rev. 12 (4): 464-474.
247. SHCHEGLOV, A.D. - 1970 - Main types of areas of tectono-magmatic activation. Int.Geol.Rev. 12 (12): 1473-1479.
248. SHEARER, H.K. e Souza, H.C.A. de - 1944 - Araguaia. Recursos Minerais. D.N.P.M.-D.F.P.M. Bol. (61): 54 pp.
249. SHORT, K.C. and Steenken, W.F. - 1962 - A reconnaissance of the Guyana Shield from Guasipati to the Rio Aro, Venezuela. Ass.Venez.Geol. Min. y Petrol. Bol. Inf. 5 (7): 189-221.
250. SIFONTES, R.S.G. - 1973 - Reconocimiento geológico en la region de la Gran Sabana, Distritos Roscio y Piar, Estado Bolivar. Res. IIº Congr.Lat.Am.Geol.: 156.
251. SILVA, G.G. - 1973 - Contribuição à Geologia da Amazonia, utilizando imagens de radar e outros sensores remotos. Res. IIº Congr.Lat.Am Geol.: 125-126.
252. SILVA, L.A.G. - 1973 - Interpretacion geologico-estructural de la parte norte del Territorio Amazonas por imagenes de Satelite ERTS-1. Res. IIº Congr.Lat.Am.Geol.: 146-147.
253. SNELLING, N.J. - 1963 - Age of the Roraima Formation, British Guiana. Nature 198 (4885): 1079.
254. SNELLING, N.J. and McConnell, R.B. - 1969 - The Geochronology of Guyana. Geol. en Mijn. 48 (2): 201-213.
255. SNELLING, N.J. and Berrangé, J.P. - 1969 - The Geochronology of Guyana, 2. Results obtained in the period 1966-1969. Paper presented at the 8th Guiana Geol.Conf., Georgetown.
256. SOMMER, F.W. e Costa, N.M.M. - 1972 - Uma nova espécie de alga fóssil, do Estado do Amazonas. An.Acad.Bras.Cien. 44 (3/4): 433-440.
257. SPOONER, C.M.; Berrangé, J.P. and Fairbairn, H.W. - 1970 - Rb/Sr whole-rock age of the Kanuku Complex, Guyana. Mass.Inst.Tech. 18th Ann. Progr.Rep. (1970) for the U.S. Atom.Enn.Comm.: 13-16.
258. STEINER, D. - 1971 - Towards Earth Resources Satellites: The American ERTS and SKYLAB programs. Photogrammetria 27: 211-251.

259. SUDAM/GEOMINERAÇÃO - 1972 - Pesquisa Mineral no Iriri/Curuã. Relatório Preliminar. SUDAM-DRN-DRM, 62 pp, ilus.
260. SUDAM/GEOMITEC - 1972 - Pesquisa mineral no Tapajós/Jamanxin. SUDAM-DRN-DRM, 172 pp.
261. SUDAM/HIDROSERVICE - 1973 - Geologia e Recursos Minerais. In: "Plano de Desenvolvimento Integrado de Área da Bacia do Rio Tocantins". IV : 29-260, 22 mapas.
 Anexo A - Análises petrográficas, granulométricas e químicas: 298pp
 Anexo B - Geoquímica de Detalhe (Área I), 42 mapas
 Anexo C - Geoquímica de Detalhe (Área II), 42 mapas
 Anexo D - Cadastramento de recursos minerais, análises de concen - trados de bateia, 284 pp.
262. SUGUIO, K. e Fulfaro, V.J. - 1973 - Geologia da margem ocidental da Bacia do Parnaíba (Est. do Pará). Res. IIº Congr.Lat.Am.Geol.: 35-36.
263. SUSZCZYNSKI, E. - 1970 - La geologie et la tectonique de la Plateforme Amazonienne. Geol.Rundsch. 59 (3): 1232 - 1253.
264. SUSZCZYNSKI, E. - 1971 - About some geochemical features of the metalogenesis of the Brazilian Platform. Abs. of Rep. Int.Geoch.Congr. I: 240-242.
265. SUSZCZYNSKI, E. - 1973 - Estudios preliminares sobre las distintas zonas metalogenicas regionales de la Plataforma Amazonica. Res. IIº Congr.Lat.Am.Geol.: 80-81.
266. TALUKDAR, S.C.; Szczerban, E. e Granati, A. - 1973 - Precambrian Geological evolution of Territorio Federal Amazonas, Venezuela - A workable structural and petrological framework. Res. IIº Congr.Lat.Am.Geologia: 143.
267. TOLBERT, G.E.; Tremaine, J.W.; Melcher, G.C. e Gomes, C.B. - 1973 - Geology and Iron deposits of Serra dos Carajás, Pará, Brazil. In: "Genesis of Precambrian Iron and Manganese Deposits". Proc. Kiev. Symposium (1970), UNESCO, Paris.
268. TOLBERT, G.E.; Tremaine, J.W.; Melcher, G.C. e Gomes, C.B. - 1971 - The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, Northern Brazil. Econ.Geol. 66 (7): 985-994.
269. TRAININI, D.R. - 1973 - Interpretação das imagens do ERTS e de Radar da área da Serra do Estreito, NW do Estado da Bahia, Sul do Piauí. Bol. XXVIIº Congr.Bras.Geol. (1): 175.
270. TRICART, J.; Silva, T.C. e Azevedo, O.C.V. - 1973 - Os aspectos do meio natural estudados através das imagens de Radar: Um exemplo na Bahia. Bol. XXVIIº Congr.Bras.Geol. (1): 223-225.
271. TRÜMPY, D. - 1943 - Pre-Cretaceous of Colombia. Geol.Soc.Am.Bull. 54 (9): 1281-1304.
272. TUGARINOV, A.I.; Knorre, K.G.; Shanin, L.L. e Prokofieva, L.N. - 1968 - The Geochronology of some Precambrian rocks of southern west Africa. Can.Jour.Earth Sci. 5 (3): 639-642.
273. TUYEZOV, I.K. - 1967 - Transition stages of ancient platforms in USSR. Int.Geol.Rev. 9 (4): 584-597.

274. VAN DER HAMMEN, T. e Burger, D. - 1966 - Pollen flora and age of the Ta
kutu Formation (Guyana). *Leidse Geol.Med.* 38: 173-180.
275. VANZOLINI, P.E. e Papavero, N. - 1968 - Índice dos topônimos contidos
na Carta do Brasil 1 : 1.000.000, do IBGE. Fundação de Amparo à
Pesquisa do Est. São Paulo, 201 pp.
276. VÉLAIN, Ch. - 1879-1880 - Notes géologiques sur la Haute Guyanne, d'a -
près les explorations du Dr. Crevaux.
Ière part. *Bol.Soc.Geol.Fr.* 39 série, 7: 338-395;
IIème part. *Bol.Soc.Geol.Fr.* 39 série 9: 396-417.
277. VERSCHURE, R.H.; Boelrijk, N.A.I.M.; Bon, E.H.; Hebeda, E.H.; Priem, H.
N.A. and Verdurmen, E.A.Th. - 1971 - Isotopic geochronology in the
Precambrian tin District of Rondonia, western Brazil. *Ann. Soc.
Geol.Belg.* 94: 133-134.
278. VERSCHURE, R.H. and Bon, E.H. - 1972 - Geology and Geochronology of Tin
bearing volcano-plutonic complexes in Rondonia (western Brazil); re
flection on the genesis of this type of magmatism. *Z.W.O. Labora
torium voor Isotopen Geologie Ann. Rep.*: 177-198.
279. VIEIRA Jr., A.R. - 1924 - Reconhecimento geológico no antigo Contestado
Franco-Brasileiro. *Serv.Geol.Min. Bol.* (8): 3-40, illus.
280. VINOGRADOV, A.P. e Tugarinov, A.I. - 1968 - Geochronological Scale of
the Precambrian. *239 Int.Geol.Congr.* 6: 205-222.
281. VON FRITSCH, K. - 1886 - Bericht über die Schingu-Expedition, 1884.
Petermanns Geogr.Mitt. 32: 129-134 e 162-168.
282. WALLACE, A.R. - 1853 - A narrative of travels on the Amazon and Rio Ne-
gro, with an account of the native tribes, and observations on the
climate, geology, and natural history of the Amazon Valley. Ree-
ve & Co., London, 541 pp, illus.
283. WILLIAMS, E.; Cannon, R.T. and McConnell, R.B. - 1967 - The folded Pre-
cambrian of northern Guyana related to the geology of the Guyana
Shield. *Geol.Surv.Guyana. Records* 5: 60 pp.
284. YORK, D. e Farquhar, R.M. - 1972 - The Earth's Age and Geochronology.
Pergamon Press, Oxford, 178 pp, illus.
285. ZWART, H.J. - 1967 - The duality of orogenic belts. *Geol. en Mijn.* 46
(8): 283-309.

INDICE DAS TABELAS

	Pág.
Tabela I - Determinações K-Ar - parte norte da Amazônia Oriental	27
Tabela II - Determinações Rb/Sr - parte norte da Amazônia Oriental	28
Tabela III - Determinações K-Ar - parte sul da Amazônia Oriental	44
Tabela IV - Determinações Rb/Sr - parte sul da Amazônia Oriental	47
Tabela V - Determinações K-Ar - parte norte da Amazônia Central	76
Tabela VI - Determinações Rb/Sr - parte norte da Amazônia Central	79
Tabela VII - Determinações K-Ar - parte sul da Amazônia Central	99
Tabela VIII - Determinações Rb/Sr - parte sul da Amazônia Central	101
Tabela IX - Determinações K-Ar - parte norte da Amazônia Ocidental	112
Tabela X - Determinações K-Ar - parte sul da Amazônia Ocidental	121
Tabela XI - Determinações Rb/Sr - parte sul da Amazônia Ocidental	123

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

	Pág.
Figura 1 - Mapa da divisão da Amazônia em três Províncias Geológicas	4
Figura 2 - Mapa de localização de amostras, parte norte da Amazônia Oriental	29
Figura 3 - Mapa de localização de amostras, parte sul da Amazônia Oriental	43
Figura 4 - Mapa de localização de amostras, parte norte da Amazônia Central	80
Figura 5 - Mapa de localização de amostras, parte sul da Amazônia Central	98
Figura 6 - Mapa de localização de amostras, parte norte da Amazônia Ocidental	113
Figura 7 - Mapa de localização de amostras, parte sul da Amazônia Ocidental	124
Figura 8 - Imagem do Satélite ERTS-1, canal 5, região da Serra dos Carajás	177
Figura 9 - Imagem do Satélite ERTS-1, canal 7, região da Serra dos Carajás	178
Figura 10 - Mosaico de radar de visada lateral (Projeto RADAM) reg. da Serra dos Carajás	179
Figura 11 - Mapa Geológico da região da Serra dos Carajás	180
Figura 12 - Imagem do Satélite ERTS-1, canal 5, região norte do Território de Roraima	181
Figura 13 - Imagem do Satélite ERTS-1, canal 7, região norte do Território de Roraima	182
Figura 14 - Mosaico de radar de visada lateral (Projeto RADAM) reg. norte do Território de Roraima	183
Figura 15 - Mapa Geológico da parte norte do Ter. de Roraima	184

Figura 16 - Imagem do Satélite ERTS-1, canal 5, região do Rio Fresco	185
Figura 17 - Imagem do Satélite ERTS-1, canal 7, região do Rio Fresco	186
Figura 18 - Mosaico de radar de visada lateral (Projeto RADAM) região do Rio Fresco	187
Figura 19 - Mapa Geológico da região do Rio Fresco	188
Mapa Geológico do Pré-Cambriano da Região Amazônica	Em anexo