ESBOÇO GEOLÓGICO-TECTÔNICO DO CRÁTON DO GUAPORÉ

ROBERTO SILVA ISSLER*

ABSTRACT Recent work on the Precambrian of the Guaporé Craton carried out by the geologists of the RADAM Project is presented, and it is suggested that both geological evidence and geochronological data indicate a broad subdivision in stratigraphic units. The Xingu Complex defined as a petrotectonic assemblage composed by granulites, gnaisses, migmatites, granites, granodiorites, diorites, trondhjemitites, syenites, amphibolites – quartzites and schists as enclaves. These rocks widely distributed have amphibolite to granulite metamorphic facies and are older than 2 500 m.y. The Grão Pará and Beneficente Groups, overlying the Xingu Complex, have been subdivided into itabirites and mafic rocks in the first group, likewise the second group is composed by orthoquartzites, slates and quartzites. Possibly both groups are homologous and isochronous. The metamorphic isogrades range from amphibolite to green schist in the Grão Pará Group to green schist at Beneficente Group. The age of the Grão Pará Group is 2 000-1 800 m.y. The Uatumã Group is defined as a widespread continental terrigenous – volcanic sequence, with andesites, dacites, rhyolites, rhyodacites as well as ignimbrites, crystal tuffs, lithic tuffs, vitric tuffs and flow-breccias. The volcanic rocks are associated with granitic, granodioritic and syenitic, subvolcanic, circular, cratogenic intrusives, emplaced along the meridional border of the Amazonas Syncline. The elapsed time of the volcanic activity ranges from 1 730 m.y. to 1 000 m.y., through three well dated paroxysms, while the subvolcanic anorogenic ore bearing intrusives complexes have ages ranging from 1 700-980 m.y. A hypothesis is put forward in which the genesis of such volcanism and subvolcanism is connected with the epeirophoresis between the Guianês and Guaporé Cratons. The platform sedimentary covers are represented by Gorotire and Prosperança Formations, that occur over large regions of the Guaporé Craton, particularly in the south of the Amazonas Syncline. They are generally formed by non-mature lithic sandstones, lithofeldspatic sandstones, arkoses, shales, siltstones and polymictic conglomerates, and may be slightly folded and faulted. They are rich in unstable materials such as feldspars, rock fragments (phyllites, sericite-schists, chlorite-schists, shales, micaschists), and also by ferromagnesian minerals – which suggest a rapid deposition and a provenance from a basement eroded in a rather short span of time. The Prosperança and Gorotire Formations are believed to have an Antecambrian age. The meso-Cenozoic cover in the south and southeast part of Guaporé Craton, in the region of Parecis and west of Bananal, are the most expressive sedimentary clastics. The tectonic framework seems to be much more complex than was thought at few time ago. Structural features, such as orogenic belts, lineaments, folds, faults, domes, etc., have been found through RADAR images and field work.

INTRODUÇÃO A área estudada pertence à Plataforma Brasileira, definida por Almeida (1967), mais especificamente constitui o Cráton do Guaporé, definido por aquele autor. É também parte da chamada Plataforma Amazônica, Suczynski (1969) e Ferreira (1969) (Fig. 1).

O Cráton do Guaporé, com área superior a 1 665 000 km², representa um megabloco muito antigo da crosta terrestre. Tem por limites, ao norte, a Sinéclise do Amazonas e no oeste, as bacias pericratônicas do Acre, do Beni e do Chaco, Harrington (1962), ou parte da dala Cisandina, Almeida (1969), composta pela vasta cobertura mesocenozóica que, das faldas dos Andes, entre o Peru e a Bolívia, estende-se por sobre o cráton, ocultando seus limites. No sul, no sudeste e no leste, o cráton é orlado pela faixa que contém a associação petrotectônica do Geossinclíneo Paraguai-Araguaia, Almeida (1967), que se

*Assessor da Divisão de Geologia (DIGEO), Projeto RADAM

O diagrama geológico esquematizado da região de São Francisco e Cupari apresenta as seguintes informações:

- Unidades Litológicas e Formações:**
 - Granitos e Sienitos Rondonianos:** Representados por blocos com as siglas $p\epsilon\gamma r$ e $p\epsilon\gamma Gc$.
 - Formação Prosperança:** Representada por um bloco com a sigla $p\epsilon p$.
 - Formação Goratire:** Representada por um bloco com a sigla $p\epsilon go$.
 - Grupo Uatumã:**
 - Granitos: Serra da Seringa, São Francisco e Cupari (bloco com $p\epsilon\gamma s$).
 - Formação Iriri (bloco com $p\epsilon ia$).
 - Formação Sobreiro (bloco com $p\epsilon s\epsilon$).
 - Granito Serra dos Carajás (bloco com $p\epsilon\gamma c$).
 - Formação Rio Fresco:** Representada por blocos com as siglas $p\epsilon rf$, $p\epsilon gp$, $p\epsilon gb$, $p\epsilon\gamma p$, $p\epsilon\gamma j$ e $p\epsilon x$.
 - Grupos:** Grão-Pará e Beneficente (bloco com $p\epsilon gp$ e $p\epsilon gb$).
 - Granitos:** Parauari e Juruena (bloco com $p\epsilon\gamma p$ e $p\epsilon\gamma j$).
 - Complexo Xingu:** Representado por um bloco com a sigla $p\epsilon x$.
- Estruturas Tectônicas e Geológicas:**
 - Camada horizontal:** Indicada por uma linha horizontal com uma seta apontando para cima.
 - Camada com mergulho fraco:** Indicada por uma linha horizontal com uma seta apontando para cima e uma seta curva indicando um pequeno ângulo de mergulho.
 - Camada com mergulho médio:** Indicada por uma linha horizontal com uma seta apontando para cima e uma seta curva indicando um ângulo de mergulho moderado.
 - Camada com mergulho forte:** Indicada por uma linha horizontal com uma seta apontando para cima e uma seta curva indicando um ângulo de mergulho acentuado.
 - Bandeamento secundário:** Indicado por uma linha horizontal com uma seta apontando para cima e uma seta curva indicando um ângulo de mergulho moderado.
 - Contato, traçado onde localizado aproximadamente:** Indicado por uma linha horizontal com uma seta apontando para cima e uma seta curva indicando um ângulo de mergulho moderado.
 - Eixo anticlinal:** Indicado por uma linha horizontal com uma seta apontando para cima e uma seta curva indicando um ângulo de mergulho moderado.
 - Eixo anticlinal com caimento:** Indicado por uma linha horizontal com uma seta apontando para cima e uma seta curva indicando um ângulo de mergulho moderado.
 - Eixo de anticlinal invertido:** Indicado por uma linha horizontal com uma seta apontando para cima e uma seta curva indicando um ângulo de mergulho moderado.
 - Eixo de anticlinal invertido, com caimento:** Indicado por uma linha horizontal com uma seta apontando para cima e uma seta curva indicando um ângulo de mergulho moderado.
 - Pequeno anticlinal com caimento:** Indicado por uma linha horizontal com uma seta apontando para cima e uma seta curva indicando um ângulo de mergulho moderado.
 - Braquianticlinal:** Indicado por uma linha horizontal com uma seta apontando para cima e uma seta curva indicando um ângulo de mergulho moderado.
 - Eixo anticlinal:** Indicado por uma linha horizontal com uma seta apontando para cima e uma seta curva indicando um ângulo de mergulho moderado.
 - Eixo sinclinal com caimento:** Indicado por uma linha horizontal com uma seta apontando para cima e uma seta curva indicando um ângulo de mergulho moderado.
 - Eixo de sinclinal invertido:** Indicado por uma linha horizontal com uma seta apontando para cima e uma seta curva indicando um ângulo de mergulho moderado.
 - Pequeno sinclinal com caimento:** Indicado por uma linha horizontal com uma seta apontando para cima e uma seta curva indicando um ângulo de mergulho moderado.
 - Falha, interrompida onde inferida:** Indicado por uma linha horizontal com uma seta apontando para cima e uma seta curva indicando um ângulo de mergulho moderado.
 - Falha inversa:** Indicado por uma linha horizontal com uma seta apontando para cima e uma seta curva indicando um ângulo de mergulho moderado.
 - Alinhamento:** Indicado por uma linha horizontal com uma seta apontando para cima e uma seta curva indicando um ângulo de mergulho moderado.
 - Dique:** Indicado por uma linha horizontal com uma seta apontando para cima e uma seta curva indicando um ângulo de mergulho moderado.

Figura 1 — Esboço geológico do Cráton do Guaporé (parcial)

estende continuamente, desde pelo menos da margem direita do Rio Apa, na fronteira com a República do Paraguai, até o alto curso do Rio Itaú, afluente da margem esquerda do Rio Tocantins, perfazendo mais de 2 800 km de extensão.

Vastas regiões desse bloco são constituídas por associações petroectônicas de uma sucessão geossinclinal pré-cambriana, cujos tectonitos estão orientados segundo as direções NW-SE a WNW-ESE.

Cessado o diastrofismo, um intenso e extenso vulcanismo subsequente, com intrusões anorogênicas, é o evento mais marcante das condições semicratônicas, reinantes no Pré-Cambriano.

As seqüências de coberturas sedimentares que recobrem extensas áreas do bloco, sedimentação em regime de certa instabilidade crustal, são o fecho do estágio *quasicraton*.

COMPLEXO XINGU A unidade basal, denominada de Complexo Xingu, foi proposta por Silva, Lima *et al.* (1974), na Folha SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins, para descrever uma associação petroectônica heterogênea constituída por granulitos, gnaisses, migmatitos, granitos, granodioritos, dioritos, trondjemitos, sienitos, anfibolitos, tendo quartzitos e xistos como encraves. Essas rochas dispõem-se em faixas orientadas segundo a direção geral NW-SE a WNW-ESE e ocupam, nas folhas em epígrafe, área superior a 150 000 km².

O grau de metamorfismo geral é da fácies anfibolítica e granulítica ou, na classificação de Jung e Roques (1952), na fácies dos gnaisses inferiores e gnaisses ultrainferiores.

Com relação aos dados geocronológicos, Almaraz (1967) datou várias rochas (granitos, migmatitos, anfibolitos), na região dos rios Itacaiúnas e Tocantins, pelo método K/Ar, tendo obtido uma idade média de 2 000 m.a. Obteve idade semelhante, datando duas amostras de anfibólito xisto e migmatito da área do Rio Parauapebas.

Amaral (1969), datou amostras de gnaisses, anfibolitos e muscovita xistos da área do Rio Itacaiúnas e fixou o último evento metamórfico em torno de 2 000 m.a. A idade de um anfibólito da parte oeste da Serra Tapirapé é de $3\,280 \pm 113$ m.a.

Gomes *et al.* (1971) apresentam resultados geocronológicos, em número de dezesseis determinações pelo método K/Ar, em rochas localizadas nas imediações da Serra dos Carajás. Essas datações foram realizadas em rochas do embasamento cristalino, sendo quatro em anfibolitos, três em gnaisses, uma em micaxisto, quatro em máficas associadas à formação ferrífera e duas em granito e em básicas mais recentes aflorando junto às margens do Rio Itacaiúnas e de seus tributários, bem como provenientes das serras Misteriosa, Cinzento, Tapirapé, H-7 e Buritirama. Com exceção de um dado superior a 3 200 m.a., referente a um anfibólito do Rio Tapirapé, provável indicativo de núcleo antigo no Cráton do Guaporé, os demais situam-se em torno de 2 000 m.a.

O trabalho de HIDROSERVICE (SUDAM) (1973) diz que, ao norte da Serra dos Carajás, nos vales do Itacaiúnas, Parauapebas, Preto, Tapirapé e Cinzento, o Complexo Cristalino é representado por granito-gnaiss, biotita granitos, hornblenda-biotita granitos, dioritos e granulitos; essas rochas dispõem-se em faixas orientadas paralelamente aos metassedimentos do Grupo Grão-Pará e várias determinações geocronológicas foram feitas em amostras dessas rochas e os resultados variam de 1 900 a 3 280 m.a., sendo sugerido que as rochas foram formadas e/ou afetadas por diferentes eventos (Tab. I).

Tabela I

Amostras	Mineral	Rocha	%K	Ar ⁴⁰ Radiogênico 10 ⁻⁶ cc STP/g	%Ar ⁴⁰ Atmosférico	Idade 10 ⁶ - Anos
GA-2	Biotita	Gnaiss	7,670	1 005,00	3,13	1 900 ± 50
GA-3	Biotita	Gnaiss	5,885	872,30	2,65	2 055 ± 55
GA-4	Anfibólio	Gnaiss	0,984	145,60	1,47	2 051 ± 48
GA-5	Biotita	Gnaiss	7,425	1 022,00	0,48	1 962 ± 39
GA-6	Biotita	Gnaiss	6,062	882,60	0,72	2 032 ± 48
GA-7	Anfibólio	Gnaiss	1,188	182,90	10,69	2 103 ± 50
GA-8	Anfibólio	Granito	1,093	162,20	15,71	2 073 ± 173
GA-9	Anfibólio	Granito	1,386	161,80	3,54	1 768 ± 39
GA-10	Biotita	Granito	5,230	750,70	3,14	2 014 ± 46
GA-11	Anfibólio	Xisto	0,244	41,01	6,89	2 214 ± 45
GA-12	Biotita	Gnaiss	7,220	1 006,00	1,94	1 978 ± 42
GA-13	Anfibólio	Anfibolito	0,981	219,10	10,69	2 601 ± 51
GA-16*	Biotita	Granito	2,101	56,10	46,63	574 ± 42
GA-17	Biotita	Gnaiss	6,289	1 223,00	0,53	2 409 ± 70
GA-18	Biotita	Granito	7,530	1 156,00	2,94	2 098 ± 67
GA-19	Anfibólio	Anfibolito	0,677	106,60	8,44	2 130 ± 78
GA-20	Anfibólio	Anfibolito	0,330	46,47	10,95	1 989 ± 77
GA-22	Muscovita	Xisto	7,618	1 101,00	0,70	2 022 ± 73
GA-24	Anfibólio	Anfibolito	0,166	22,85	10,23	1 961 ± 31
GA-26	Rocha total	Gnaiss	0,152	53,81	25,95	3 283 ± 113

* = amostras apresentando indícios de alteração metassomática

Segundo Basei (1973), os dados K/Ar, em biotitas nas amostras RADAM, AA 113, MIF03, JW03, acusam valores concordantes em torno de 1 800 m.a. e essa idade foi atribuída ao resfriamento regional do Ciclo Transamazônico, com papel predominante na evolução da área. Na região do Bacajá, uma isócrona de referência Rb/Sr em rocha total, com razão Sr^{87}/Sr^{86} inicial de $0,705 \pm 0,004$, acusou idade de $1 864 \pm 60$ m.a., levando aquele autor a concluir que esta seja a idade de formação dessas rochas. Entretanto não afastou a hipótese de que essas rochas possam ter sido formadas anteriormente e rejuvenescidas pelo Ciclo Transamazônico.

Na Folha SA.22 Belém, Issler *et al.* (1974) dizem que o Complexo Xingu restringe-se à porção sul, sendo limitado geograficamente, a leste, pelo Rio Tocantins, a noroeste, pelos sedimentos da Sinéclise do Amazonas e, a nordeste, atinge a zona Bacajá-Tueré.

Em seus domínios corre o Rio Bacajá, em seu curso mais baixo, bem como o Rio Iriri e o Rio Xingu, antes de se espriar em rumo ao Amazonas.

Ao contrário, de acordo com as folhas SB.22 Araguaia e SC.22 Tocantins, onde o Complexo Xingu representa mais de 40% da área mapeada, essa unidade representa menos de 30 000 km², cerca de 10% da área.

Quanto a caracterização petrográfica das rochas do Complexo Xingu *grasso modo* se assemelham às que ocorrem nas folhas SB.22 Araguaia e SC.22 Tocantins. Inexistem dados geocronológicos de rochas do Complexo Xingu na Folha SA.22 Belém.

Na Folha SC.21 Juruena, Silva, Leal *et al.* (1974) dizem que, na metade da folha ou mais precisamente em suas porções central e nordeste, ocorrem polimetamorfitos, gnaisses, migmatitos, granitos e raramente granulitos, que, por analogia com os metamorfitos das

Folhas SB.21 Tapajós, SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins, através das imagens de radar, permitiu verificar sua continuidade física na área investigada e consequentemente conservar a denominação de Complexo Xingu.

O Complexo Xingu constitui mais da metade da Folha SC.21 Juruena, cujos litotipos assomam nos altos cursos dos grandes rios que banham a região, tais como o Aripuanã, Juruena, Teles Pires, Ipiranga e Iriri.

Na Folha SC.21 Juruena, o Complexo Xingu é definido como um conjunto de rochas metamórficas da fácies anfibolítica, às quais se acham associados corpos graníticos remobilizados, Granito Juruena, com forma geométrica fusóide e de distribuição irregular.

Na Folha SB.21 Tapajós, Santos *et al.* (1974) relatam que as rochas do Complexo Xingu assomam com maior frequência na região do alto, médio e baixo curso do Rio Jamaxim, no alto e médio curso do Rio Tapajós e na região do alto curso do Rio Sucunduri, bem como afloram esparsamente na região do Rio Iriri. A associação petrotectônica exposta consiste essencialmente de um conjunto granítico-adamelítico, com variações à granodioritos, gnaisses, migmatitos, dioritos, anfibolitos, encraves de xistos, cataclasitos e possivelmente rochas granulíticas.

Na Folha SB.21 Tapajós, o Complexo Xingu é definido como uma associação petrotectônica da fácies almandino-anfibolítica, às quais se acham associados corpos graníticos remobilizados, Granito Parauari, com forma geométrica fusóide, que com toda probabilidade são homólogos e isócronos ao Granito Juruena.

Os dados geocronológicos, segundo Basei (1974a), são esses a seguir. "São poucos os dados geocronológicos referentes ao embasamento cristalino, onde encontramos idades pertencentes ao Ciclo Orogênico Transamazônico. Dentre esses dados, Hurley *et al.* (1968) apresentam idade de 1 900 m.a., para uma amostra de um granito do porto de Maloquinha, análise realizada em rocha total, pelo método Rb/Sr, assumindo-se, para a razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} , o valor de 0,705." Isotta (informação verbal) obteve para um gnaiss da mesma localidade, através do método K/Ar em biotita, idade de 1 870 m.a.

Ainda Basei (1974a) relata que, mais ao sul, próximo à Faixa Orogênica Aripuanã-Teles Pires, obteve uma determinação Rb/Sr de 1 870 m.a., em um granito cataclástico representativo do embasamento. Essa determinação é muito importante, pois marca a presença do Ciclo Transamazônico, bem ao sul, já próximo ao Território Federal de Rondônia, onde até o momento são desconhecidas determinações que indiquem a atuação do referido ciclo.

Na Folha SC.20 Porto Velho, Leal *et al.* (1974) dizem que as rochas do Complexo Xingu assomam em aproximadamente 70 % da área da folha. A associação petrotectônica exposta é constituída de charnoquitos, gnaisses, migmatitos, granitos, adamelitos, granodioritos, lamboanitos, anfibolitos, tendo xistos e quartzitos como encraves.

Verschure e Bon (1972) dividem o embasamento em "Older basement and Younger basement: the tin granites. The Older basement. The crystalline basement (mainly gnaisses and amphibolites, but charnockitic and granulitic rocks have also been reported) has predominantly E-W to NE-SW trending structural lines. Batholithic masses of coarse-grained granites ("Older Granites") are also present, which appear to be concordant with the general basement structure."

Priem *et al.* (1971) reportam: "The basement into which the granitic complexes are intruded is made up mostly of high-grade metamorphic rocks, among which coarse-grained

augengneisses and fine-banded hornblende gneisses (metagray-wackes or metatuffites?) are predominant. Locally, hypersthene-bearing gnaisses were found."

Com relação a geocronologia do Complexo Xingu, na Folha SC.20 Porto Velho, referimo-nos a Priem *et al.* (1971), que dizem: "The age of these basement rocks is as yet uncertain; to the northeast, in the Tapajós area, Cordani and others (1968) report ages of around 2 000 my."

Segundo Verschure e Bon (1972), os resultados do trabalho de datação sobre as rochas do embasamento antigo foram apresentadas em 1971, no Primeiro Colóquio Europeu de Geocronologia, Bruxelas (Verschure e outros, 1971). Os dados são registrados na Tab. II.

Tabela II

	Rb (ppm Wt)	Sr (ppm Wt)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Calculated age*** (million years)
Ron 13, whole-rock	209*	18.5*	1.168; 1.169 +	905
Ron 15, biotite	639**	7.26**	7.171 + +	1 049
Ron 17, whole-rock	245*	102*	0.8399; 0.8484 +	1 305
	K (%Wt)	rad. ^{40}Ar (ppm Wt)	atm. ^{40}Ar (% total Ar)	Calculated age*** (million years)
Ron 14, hornblende	0.277; 0.276	0.02427	10	955
Ron 15, biotite	7.95; 7.98	1.004; 1.005	8; 10	1 257
Ron 16, hornblende	0.160; 0.161	0.01996	75	1 244

*X-ray fluorescence spectrometry. The age calculations were made using the directly determined Rb/Sr ratios: 11.32 for Ron 13 and 2.409 for Ron 17

**Isotope dilution analysis

+ Direct measurement on unspiked sample

+ + Calculated from isotope dilution run

***Constants used: $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.47 \times 10^{-11}/\text{year}$;
 ^{40}K : $\lambda_e = 5.85 \times 10^{-11}/\text{year}$, $\lambda\beta = 4.72 \times 10^{-10}/\text{year}$
 $^{40}\text{K}/\text{K} = 0.0118 \text{ atom } \% \text{ total K}$

Rb-Sr age calculations based upon initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705$

Maximum errors estimated at $\pm 3\%$

Uma determinação em Rb/Sr, em rocha total, sobre uma amostra do "Granito Velho", dá uma idade ao redor de 1 300 m.a. Esse granito pertence a uma grande massa alongada que constitui muito do embasamento da parte noroeste do Território de Rondônia, provavelmente concordante com a foliação regional dos gnaisses do embasamento. Biotitas separadas de um gnaiss do embasamento deram idades, em Rb/Sr e K/Ar, de 1 049 e 1 527 m.a. respectivamente, enquanto que duas hornblendas separadas de uma rocha norítica e um "flaser gabro" deram idades K/Ar de 955 e 1 244 MA.

Estas datações, embora ainda escassas, sugerem que o *emplacement* dos granitos do embasamento e um evento metamórfico ocorreram há aproximadamente 1 250-1 300 m.a. atrás.

Os dados sobre as idades da associação petrotectônica do Complexo Xingu mostram variação num amplo intervalo de tempo, pois são conhecidos valores de $3\,280 \pm 113$ a 2 000 m.a., na Folha SB.22 Araguaia e em parte da SC.22 Tocantins, de 1 900 m.a., na Folha SB.21 Tapajós, atingindo valores de 1 250 m.a., na Folha SC.20 Porto Velho. Esse

decréscimo de idade, no sentido NE-SW, é presumido ter origem nas orogêneses que mobilizaram (ultrametamorfismo) a associação petrotectônica basal ou nos eventos de metamorfismo dinâmico (ativação de plataformas), processos estes que podem ter originado um fracionamento isotópico (enriquecimento relativo de um isótopo sobre outro causado principalmente pelos efeitos diferenciais de temperatura, efeitos cinéticos, coeficiente de atividade etc., sobre as pequenas diferenças de massa dos isótopos).

Os dados existentes levam-nos a aventar a possibilidade que, da Folha SC.21 Juruena, para W, rumo a Folha SC.20 Porto Velho, a associação petrotectônica do Complexo Xingu tenha sofrido dois eventos tectonotermiais (ativação cratônica), Episódio K'MUDKU ou NICKERIANO ou JARI-FALSINO, 1 200 m.a., responsável por cataclase, e Episódio GRENVILLE, 980-600 m.a., que desencadeou as intrusões plutonovulcânicas portadoras de cassiterita, em Rondônia.

Parece que o modelo de Kazanskii (1968) pode aqui ser sugerido, porquanto, "nas plataformas ativadas, as intrusões de corpos portadores de minério são precedidas por uma reconstrução radical do arcabouço estrutural e são determinadas por uma rede de falhas com rumos diversos. Conseqüentemente, aqui, as mineralizações pós-magmáticas não são lineares e têm uma distribuição espacial dominante superimposta sobre essas diversas estruturas do embasamento e da cobertura de plataforma. Ao mesmo tempo, as intrusões adquirem uma tendência alcalina, visto que a mobilidade tectônica relativamente baixa das estruturas consolidadas auxiliam a acumulação dos álcalis durante o processo da diferenciação magmática.

Por outro lado, são bastante chamativos os dados radiométricos da associação petrotectônica do Complexo Xingu, da Folha SC.21 Juruena, para W, rumo a Folha SC.20 Porto Velho, pois idades de 1 870 m.a. tornam-se escassas e as determinações caem no intervalo de < 1 800–1 300 m.a. — Ciclo Espinhaço — enquanto que os granitos subvulcânicos, que cortam aquela associação basal, apresentam dados radiométricos de 980 m.a. — Episódio Grenville. Esses fatos aliam-se à fraca ocorrência de efusivas ácidas, na Folha SC.20 Porto Velho, que apresentam determinações radiométricas de 1 000 m.a.

No conjunto, todos esses dados são ainda difíceis de explicar, podendo, no entanto, preliminarmente se apoiar no modelo de Dickinson (1971), que diz: "Em termos de tectônica de placas, cada faixa de idades pode registrar a marcação, ou redução, das idades radiométricas nas rochas crustais pré-cambrianas, tanto (1) pelo adensamento da progressão acrescionária das associações do arco-fossa e dos materiais consumidos ao redor das periferias em crescimento do núcleo continental ou (11) por deformação de amplas áreas de margens continentais envolvidas em colisões continentais."

Em relação ao posicionamento do vulcanismo, nos diversos estágios geotectônicos da evolução dos cinturões móveis, uma estrutura cratônica pode, de acordo com Ustiyev (1969), ser subdividida em três estágios, cujo terceiro estágio corresponde, em linhas gerais, aos eventos vulcânicos registrados nas folhas SC.21 Juruena e SC.20 Porto Velho, onde o desenvolvimento pós-orogênico de cinturões de dobras (e áreas de ativação tectônica), com importância crescente do vulcanismo, resulta numa substituição gradual de formações plutônicas por formações "subaéreas" vulcanoplutônicas e vulcânicas, complexos plutonovulcânicos rondonianos (980 ± 20 m.a.), e intrusivas subvulcânicas Teles Pires (1 590 m.a.), sienito Canamã ($1\,175 \pm 15$ m.a.), enquanto que as efusivas ácidas diminuem em frequência na Folha SC.20 Porto Velho.

Que as idades da associação petroectônica do Complexo Xingu e do Grupo Uatumã diminuam da Folha SB.22 Araguaia e de parte da SC.22 Tocantins, de NE para SW, rumo a Folha SC.20 Porto Velho é fato insofismável.

É plausível que o megabloco do Guaporé, após a elaboração e a evolução do Geosinclíneo Guiano-Eburneano, Choubert (1969), tenha sofrido marginalmente ativação ou tenha sido regenerado com a instalação de um novo ciclo geossinclinal *grosso modo*, orientado NW-SE, balizando a Faixa Orogênica Aripuanã-Teles Pires e fazendo com que a associação petroectônica do Complexo Xingu, substratos guriense e transamazônico, fosse retomada pelo metamorfismo regional (mobilizada e rejuvenescida).

Os processos de ultrametamorfismo devem, nessa ocasião, ter proporcionado a geração de novos polimetamorfitos, com a refusão (reomorfismo, anatexia e palingênese) do Complexo Xingu, cuja mobilização acuse, nas determinações radiométricas, idades < 1 800-1 300 m.a.

GRUPO GRÃO-PARÁ A denominação de Grupo Grão-Pará foi proposta pelos geólogos da CVRD/CMM (1972), para englobar as unidades aflorantes na Serra dos Carajás, sendo o grupo dividido em três unidades:

Seqüência paleovulcânica superior, rochas vulcânicas máficas com alguns horizontes feríferos;

Formação Carajás, itabiritos, minério de ferro lixiviado, intercalações e diques de rochas máficas;

Seqüência paleovulcânica inferior, rochas vulcânicas máficas.

Nas folhas SB.22 Araguaia e SC.22 Tocantins, os depósitos de ferro estão distribuídos ao redor de um conjunto de elevações, denominado Serra dos Carajás. Seu flanco norte, denominado Serra Norte, é constituído de oito depósitos denominados N-1, N-2, etc. A extremidade oriental da Serra dos Carajás, denominada Serra Sul, é formada de 45 depósitos, denominados S-1, S-2, etc. A aproximadamente 100 km WSW da extremidade oeste da área, nas proximidades de São Félix do Xingu, são encontrados dois depósitos de ferro.

A extensão do Grupo Grão-Pará é facilmente identificável nas imagens de radar por feições texturais. Essas feições são devidas principalmente a formação de espesso manto de canga, formada de fragmentos de itabirito ou de minério cimentados por goethita. Só localmente afloram jaspilitos hematíticos, itabiritos e manchas de hematita compacta.

Em alguns locais, parece existir interdigitação entre as vulcânicas e a Formação Carajás, associação esta que difere dos outros distritos feríferos do país.

As rochas do Grupo Grão-Pará foram afetadas por falhamentos de duas direções principais, NE-SW e NW-SE, e secundariamente N-S. Entre estes citamos: falha da Serra dos Carajás, falha Carapanã e falha da Serra da Seringa. Parece-nos que as direções NW-SE são mais novas e foram responsáveis pela formação de dobras superimpostas: os dobramentos da Serra da Estrela e da Serra do Rabo constituem belos exemplos. Essas direções de falhamentos são posteriores à formação do sinclínio e da intrusão do Granito da Serra dos Carajás.

Como exemplo representativo da direção NE-SW, citamos a falha Floresta e falha São José; a primeira, responsável pelo truncamento de estruturas dobradas na Serra de

São Félix, enquanto a segunda corta a faixa metassedimentos que verge para SW, nas proximidades da Serra São José.

Esforços de compressão, de direção aproximada NNE e ENE, desenvolveram dobras abertas e fechadas de direção aproximadamente NW. O rumo geral Grupo Grão-Pará é NNW-WNW, com vergência em alguns locais para S ou SW.

A fácies metamórfica da associação petroectônica do Grupo Grão-Pará é de xisto verde a anfibolito.

Das principais estruturas dobradas destacam-se: Sinclínório da Serra dos Carajás, Sinclinal de São Félix, Sinclinal da Tocandera, Anticlinal do Alto Bacajá, Sinclinal do Cinzento, Sinclinal do Inajá e Sinclinal de Cocraimoro.

Quanto aos aspectos deposicionais da formação ferrífera, consideramos que se aproxima estreitamente da fácies óxido de James (1954), deposição do ferro em mar raso, e, segundo Goodwin e Shlanka (1967), deposição de ferro em bacia vulcano-tectônica. Suszczyński (1972) advoga uma origem vulcânica do minério de ferro primário da Serra dos Carajás.

Os jaspilitos hematíticos e itabiritos são o resultado de metamorfismo de sedimentos de origem predominantemente química, ricos em óxido de ferro, depositados junto a uma plataforma pré-cambriana. Por ação de processos supérgenos, a sílica dos jaspilitos e dos itabiritos foi removida, com um conseqüente enriquecimento em hematita. Em alguns locais, houve remobilização e reprecipitação de hematita, dando origem ao minério do tipo compacto. Noutros locais, a hematita permaneceu, dando origem ao minério, friável, pulverulento, que constitui a maior parte das jazidas. Localmente, óxidos de manganês acompanham o ferro. A hematita é o principal mineral, estando acompanhada por magnetita, magnetita titanífera e goethita, esta abundante na canga superficial. Os dados de Tolbert *et al.* (1970) podem ser vistos na Tab. III.

Tabela III

Amostras	% em peso							P.F.
	Fe	P	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Mn	TiO ₂	S	
A	63,47	0,228	0,97	2,64	0,04	0,440	0,019	7,05
B	68,13	0,079	0,47	1,13	0,04	0,200	0,020	2,52
C	66,58	0,068	0,77	3,72	0,62	—	—	0,93
D	67,55	0,035	0,61	2,58	0,09	0,020	0,003	2,24
E	69,11	0,014	0,68	0,03	0,03	0,005	—	0,62

Obs.: A = Canga, da Área N-4, Serra Norte

B = Hematita dura *in situ* (superficial) da área N-1 da Serra Norte

C = Minério friável da galeria N-1-T-1, Área N-1, Serra Norte

D = Minério friável superficial, Serra Sul

E = Hematita fina da galeria N-1-T-1, Área N-1, Serra Norte

A geocronologia das rochas máficas forneceu, através do método K/Ar, idades em torno de 2 000 m.a., semelhantes às do Complexo Xingu e que correspondem ao último evento regional representado pelo Ciclo Orogênico Transamazônico.

Maçãos graníticos — Granito da Serra dos Carajás e outros comagmáticos — de dimensões batolíticas, são intrusivos na associação petroectônica do Grupo Grão-Pará —

têm características pós-cinemáticas. Determinações pelo método K/Ar (anfibólio), deram resultados de 1 800 m.a., embora outros tenham fornecido idades de 1 708 e 1 614 m.a.

GRUPO BENEFICENTE A denominação Grupo Beneficente foi proposta por Almeida e Nogueira Filho (1959), e sua seção-tipo se acha localizada nos arredores do povoado Beneficente, na margem esquerda do Rio Aripuanã e no Igarapé das Pedras, no lado oposto do rio, onde, nesses sítios, são observadas as melhores exposições do Grupo.

A definição da localidade-tipo acha-se fora da Folha SB.21 Tapajós. Consiste essencialmente em duas unidades: uma inferior, de natureza psamítica, representada por quartzitos e ortoquartzitos e uma superior, de caráter pelítico, onde ardósias cinzentas e quartzitos são os elementos mais destacados. Metamorfoseadas a baixo grau, além do que, apresentam-se dobradas e falhadas. São mencionados mergulhos médios de 25° e valores extremos de 50° a 60°, na área do Rio Aripuanã, a oeste da Folha SB.21 Tapajós.

Liberatore *et al.* (1972) conservam a subdivisão faciológica do Grupo Beneficente proposta por Almeida e Nogueira Filho (1959), tendo percebido, na fácies inferior psamítica, além dos quartzitos e arenitos epimetamórficos, a existência de itabiritos e siltitos nas cores creme, cinza-escura, vermelha e bordô, finamente laminados, os últimos sendo encontrados no Rio Sucunduri. Na fácies superior pelítica, além das ardósias, aparecem argilitos, desde cinza-escuro a preto, siltitos ardosianos cinza-escuro, folhelhos, cuja melhor exposição é encontrada no Rio Sucunduri, onde tem uma espessura de aproximadamente 6 m. Aí predomina a ardósia siltica, intensamente fraturada e perturbada, com os planos de fratura preenchidos com óxido de ferro e manganês. A pirita ocorre disseminada na rocha e ao longo de fraturas.

Liberatore *et al.* (1972) mencionam uma seqüência vulcanossedimentar sobre o Grupo Beneficente, estando este sobre as vulcânicas da Formação Iriri. Santos *et al.* (1974) relatam que o Grupo Beneficente está na base de toda a seqüência, cortado pelas intrusivas que enfeixam a seqüência vulcânica sedimentar. As vulcânicas estão inalteradas, às vezes apenas apresentando, além da devitrificação, transformações hidrotermais — saussuritização e propilitização.

O Grupo Beneficente parece ter sido originalmente uma seqüência marinha de água rasa, depositada sobre área estável com variações de lâmina d'água que responderia pelas mudanças litológicas. O ambiente nerítico é sugerido pela presença de marcas de ondas e pela ausência de estratificação cruzada. Esses sedimentos submetidos a tectogênese apresentam-se dobrados idiomorficamente, fraturados e falhados. Os dobramentos amplos e fechados se expressam no sudoeste da Folha SB.21 Tapajós, para perderem aquelas características em direção nordeste, onde os metamorfitos do Grupo Beneficente assomam sub-horizontais.

Feições estruturais de dobramentos de realce no Grupo Beneficente, na Folha SB.21 Tapajós, restringem-se ao Sinclínório Sucunduri-Barati, melhor desenvolvido na Folha SC.21 Juruena.

Os litotipos mais comuns do Grupo Beneficente, descritos por Santos *et al.* (1974), são quartzitos, metassiltitos, ardósias e itabiritos.

Na Folha SC.21 Juruena, Silva, Leal *et al.* (1974) relatam que os epimetamorfitos que constituem o Grupo Beneficente se realçam topograficamente nas serras do Cachimbo e Apiacás, assentando sobre a associação petrotectônica do Complexo Xingu.

Os epimetamorfitos do Grupo Beneficente apresentam-se dobrados, com os eixos das dobras aproximadamente E-W, cuja direção se modifica para quase N-S, na mesopotâmia Juruena-Teles. Aí tem lugar o aparecimento de pequenos domos que culminam, para oeste, mais precisamente entre os rios Aripuanã e Juruena, com a formação do Domo do Sucunduri.

As bordas e as escarpas íngremes da Serra do Cachimbo apresentam mergulhos para o centro do sulco de deposição. A borda sul mergulha 20° para norte, na *cuesta* do flanco norte da serra, podem ser encontrados valores próximos de 10° no sentido sul, e, na borda oriental, os valores de mergulhos atingem em média 15° para oeste. O contorno marginal do Grupo Beneficente completa-se na porção este da Folha SC.21 Juruena, através de um eixo estrutural com rumo NW que muda sua direção para N-S na região dômica, onde os eixos dos anticlinórios e sinclinórios aí localizados têm o mesmo comportamento tectônico.

Silva, Leal, *et al.* (1974) estimam em 74 000 km² a faixa de distribuição dos epimetamorfitos do Grupo Beneficente, que assomam numa faixa contínua, orientada segundo o rumo NNW-ESE, tendo em média 120 km de largura, e comprimento de mais de 500 km, constituindo os relevos sérreos do Cachimbo e Apiacás.

Os litotipos identificados na Folha SC.21 Juruena são: arenitos, quartzitos, arcósios e metarcósios, argilitos e xistos.

Com relação à idade do Grupo Beneficente, Almeida e Nogueira Filho (1959) propuseram a idade pré-siluriana, baseados no fato de as rochas acharem-se dobradas e metamorfoseadas, sendo portanto mais antigas que a Formação Trombetas da Sinéclise do Amazonas.

Liberatore *et al.* (1972), no Rio Sucunduri, coletaram amostra de argilito denunciando a existência de uma microflora: "... uma constelação de microfósseis de morfologia uniforme e monótona sem possibilidades de filiação a grupo conhecido. O estado de preservação e unidade morfológica dos exemplares examinados sugerem idade paleozóica inferior. O caráter primitivo da flora também sugere idade mais antiga que o Eopaleozóico".

Silva, Leal *et al.* (1974) dizem que: "As deformações tectônicas e o metamorfismo incipiente de natureza regional determinam a anterioridade do Grupo Beneficente às coberturas sedimentares de plataforma pré-cambriana, não-perturbadas e metamorfoseadas — formações Prosperança e Gorotire". Por outro lado, o Grupo Beneficente é afetado por uma faixa orientada de vulcânicas ácidas da Formação Iriri, cujos resultados das datações efetuadas por Basei (1974a) são vistos na Tab. IV.

Na Folha SC.20 Porto Velho, Leal *et al.* (1974) dizem que os metamorfitos do Grupo Beneficente assomam nas serras do Machado, da Providência, Pacaás Novos(?), Três Irmãos, Sagrada Paixão e limite oeste da Chapada de Dardanelos, assim como em rema-

Tabela IV

N.º Campo	Quadrícula	Litologia	Rb ppm	Sr ppm	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ *	Idade	Erro**
TP 10	SC. 21-X-C	Riolito	160,5	26,5	29,20	1,28937	1 349	68
PT 21 AA	SC. 21-V-D	Riolito	159,7	18,7	24,38	1,24457	1 497	38
PT 21 AB	SC. 21-V-D	Riolito	156,5	30,13	14,89	1,05938	1 600	44
PT 10 B2	SC. 21-Y-A	Riolito	180,7	10,83	47,70	1,079848	1 542	36

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

**Idades convencionais assumindo-se Sr^{87}/Sr^{86} inicial = 0,705 e $Rb = 1,47 \times 10^{-11}$ anos⁻¹

nescentes a sul de Porto Velho. Os litotipos do Grupo Beneficente da Folha SC.20 Porto Velho são constituídos por quartzitos, sericita xistos, metassiltitos, arcósios e subordinadamente itabiritos, fortemente dobrados a sub-horizontais.

Em área, o Grupo Beneficente recobre aproximadamente 5% dos 198 870 km² da Folha SC.20 Porto Velho. Feições regionais, estilo de dobramento pró-parte, camadas de itabiritos, níveis manganíferos e isógradas metamórficas delineiam uma homologia e isocronia entre os grupos Beneficente e Grão-Pará.

Cessados os movimentos diastróficos, o megabloco do Guaporé evolui para o “estágio do *quasicraton*”, no sentido de Salop e Scheinmann (1969), ou para “vulcanismo subsequente”, que, em termos de tempo geológico, ocorreu *grosso modo* em torno de 1 800 m.a., manifestando-se então intensos falhamentos de rumo E-W, NW-SE e subordinadamente NE-SW (provavelmente devido à epeiroforese dos megablocos Guianês e Guaporé). Esses intensos falhamentos estão intimamente relacionados ao intenso e extenso vulcanismo ácido e intermediário — expressando-se por riolitos, ignimbritos, andesitos, dacitos e riodacitos — e a vulcanoelásticas associadas — tufo de cristais líticos e vítreos, cineritos, *flow-breccias*, etc. de composição semelhante — tendo esse paroxismo vulcânico sido acompanhado, no tempo e no espaço, por intrusões de granitos, de granodioritos e de sienitos, subvulcânicos, circulares, anorogênicos, mineralizados em cassiterita, tantalita, wolframita, ilmenita, rutilo, zircão, topázio, berilo e fluorita.

Nas bacias intramontanas, acumulava-se uma sedimentação pelítica com parte de material orgânico. Esse evento vulcanossedimentar com intrusões anorogênicas foi agrupado sob a denominação de Grupo Uatumã.

GRUPO UATUMÃ Clásticos finos, tufo e tufitos mapeados por Albuquerque (1922) a montante da Cachoeira Balbina, no Rio Uatumã, receberam, de Oliveira e Leonardos (1943), a designação de Série Uatumã. Ferreira (1959) apresentou importantes contribuições principalmente quanto à composição litológica. Durante muito tempo esteve confusa a situação dessa unidade, tendo nela sido incluídos sedimentos da Formação Trombetas.

A categoria de Grupo Uatumã foi proposta por Caputo *et al.* (1971). Silva, Lima *et al.* (1974) propuseram a divisão do Grupo Uatumã em três unidades definidas na área da Folha SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins:

- Formação Iriri, BRASIL, SUDAM (1972);
- Formação Sobreiro, Pará, IDESP (1972);
- Formação Rio Fresco, Barbosa *et al.* (1966).

A referência *Formação Rio Fresco* deve-se a Barbosa *et al.* (1966), para “uma parte sedimentária e outra vulcânica”, e afirmaram que “A sucessão sedimentária precedeu o vulcanismo.”

Os trabalhos do IDESP efetuados a partir de 1968, na área de ocorrência dessa formação, não fazem a separação em duas fácies, uma sedimentar e outra vulcânica, para a Formação Rio Fresco. Em 1972, foram definidas as formações Sobreiro e Iriri, ambas constituídas de rochas vulcânicas, ficando restrita a unidade Rio Fresco à anteriormente chamada “espessa série de sedimentos marinhos”.

Segundo Silva, Lima *et al.* (1974), a Formação Rio Fresco é discordante sobre as rochas do Grupo Grão-Pará, no Sinclínio da Serra dos Carajás e no Sinclinal da Tocandera. É sobreposta por uma seqüência vulcânica predominantemente andesítica denominada Formação Sobreiro. Trata-se de uma sedimentação intramontana de grande espessura, de ordem de 3 000 m, intrudida por diques básicos das vulcânicas posteriores, assim como por granitos tipo Serra dos Carajás.

Propomos para essa formação a subdivisão em Membro Azul e Membro Naja. O *Membro Azul* é a parte basal da Formação Rio Fresco, exposto principalmente no interior do Sinclínório de Carajás e alongado, segundo o rumo NW-SE, na área do Igarapé Azul, (H-7), afluente da margem direita do Rio Itacaiunas. Foram observadas camadas de conglomerado cinza-claro, incluindo seixos de quartzo e quartzitos com matriz arenosa e argilosa, arenito creme-esverdeado, mal-selecionado, argiloso, micáceo e feldspático, e folhelhos pretos, manganésíferos e carbonosos nas camadas superiores. O *Membro Naja*, exposto no interior do Sinclínório da Tocandera, na área do Igarapé Naja, afluente da margem direita do Rio Fresco, cerca de 2 km a sul de Gorotire, é constituído por sucessivas alternâncias de camadas de arenitos arcossianos, siltitos, grauvas e folhelhos ardossianos cinza-esverdeados, por vezes micáceos, carbonosos e calcíferos. Os contatos com o Grupo Grão-Pará são feitos por falhas (Ankonhoro, Teporé, Trairão). É sobreposto por rochas vulcânicas, principalmente andesíticas, da Formação Sobreiro (Jatobá, Areia Branca), ou pela Formação Gorotire (igarapés Sonho, Pukatukre, Barreiro, Flexa).

Os membros Azul e Naja afloram na bacia do Rio Itacaiunas, no Sinclínório de Carajás, cortado pelo Igarapé Azul; na bacia do Rio Parauapebas, da falha dos Carajás ao flanco da Serra Norte, entre o Rio Parauapebas e a Serra do Rabo; na Serra do Paredão, bem como na bacia do Rio Fresco, da barra do Igarapé Teporé à foz do Igarapé Areia Branca, da foz Igarapé Naja, até o *canyon* do Ankonhoro e do Igarapé Trairão até o Joari.

Os dados geocronológicos a respeito da Formação Rio Fresco são os seguintes: o membro basal é afetado pelo Granito da Serra dos Carajás cuja datação, apresentada por HIDROSERVICE (SUDAM) (1973), é de $1\,827 \pm 52$ m.a.; e segundo Gomes *et al.* (1971), $1\,824 \pm 52$ e $1\,828 \pm 28$ m.a., todos através do método K/Ar (anfíbólio). É correlacionável à idade do Granito da Serra da Seringa com 1 810 m.a. (K/Ar, 1 708 m.a. e Rb/Sr, 1 614 m.a.).

As rochas vulcânicas ácidas sobrepostas a Formação Rio Fresco apresentam isócronas de referência de $1\,645 \pm 83$ m.a., Amaral (1971), e $1\,693 \pm 21$ m.a., Basei (1973).

Formação Sobreiro O vulcanismo de caráter andesítico que se superpõe à Formação Rio Fresco foi referido por Barbosa *et al.* (1966). A unidade foi definida com um "vulcanismo intermediário a ácido, com predominância de andesito", PARÁ/IDESP (1972). A seção-tipo está na localidade de Sobreiro, entreposto agropecuário da FUNAI, à margem esquerda do Rio Fresco, entre o Igarapé Areia Branca e a foz do Rio Riozinho.

A Formação Sobreiro está superposta à Formação Rio Fresco e foi sobreposta por uma sequência vulcânica predominantemente ácida. Essa relação é encontrada no Sobreiro, no médio Rio Vermelho, afluente do Rio Riozinho, nos igarapés Santa Rosa e Triunfo, afluentes do Rio Xingu.

A área de afloramento da Formação Sobreiro é o Rio Fresco, a montante do Igarapé Carapanã até a foz do Trairão; o Rio Riozinho, da foz até o Granito da Serra de Um Dia; o Rio Vermelho, de sua barra no Riozinho até a cachoeira da Serra da Casa de Pedra; o Rio Xingu, principalmente em terrenos à margem direita entre o Igarapé Bom Jardim e Araraquara; ainda no Xingu, a montante do Igarapé Triunfo e ao longo do baixo e médio curso desse igarapé.

Formação Iriri Foi proposta por BRASIL SUDAM (1972), para agrupar o conjunto de vulcânicas ácidas, ignimbritos, piroclasitos e intrusivas associadas, identificadas no Rio Iriri, afluente da margem esquerda do Rio Xingu. No referido trabalho, ficou evidenciada a vasta extensão desse vulcanismo de caráter riolítico-riodacítico. As vulcânicas da For-

mação Iriri superpõem a Formação Sobreiro e são sobrepostas pela Formação Gorotire e intrudidas por granitos, subvulcânicas, circulares, cratogênicos do tipo Velho Guilherme.

As relações de contato entre as formações Iriri e Sobreiro são melhor expostas na localidade de Sobreiro, Rio Fresco, no trecho das Três Ilhotas, Rio Xingu, e no vale do Igarapé Triunfo. A superposição pela Formação Gorotire é marcante no Rio Riozinho (Cubencranquém), alto Rio Vermelho, no sopé da Serra da Casa de Pedra e na Serra do Pardo.

As vulcânicas da Formação Iriri também estão em contato com as associações petro-tectônicas do Complexo Xingu e do Grupo Gão-Pará. Na Folha SB.22 Araguaia e SC.22 Tocantins, a Formação Iriri aflora desde o Rio Iriri (a NW), cruzando o Rio Xingu no setor de Cocraimoro e o Rio Riozinho a sul da Cachoeira de Um dia, até a faixa envolvente da Serra de Cubencranquém, ocupando uma área de aproximadamente 37 000 km, mais ou menos alongada no rumo NW-SE.

Em relação a geocronologia da Formação Iriri, os dados das isócronas de referência desses riolitos acusam idades de $1\,645 \pm 83$ m.a., Amaral (1971), e $1\,693 \pm 21$ m.a., Basei (1973). Esse episódio magmático, que teve o clímax por volta de 1 700 m.a., causou grandes perturbações na área, provocando o rejuvenescimento das rochas do embasamento. Tal fato é positivado pela isócrona de referência com valor de 1 660 m.a., com razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,770. Nessa isócrona construída com as amostras F 01, JW 04 e JW 03, representativas de granitos do embasamento, podemos colocar as amostras G 01 e G 02 representativas do batólito granítico da Serra da Seringa (com idade convencional Rb/Sr RT de 1 700 m.a.). Essas amostras caem na mesma linha isocrônica, sendo, portanto, de mesma idade. O alto valor da razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,770 é mais um argumento da posterior reomogeneização, pois esse valor é discrepante dos comumente obtidos para rochas magmáticas, Basei (1973).

Santos *et al.* (1974) dizem que, na Folha SB.21 Tapajós, a Formação Iriri inclui toda a sequência vulcânica ácido-intermediária e sedimentar associadas, pois não existem meios na fotointerpretação das folhas 1:25 000, para a separação dessas vulcânicas. Assim, ignimbritos, riolitos, riodacitos, dacitos, andesitos, tufo, grauvacas e subgrauvacas constituem, via de regra, as zonas isomórficas fotointerpretadas de relevo baixo e plano. É de se salientar a preferencialidade dessas zonas pelas calhas dos cursos d'água, principalmente as vulcânicas encontradas nos rios Jamanxim, Iriri e afluentes, como se os rios estivessem entalhados nas fraturas responsáveis pelas extrusões.

As vulcânicas da Formação Iriri assomam em realce entre os rios Iriri e Jamanxim e respectivos afluentes, constituindo, *grosso modo*, faixas alongadas com rumo NW-SE. Nos vales dos rios Acari e Sucunduri, no canto sudoeste da Folha SB.21 Tapajós, há exposições de vulcânicas.

Os tipos petrográficos identificados foram: riolitos, dacitos, riodacitos, andesitos,

Tabela V

N.º Campo	Litologia	Rb ppm	Sr ppm	$\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86*}$	Idade	Erro**
AL 90	Riodacito	222	118,0	5,43	0,847	1 710	70
AL 961	Riolito	157,8	82,1	5,64	0,8545	1 740	60
AS 230	Riolito	199,1	113,3	5,15	0,8373	1 690	60
PT 16 AAS 50	Ignimbrito	148,7	30,57	14,00	1,06070	1 707	41

*Valores normalizados para $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,1194$

**Idades convencionais assumindo-se $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ inicial = $0,705 \pm 0,003$ e $\text{Rb} = 1,47 \times 10^{-11}$ anos⁻¹

granófiros, piroclasitos e rochas sedimentares, grauvas e subgrauvas. As datações geocronológicas efetuadas por Basei (1974a) são vistas na Tab. V.

A isócrona de referência em Rb/Sr, em rocha total com razão inicial 0,705, forneceu um valor de 1 700 m.a., idade esta bastante semelhante com os resultados obtidos por Amaral (1971) e Basei (1973), para as vulcânicas ácidas da Formação Iriri, nas folhas SB.22 Araguaia e SC.22 Tocantins.

Silva, Leal *et al.* (1974) relatam que, na Folha SC.21 Juruena, as vulcânicas ácidas da Formação Iriri concentram-se numa faixa em direção aproximada E-W, de largura em torno de 10 km e de comprimento desde a região do sul da Base Área do Cachimbo até a confluência dos rios Maracanã e Aripuanã, cortando transversalmente os cursos dos rios Juruena e Teles Pires. Os vulcanitos ácidos ocorrem ainda na Chapada de Dardanelos, bordejando-a tanto a norte quanto a oeste. Assomam ainda em áreas isoladas no leito do rio Aripuanã e a oeste desse curso d'água.

As relações de contato entre a Formação Iriri e o Grupo Beneficente são tectônicas, fato esse bem evidente entre os rios Juruena e Teles Pires, onde os vulcanitos ácidos, orientados quase E-W, truncam as estruturas dobradas do Grupo Beneficente. No Domo do Sucunduri, as vulcânicas ácidas arquearam os metamorfitos do Grupo Beneficente, sem produzir efeitos de metamorfismo termal.

Na Folha SC.21 Juruena, foram identificados os seguintes tipos petrográficos na Formação Iriri: riolitos, riolacitos, dacitos, andesitos, tufitos, ignimbritos e subgrauvas vulcânicas. Os dados geocronológicos determinados por Basei (1974a) são vistos na Tab. IV.

Na Folha SC.22 Porto Velho, Leal *et al.* (1974) dizem que as efusivas ácidas da Formação Iriri, representadas por riolitos, assomam na confluência dos rios Madeirinho e Roosevelt, no bordo meridional da Serra do Machado. Há pequenas exposições de riolitos no alto curso do Rio Roosevelt, a jusante da confluência dos rios 14 de Abril e Roosevelt.

CORPOS INTRUSIVOS, SUBVULCÂNICOS, CIRCULARES, CRATOGÊNICOS

Como resultado do mapeamento do Projeto RADAM, existem dados que permitem definir *grossa modo* uma faixa de intrusões de granitos, granodioritos e sienitos, circulares, cratogênicos, que se prolonga desde o Pará até Rondônia, perlongando a borda da Sinéclise do Amazonas.

Na Folha SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins, Silva, Lima *et al.* (1974) fazem referência a mais de duas dezenas de corpos graníticos circulares que foram detectados através das imagens de radar. Esses corpos estão localizados principalmente nas folhas SB.22-Y-A, SB.22-Y-B e SC.22-X-A. São normalmente pequenos maciços, circulares, com diâmetro variando entre 4 a 10 km, com características subvulcânicas. De um modo geral estão muito arrasados e intensamente fraturados, as cúpulas graisenizadas ou com *stockworks* portadoras de cassiterita, tantalita, topázio e fluorita, literalmente destruídas. A concentração ocorre nas aluviões circunvizinhas e nos vales entalhados nas fraturas desses corpos.

Esses corpos intrudem a associação petrotectônica do Complexo Xingu, os metamorfitos do Grupo Grão-Pará e os vulcanitos do Grupo Uatumã.

Sob o ponto de vista geotectônico, os granitos mineralizados estão condicionados a: localização marginal ou preferencialmente dentro da província vulcânica ácida e intermediária;

situação ao longo ou na interseção de falhamentos.

Dentre as estruturas circulares detectadas, as citadas na Tab. VI se destacam face ao maior número de dados disponíveis. Dois tipos principais se destacam no conjunto:

Tabela VI

Velho Guilherme	Lat. 6°48'30"S	e	Long. 51°09'50"WGr
Água Azul	Lat. 6°53'30"S	e	Long. 51°13'30"WGr
Mocambo	Lat. 6°51'30"S	e	Long. 51°57'55"WGr
S. Francisco — Bom Jardim	Lat. 7°01'30"S	e	Long. 52°15'30"WGr
Ananás — Porto Seguro	Lat. 7°24'50"S	e	Long. 52°57'40"WGr
Bom Destino	Lat. 6°17'00"S	e	Long. 53°37'00"WGr
Triunfo	Lat. 6°33'20"S	e	Long. 53°02'20"WGr
Gradaús Maior	Lat. 8°40'30"S	e	Long. 50°58'30"WGr
Gradaús Menor	Lat. 8°43'10"S	e	Long. 50°54'50"WGr

maciços de composição granítica com núcleos granodioritos, Granito Velho Guilherme, e maciços francamente granodioríticos, Granodioritos Gradaús.

Granito Velho Guilherme Abrange todos os granitos comagmáticos das folhas SB.22 Araguaia e SC.22 Tocantins e apresenta-se como uma rocha com tendência alásquítica. A grande maioria dos maciços entra nesta categoria.

Macroscopicamente são rochas inequigranulares, de tonalidade rosa a acinzentada, de granulação média, constituídas de feldspatos alcalinos, plagioclásio, biotita, quartzo e opacos. O quartzo apresenta-se anédrico com extinção ondulante. Os feldspatos alcalinos são representados por microclina pertitzada, subsidiariamente ortoclásio, levemente alterados a argilominerais. Há indícios de metassomatose alcalina na rocha. O plagioclásio é a albita ou oligoclásio, com lamelas de macla encurvadas, parcialmente substituído por feldspatos alcalinos. A sericita acha-se bastante alterada; a biotita acha-se cloritizada. A hornblenda é rara como a muscovita, que se associa a biotita. Os acessórios chegam a perfazer 1% da rocha.

A intrusão do Granito Velho Guilherme provocou o desenvolvimento de hornfelses formados a base de quartzo, cordierita, sillimanita, plagioclásio sódico, clorita e opacos.

Dados fornecidos pelo 5.º Distrito Norte, DNPM, mostram possuir a cassiterita do Granito Velho Guilherme as seguintes características: granulação de fina a média, conforme a distância do granito. As análises químicas realizadas em amostras dos granitos Velho Guilherme, Acaba Saco, São Francisco e Sienito Canamã — anorogênicos — assim como dos Granitos Juruena e Seringa — reomórfico e tardiorogênico respectivamente — apresentam os resultados constantes na Tab. VII.

A geocronologia da amostra RM-9 do Granito Velho Guilherme, através do método Rb/Sr, em rocha total, forneceu idade de $1\,384 \pm 58$ m.a., Basei (1973), dado esse que vem provar a posterioridade do granito em relação aos vulcanitos do Grupo Uatumã, pois as vulcânicas ácidas da Formação Iriri, nas folhas SB.22 Araguaia e SC.22 Tocantins, têm as isócronas de referência em Rb/Sr, da ordem de $1\,645 \pm 83$ m.a., Amaral (1971), e $1\,693 \pm 21$ m.a., segundo Basei (1973).

Granodiorito Gradaús No oeste da Folha SC.22-X-A, na Serra Gradaús, ocorrem dois corpos circulares intrusivos nos quartzitos da fácies Tocandera do Grupo Grão-Pará. O corpo maior tem 6 km de diâmetro e suas coordenadas são 8° 40' 00" S e 50° 58' 30" W; o menor tem aproximadamente 3 km de diâmetro, as coordenadas são 8° 43' 20" S e 50° 55' 40" W.

O corpo intrusivo maior apresenta-se arrasado e na parte central apresenta uma cobertura de solos, sem qualquer afloramento. Próximo a periferia, aflora, sob a forma de matações, uma rocha quartzofeldspática. Os quartzitos circundantes exibem indícios

Tabela VII

Amostra	RM-5 (I)	RM-7 (II)	FM-VG-007 (III)	AS-1 (IV)	RF-2 (V)	RF-3 (VI)	PT-22-A (VII)	HS-06 (VIII)	PT-09 (IX)	PT-74-RC-601 (X)
SiO ₂	67,9	74,2	75,00	72,16	74,09	73,78	72,91	60,43	75,04	75,37
Al ₂ O ₃	13,1	13,3	13,35	13,48	12,81	13,75	14,01	18,91	13,38	11,74
Fe ₂ O ₃	2,4	0,3	0,18	1,98	0,40	nil	nil	2,08	0,42	0,20
FeO	3,1	0,4	1,31	0,35	1,63	2,14	3,03	3,77	0,87	1,72
MnO	—	—	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	nil	nil
MgO	0,2	0,1	0,58	0,81	0,48	0,44	0,78	1,47	0,66	0,51
CaO	1,4	0,6	0,44	1,01	0,81	0,71	0,33	1,52	0,30	0,63
Na ₂ O	2,3	4,3	4,45	4,64	4,27	4,12	4,11	6,24	4,66	4,35
K ₂ O	6,3	4,8	4,25	4,57	4,82	4,67	4,42	5,43	4,30	4,47
TiO ₂	0,3	0,05	nil	nil	0,22	0,27	0,26	0,07	0,07	0,29
P ₂ O ₅	—	—	0,09	0,35	0,04	0,06	0,03	0,07	0,18	0,40
H ₂ O(+)	—	—	0,09	0,64	0,61	0,43	0,42	0,27	0,42	0,50
H ₂ O(-)	—	—	0,09	0,10	0,11	0,15	0,12	0,03	0,12	0,13
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Total	97,00	98,05	100,34	100,12	100,27	100,53	100,34	100,32	100,42	100,34

Observação. Amostras RM-5, RM-7, FM-VG-007 — Gr. Velho Guilherme; AS-1 — Gr. Acaba Saco; RF-2, RF-3 — Gr. São Francisco; PT-22-A — Gr. Teles Pires; HS-06 — Sienito Canamã — Anorogênicos. PT-09 — Gr. Jurueña — Reomórfico; PT-74-RC-G01 — Gr. Seringa — Tardiorogênico

de metamorfismo termal. O corpo intrusivo menor não foi amostrado, mas sobrevoado em helicóptero, mostrou feições semelhantes ao primeiro, o que nos leva a aventar a possibilidade de ter a mesma composição petrográfica deste.

Macroscopicamente apresentam-se com tonalidade desde branco leitosa a creme, mosqueada por biotita. A textura é inequigranular, de granulação média a grosseira. A composição varia nas seguintes proporções: quartzo (35%), plagioclásio (60%), microclina, biotita, hornblenda, clorita, opacos, esfeno e argilominerais.

O quartzo se apresenta em cristais anédricos, localmente com extinção ondulante. A microclina está profundamente alterada a argilominerais. O plagioclásio possui tendência ao euedrismo e acha-se bastante zonado e igualmente alterado a argilominerais. Os máficos são pouco abundantes, predominando aí a biotita parcialmente alterada a clorita.

Essa intrusão provocou metamorfismo de contato nos metamorfitos de Grupo Grão-Pará. O hornfels macroscopicamente apresenta-se com granulação desde fina a muito fina e cor cinza mosqueada. É constituído por quartzo (35%), feldspato (25%), biotita (20%), muscovita (20%), opacos, zircão e argilominerais. A argilização impede maior precisão na determinação.

Granito Maloquinha Na Folha SB.21 Tapajós, Santos *et al.* (1974) referem-se a corpos graníticos subvulcânicos cratogênicos, que se realçam, nas imagens de radar, por feições aneliformes, circulares ou elipsóides, embora possam ocorrer sem padrão definido e aí tornam-se de difícil separação das rochas do Complexo Xingu.

São em geral granitos pórfiros a porfíricos grosseiros, com pequena porcentagem de máficos, em geral biotita, de tendência alásquítica até composição granodiorítica.

Na Folha SB.21 Tapajós, as intrusivas do tipo Granito Maloquinha se associam espacialmente às ocorrências de vulcânicas, nas áreas onde as vulcânicas não têm expressão ou inexistem, chamando atenção o fato de as intrusivas estarem condicionadas a feições lineagênicas, como os lineamentos Tapajós e Abacaxis ou feições correlacionadas. O adensamento da ocorrência das intrusivas se faz em torno do cruzamento dos dois lineamentos, região do Rio Crepori.

Petrograficamente o Granito Maloquinha foi dividido em duas fácies, considerando-se as diferenças texturais e composicionais.

Os granitos porfiríticos grosseiros são rochas leucocráticas, de coloração avermelhada devido às impregnações de óxido de ferro nos feldspatos. O quartzo é anédrico a subédrico, com cristais atingindo de 2 a 4 mm de comprimento, com bordos retilíneos devido ao desenvolvimento de faces. Sob o microscópio, o quartzo apresenta extinção pouco ondulante, e juntamente com o feldspato alcalino perfaz mais de 80% da rocha. O plagioclásio sódico não ultrapassa 10%, enquanto que a biotita atinge no máximo 5%. Como minerais secundários foram identificados sericita, clorita, argilominerais e opacos. Os acessórios são fluorita, muscovita, zircão e opacos.

Os granitos pórfiros têm distribuição e importância menos expressiva. São rochas leucocráticas, de coloração de avermelhada a acinzentada. Os fenocristais são constituídos por cristais de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, envolvidos por uma matriz cristalina de composição idêntica e granulação bastante uniforme, chegando perfazer 60% da rocha. O quartzo e o ortoclásio desenvolvem intercrescimentos micrográficos. A biotita é o máfico dominante e apresenta-se quase que totalmente cloritizada e transformada a óxido de ferro. É notável a alteração dos feldspatos, tanto na matriz como nos fenocristais a argilominerais.

Em relação aos dados geocronológicos, as amostras usadas nas datações por Basei (1974a) podem ser vistas na Tab. VIII. A isócrona de referência Rb/Sr, realizada em rocha total, com as amostras PT20BDS47, PT08AS41 e PT10AAS38, forneceu a idade de 1 650 m.a. Como esses granitos possuem características subvulcânicas, pode ser atribuída essa idade à intrusão desses corpos, Basei (1974a).

Tabela VIII

N.º de campo	Litologia	Rb ppm	Sr ppm	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ *	Idade	Erro**
PT20BDS47	Granito	300,7	62,3	14,49	1,06517	1 673	50
PT08AS41	Granito	250,3	121,	6,08	0,8553	1 662	58
PT10AAS38	Granito	274,8	126,1	6,404	0,85844	1 611	65
AP 133	Granito	184,4	111,3	4,85	0,8335	1 740	120
AP 133.1	Granito	165,0	179,4	2,68	0,7798	1 800	110
AP 133.A	Granito	198,5	169,6	3,42	0,7984	1 780	90
AP 133.C	Granito	240,3	157,0	4,48	0,8245	1 750	70

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

**Idades convencionais assumindo-se Sr^{87}/Sr^{86} inicial = $0,705 \pm 0,003$ e $Rb = 1,47 \times 10^{-11}$ anos⁻¹

Mais ao norte, numa variante da Rodovia Transamazônica, a DOCEGEO realizou algumas determinações radiométricas em corpos graníticos, amostras AP 133, AP 133.1, AP 133.A e AP 133.C, cuja isócrona de referência Rb/Sr, realizada em rocha total, forneceu a idade de 1 730 m.a., um pouco mais velha que a idade apresentada pela isócrona de referência da Formação Iriri na área, 1 700 m.a., porém concordante com o conjunto dentro do erro experimental.

Acreditamos que existam granitos pré- e pós-vulcânicos, sendo os primeiros talvez pós-tectônicos ao Ciclo Transamazônico. As idades obtidas através dessas isócronas são dois fatores a mais que, com os dados de campo, levam-nos a colocar esses granitos juntamente com as vulcânicas num mesmo evento tectonomagmático, Basei (1974a).

Granito Teles Pires Na Folha SC.21 Juruena, Silva, Leal *et al.* (1974) referem-se a feições circulares destacadas pelas imagens de radar, identificadas como maciços bastante arrasados pela erosão, representando corpos desde subvulcânicos a hipoabissais, relacionados a um episódio plutônico que se sobrepôs ao paroxismo vulcânico ácido.

Os corpos graníticos apresentam estruturas anelares, tendência alasquítica, são cratogênicos, e estão condicionados, em maior frequência, à faixa das eruptivas, orientadas *grosso modo* E-W, no bordo meridional da Chapada do Cachimbo, existindo também intrusivas ao longo da faixa de eruptivas que envolvem os bordos setentrional e ocidental da Chapada de Dardanelos.

Petrograficamente os maciços graníticos do tipo Teles Pires mostram uma grande semelhança composicional e possuem uma diversidade textural expressiva, que foi utilizada como critério para a separação em cinco grupos.

Granitos normais Dentro deste grupo enquadram-se aquelas rochas equigranulares, maciças, que constituem o maior número de corpos graníticos intrusivos, sendo o tipo petrográfico o mais característico. São perfeitamente equivalentes aos granitos porfíricos grosseiros descritos como fácies do Granito Maloquinha, na Folha SB.21 Tapajós. Apresentam coloração rósea, vermelho-tijolo ou avermelhada, e granulação que varia de média a grossa, chegando ocasionalmente a pegmatóide. São leucocráticos, com máficos tão escassos, que algumas variedades podem ser consideradas alasquíticas.

Sob o microscópio, revelam grande uniformidade textural e mineralógica. São sempre granulares hipidiomórficos e desprovidos de deformações cataclásticas. Os componentes essenciais são os feldspatos alcalinos e quartzo, com plagioclásios sódicos subordinados ou ausentes. Entre os máficos, sobressai a biotita cloritizada em intensidade variável. Os acessórios são escassos e pouco diversificados: alanita, apatita, epidoto, esfero, fluorita, opacos, zircão e xenotima ou monazita(?). Secundariamente destaca-se a formação de argilominerais, a partir dos feldspatos alcalinos que podem, ainda ou não, estar enuviados por óxido de ferro.

O quartzo, embora anédrico em algumas amostras, inclina-se mais para as formas subédricas, denunciadas pelo desenvolvimento de faces. Apresenta extinção ondulante e microfraturamento e por vezes forma intercrescimentos gráficos com os feldspatos alcalinos. O ortoclásio, subédrico, apresenta macla do tipo Carlsbad, bem como uma intensa e constante pertitização.

Albita-riebeckita granitos São rochas de coloração cinza-creme, faneríticas, equigranulares, leucocráticas, de granulação média e grosseira e de estruturas maciças. O quartzo e os feldspatos são os minerais essenciais. Em quantidade subordinada e disseminada, observam-se cristais prismáticos de anfíbólio. Sob o microscópio, a textura é hipidiomórfica granular. Em seções delgadas, o quartzo apresenta-se subédrico, extinção ondulante, com dimensões variadas, ocorrendo como grãos individualizados bem-desenvolvidos e grãos menores de localização intersticial ou ainda como produto de exsolução. É observado um intenso microfraturamento e, em alguns pontos, agregados granulares.

O ortoclásio micropertítico ocorre na forma de cristais de tendência idiomórfica, bem-desenvolvidos e com parcial alteração a argilominerais. A geminação do tipo Carlsbad é generalizada nos grãos minerais, bem como nos intercrescimentos de natureza micropertítica.

A albita é o plagioclásio presente, sempre muito subordinada, com características de neoformação. A riebeckita apresenta-se como esporádicos cristais subidiomórficos disseminados pela rocha, exibindo um intenso pleocroísmo azul-índigo com grãos opacos

inclusos, localizando-se preferencialmente ao longo dos planos de fratura. Os cristais apresentam-se geralmente zonados, com o interior mais rico em componentes glaucofânicos. Os acessórios identificados foram a titanita e os opacos.

Microgranitos Essas rochas são os litotipos mais freqüentes e aparecem associados aos granitos. Caracterizam-se pela granulação fina e pelo tamanho de grão uniforme. São alaskíticos e de coloração de rósea a avermelhada.

Sob o microscópio, são identificados quartzo e feldspato alcalino, como essenciais, secundados pela albita e pelo oligoclásio. Há raras lamelas de biotita e uns poucos acessórios. O quartzo é xenomórfico, com extinção ondulante, e ocorre tanto como cristais individualizados, por vezes corroídos nos bordos, como formando incipientes intercrescimentos de exsolução. Os feldspatos alcalinos, ora ortoclásio ora microclina, são de anédricos a subédricos, estando parcialmente alterados a argilominerais, enquanto que a albita e oligoclásio são de subédricos a euédricos, portanto melhor cristalizados.

Em resumo, são microgranitos afíricos caracterizados por sua associação mineralógica, textura hipidiomórfica isogranular, isotropa, com freqüente argilização hidrotermal sobre os feldspatos, bem como por produtos quartzosos de exsolução.

Granitos porfíros Essas rochas são microfaneríticas, inequigranulares, leucocráticas, com coloração avermelhada e estrutura maciça. Os minerais identificados foram o quartzo e o feldspato, com raras e esparsas palhetas de biotita.

Sob o microscópio, revelam uma composição granular, textura pórfira, em que fenocristais de quartzo, ortoclásio e plagioclásio repousam numa massa fundamental holocristalina, isogranular. A biotita parcialmente cloritizada é o máfico que ocorre em quantidade muito subordinada.

Granófiros Essas rochas apresentam coloração avermelhada e estrutura maciça. Os minerais identificados foram o quartzo, o feldspato e esparsas palhetas de biotita.

Sob o microscópio, apresentam textura granofírica, com fenocristais de quartzo e de feldspatos imersos em uma matriz constituída de intercrescimentos micrográficos. Os de composição granítica são constituídos de quartzo e de ortoclásio algo pertítico, com plagioclásio subordinado. Os dois primeiros ocorrem tanto como fenocristais quanto na matriz. Os cristais maiores de feldspatos alcalinos acham-se com freqüência reabsorvidos nos bordos e estão sempre argilizados, com ou sem enuviamento por óxido de ferro. Os plagioclásios alteram-se a sericita e a epidoto. Os máficos são de ocorrência escassa, resumindo-se a lamelas esparsas de biotita, parcial ou totalmente cloritizadas. Os acessórios identificados foram alanita, epidoto, esfeno, zircão e opacos. Os de composição mais básica, os plagioclásios, são bem mais abundantes que os feldspatos alcalinos e formam a maioria dos fenocristais, enquanto que o quartzo restringe-se à matriz. A quantidade e a diversidade dos máficos acusam uma diferença notável em relação aos de composição granítica. Há tremolita-actinolita, epidoto, clorita e opacos, em proporções consideráveis. Os acessórios também aparecem em maior quantidade, sendo representados por esfeno, apatita e carbonatos. Em algumas amostras, ficou patente a ação de processos de metamorfismo dinâmico, denunciados pelo encurvamento e fraturamento dos cristais, bem como a forte extinção do quartzo.

Em relação aos dados geocronológicos, cabe-nos relatar que não existem datações específicas do Granito Teles Pires na Folha SC.21 Juruena. Entretanto as características subvulcânicas dessas intrusivas, analogia do modo de ocorrência com o Granito Maloquinha da Folha SB.21 Tapajós, semelhança dos dados petrográficos e probabilidade de

comagmaticidade, levam-nos a admitir uma idade de $\pm 1\ 600$ m.a. para o Granito Teles Pires.

Sienito Canamã Na Folha SC.21 Jurueña, Silva e Issler (1974) referem-se a esta intrusiva sienítica dizendo que a mesma, amostrada em campanha de helicóptero, pela primeira vez, em 20/07/1973, amostra RADAM PT-22, revelou tratar-se de um álcali-sienito, mais precisamente um "nordmarkito", que recebeu a denominação de Sienito Canamã, topônimo derivado do principal curso d'água que drena a área do macico. O Maciço Sienítico do Canamã tem as seguintes coordenadas: $10^{\circ} 05' 00''$ de latitude S e $58^{\circ} 45' 00''$ de longitude W. A expressão morfológica é anômala com os terrenos circunvizinhos, constituídos pela associação petrotectônica do Complexo Xingu. O Maciço Sienítico do Canamã acha-se afetado por uma grande falha de direção NW-SE, Falha do Canamã, que desloca, para SE, parte de sua borda setentrional. Duas depressões circulares interligadas no maciço, com cerca de 2,5 km de diâmetro cada e 200 m de desnível entre o centro e a periferia elevada, destacam-se no conjunto onde alguns vales são nitidamente alinhados por falhas.

Também, para efeito de comparação em ordem de grandeza, as dimensões da expressão topográfica do Maciço Sienítico do Canamã (21×12 km, com duas subsidências de $\pm 2,5$ km de diâmetro) são superiores às do Complexo Anular de Glitrevann ($16 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ e 1,5 km de subsidência), no Graben de Oslo, Noruega ($200 \text{ km} \times 70 \text{ km}$), e ao Maciço de Nunarssuit ($20 \text{ km} \times 12 \text{ km}$), na Groenlândia, tidos até agora como os maiores do mundo, Raguin (1970).

Nos domínios do Maciço Sienítico do Canamã foram coletadas aproximadamente três dezenas de amostras, em afloramentos diferentes, tanto no interior das depressões como nos morros circundantes. São rochas leucocráticas em tons variando de cinza-claro a róseo avermelhado e com granulação de fina a média, com algumas tendendo a grosseira. Apresentam-se com textura hipidiomórfica granular variando de fina a grosseira, podendo mesmo ser porfiróide, amostra HS-03.A, com raros fenocristais de ortoclásio atingindo até 1,6 cm. O feldspato alcalino, ortoclásio — pertita, é o mineral largamente predominante, chegando mesmo a atingir 93% na amostra GG-04. Varia de subédricos a euédricos, havendo porém predominância do último. Comumente apresenta-se com grau de alteração variável a argilominerais e de óxido de ferro, preferencialmente ao longo de fraturas e bordos. Está frequentemente maclado, segundo Carlsbad. Duas amostras, PT-5.2 e PT-GM-0-5.1, possuem texturas particulares. A primeira sofreu importantes deformações estruturais e texturais em consequência de processos dinâmicos, isto é, metamorfismo dinâmico que promoveu o esmagamento e os movimentos diferenciais dos minerais, sem importantes recristalizações ou crescimento de novos minerais, resultando um cataclasito sienítico. A segunda amostra tem textura traquítica com feldspatos mais sódicos, ortoclásio-pertita e anortoclásio, principalmente.

Os anfibólios, que ocorrem em todas as amostras, são do tipo hastingsita-barkevikita, atingindo até 10% na amostra PT-22. Apresentam pleocroísmo em tons marrons e esverdeados, ângulo de extinção variável a $2V$ muito baixo. Além desses anfibólios, também é encontrada a riebeckita, com pleocroísmo azul-índigo característico, normalmente incluídos na hastingsita-barkevikita. Ocorrem tanto isoladamente como substituindo os piroxênios, muitas vezes formando coroas em torno dos mesmos, ficando os piroxênios como relíquias. Os piroxênios, definidos como augita aegirínica, ocorrem em diversas amostras e podem alcançar até 9% em lâmina, como na amostra HS-03.A. São predominantemente subédricos e estão algo substituídos pelos anfibólios. A biotita, que ocorre em quase todas as amostras, podendo atingir 2%, com coloração de parda a marrom-

-avermelhada, tanto ocorre isoladamente como às vezes substitui o anfibólio. O quartzo, que ocorre como cristais anédricos, apresenta-se ocupando interstícios entre os cristais ou formando localmente intercrescimento micrográfico. É microfraturado e apresenta extinção ondulante. Pode estar ausente ou atingir até 5%, como na amostra PT-22. O plagioclásio sódico ocorre em poucas amostras, sendo que, na amostra GG-03, pode alcançar 2%. Os minerais secundários são epidoto, carbonatos e argilominerais. Como acessórios ocorrem opacos, apatita, titanita, zircão, fluorita e rutilo (perovskita?).

Os resultados obtidos através de análises por espectrografia óptica, por fluorescência de raios X e por absorção atômica indicaram, nos concentrados de bateia do Igarapé Mata Virgem, afluente do Rio Canamã, que nasce no interior da depressão GO 1, bem como nas amostras de solo dessa mesma depressão, teores apreciáveis em titânio, zircônio e nióbio, incluindo tântalo, vanádio, ítrio, cromo, cobalto, germânio, etc.

Determinações radiométricas realizadas pelo RADAM, no Centro de Pesquisas Geocronológica, em São Paulo, para o Sienito Canamã, podem ser observadas na Tab. IX.

Tabela IX

N.º Amostra	Folha	Litologia	Rb ppm	Sr ppm	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ *	Idade	Erro**
HS 05	SC. 21-Y-A	Granito	249,7	13,12	54,31	1,67343	1 202	30
HS 06	SC. 21-Y-A	Sienito	88,4	284,3	0,901	0,72020	1 138	254
GG 01 P1	SC. 21-Y-A	Sienito	102,3	149,6	1,986	0,73803	1 122	130
GG 01 P2	SC. 21-Y-A	Sienito	95,8	178,6	1,557	0,73008	1 087	171
GG 06.2	SC. 21-Y-A	Sienito	98,7	14,47	19,48	1,03277	1 135	33
GG 06.1	SC. 21-Y-A	Sienito	100,2	14,44	19,82	1,04896	1 169	33

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

**Idades conveniconais assumindo-se Sr^{87}/Sr^{86} inicial = $0,705 \pm 0,003$ e $Rb = 1,47 \times 10^{-11}$ anos⁻¹

A isócrona de referência em Rb/Sr (rocha total) forneceu a idade da intrusão em $1\,175 \pm 15$ m.a. e, por K/Ar (biotita), a do resfriamento da intrusiva em $1\,169 \pm 57$ m.a., Basei (1974b).

Na Folha SC.20 Porto Velho, os dados de Kloosterman (1968) são de grande valia na descrição dos complexos mineralizados, apresentados a seguir como ele os descreve.

Complexo de Juricaba Com 6×8 km e que consiste, tanto ao sul como a leste, em riólito pórfiro. Presume-se que todo o complexo seja constituído de pórfiro. Não foi descoberta cassiterita nesse complexo.

Complexo Pão-de-Açúcar Com 5×8 km, tendo, ao sul, um corpo arqueado de biotita de granulação média e, ao norte, granito indeterminado de granulação grosseira. A norte das serras, encontra-se cassiterita acompanhada de wolframita e topázio. O contato do complexo com o embasamento contém alta concentração de ilmenita.

Granito Santa Bárbara Intrusiva oval, com 6×8 km, constituído de um biotita granito porfirítico grosseiro. A cassiterita ocorre a sudeste do centro em associação com graisen. No contato com o embasamento contém alta concentração de ilmenita.

Intrusão de Caritianas Com forma oval de 12×15 km e três ou quatro apófises radiais. É constituída de biotita granito de granulação grosseira. Típico do granito é a presença tanto de topázio primário hipidiomórfico, mineral acessório importante, como a presença

de crescimentos lacrimiformes entre os outros cristais. Espalhados através da intrusão, existem corpos de graisens, consistindo de agregados médios ou grosseiros de quartzo fino com agregados de mica fina microcristalina. Mineralizada em cassiterita e acompanhada localmente por columbita. No contato da intrusiva com o embasamento, a ilmenita aumenta consideravelmente.

Complexo de São Carlos Provavelmente circular, com 12 a 15 km de diâmetro, e portador de estruturas anelares. O anel exterior consiste em biotita granito grosseiro. Escassa mineralização a nordeste e quantidade relativa de *ruby-tin* e de cristais prismáticos de cassiterita diferente do tipo grosseiro habitual, comumente geminado. Ausência de graisen e presença de pegmatito, com feldspato potássico, quartzo esfumado e alguma biotita.

Complexo de Ariquemes Com um fragmento de *ring dyke*, com seu centro um pouco a noroeste do *plug* e com certeza pertencendo ao mesmo complexo. Não há dados petrográficos.

Complexo de Jacundá Intrusão irregular ou possivelmente um grupo composto de várias intrusões arredondadas de biotita granito porfirítico, com uma extensão máxima NW-SE de aproximadamente 20 km. A cassiterita ocorre ao norte, dentro e ao redor de um corpo rochoso oval, de 1 x 2 km, pertencente ao embasamento e cercado de granito. Graisens são peraciditos, com 80% de quartzo e agregados microcristalinos de mica verde e topázio. Estão presentes pelo menos duas outras zonas de menor mineralização, em uma das quais foi achada wolframita associada com a cassiterita. Afastando-se do granito, os solos e os cascalhos têm um alto teor de ilmenita.

Complexo do Buriti Provavelmente arredondado, com um diâmetro de 6 km. Não foi encontrada cassiterita nessa intrusão.

Intrusão de Pedra Branca Circular, com 12 km de diâmetro. É constituída de biotita granito porfirítico. A mineralização é mais rica no nordeste. Não há informação disponível sobre a possível complexidade dessa intrusão.

Complexo de Santa Clara Identificada uma serra arqueada através de fotografias aéreas. Não foi encontrada cassiterita.

Complexo de Oriente Forma provavelmente arredondada, com diâmetro de 8 a 10 km. As variedades de granito diferem consideravelmente daquelas da área de Jamari-Jacundá. Apresentam-se pelo menos três unidades diferentes: uma intrusão principal de biotita granito grosseiro, de cor salmão, um corpo em forma crescente de biotita granito porfirítico cinza e um fragmento de *ring dyke* composto de microgranito. A mineralização ocorre no centro do complexo, em um corpo de 1 x 3 km, perturbado pela ação magmática e intensivamente graisenizado com topázio graisen, de granulação média, sendo a mica verde muito fina. Alguns graisens, muito finos, da variedade *twitter* foram também notados. Esse corpo formando a Serra do Oriente consiste em uma mistura complexa de diferentes tipos de biotita granito, microgranito, quartzo pórfiro, topázio graisen e veios de quartzo, com cassiterita e wolframita, e uma rocha enigmática, consistindo em grandes fenocristais (2 cm) de microclina em uma matriz microcristalina de mica verde. Um dos afloramentos mostra xenólitos do biotita granito grosseiro em um quartzo pórfiro.

Complexo Primavera Provavelmente uma intrusão única, redonda, com um diâmetro de 1,5 km, de alaskito de médio a grosseiro, que consiste quase-exclusivamente em pertita e em quartzo. Partes das rochas estão impregnadas de mica verde e, na parte sul, existe importante mineralização de estanho.

Complexo de Massangana Com a forma de um 8, representando, sem dúvida, duas intrusões circulares. Ambas parecem consistir em um granito de granulação muito grosseira, localmente com megacristais arredondados ou ovais de feldspato, alcançando de 5 a 8 cm. Pensa-se que esse granito seja puramente plutônico, ao contrário do complexo anelar subvulcânico no centro da intrusão a oeste, e que representa a intrusão inicial, responsável pelo desencadeamento da atividade vulcânica. O complexo anelar, com um diâmetro de 11 km dentro de um corpo plutônico de 22 km, consiste pelo menos em dois anéis de biotita granitos distintos, de granulação média a grosseira, cercando um centro de $4,5 \times 6$ km, constituído de hornblenda microgranito. A mineralização de cassiterita está espalhada sobre uma extensa superfície, dentro do complexo anelar de Massangana.

Complexo de São Domingos Arredondado, com um diâmetro de 5 km, consiste no mínimo em três corpos de biotita granito diferentes, arrumados de maneira concêntrica. A mineralização de cassiterita, nesse complexo, ocorre nas áreas marginais. Não foi encontrado graisen e a mineralização, nas áreas marginais, constitui uma notável exceção em uma província onde as outras ocorrências estão localizadas dentro dos complexos.

Complexo do Alto Candeias Dimensões desconhecidas, mas provavelmente tão grande como Massangana. As variedades de granitos observadas são semelhantes às do Complexo de Massangana: um granito acinzentado muito grosseiro, com megacristais ovais de feldspato ainda maiores (tamanhos de 10 cm são comuns), é substituído lateralmente por um granito com fenocristais angulares de 2 a 3 cm. Este, por sua vez, cede lugar a um granito porfirítico de granulação média, muito semelhante ao biotita granito do complexo anelar central de Massangana. Na parte estudada, a nordeste do centro, esses granitos se arrumam de um modo arqueado, diminuindo em granulação na direção do centro. Dentro do biotita granito médio, estão inclusos fragmentos e enormes blocos de hornblenda granito escuro de granulação fina a média, no que parece ser a margem do âmago central (como em Massangana); no centro do mesmo está exposto principalmente hornblenda granito, porém veios de biotita granito permanecem visíveis. Dentro e ao redor do centro, ocorre uma rica mineralização de cassiterita. Existe o graisen comum verde-oliva de granulação média, porém mais comum é o de cor verde-amarelada. É comum o pegmatito nos granitos grosseiros e muito grosseiros; não se sabe se existe uma correlação com a mineralização. Foi encontrado, assim como em Massangana, quartzo esfumado; é notável a ausência de topázio grosseiro. Kloosterman (1974) noticia a presença de fenacita e nigerita em filões de quartzo que cortam o Complexo do Alto Candeias.

Complexo de São Lourenço Forma oval, de 12×20 km. Um hornblenda granito pórfiro, periférico, ainda não foi delineado, mas sem dúvida representa um *ring-dyke* inicial. Dentro se acham tipos de biotita granito de granulação de média a grosseira e riólito pórfiro; a noroeste, existe uma grande intrusão de biotita granito grosseiro. Associados aos pórfiros foram encontrados afloramentos de uma brecha riolítica e fragmentos soltos de um riólito com linhas fluidais. Corpos extensos de graisen e mineralizações ricas de cassiterita se acham associados aos biotita granitos médios e grosseiros, a leste e a sudeste; ocorrências

pobres de cassiterita estão espalhadas no biotita granito grosseiro, a noroeste. Nos graissens, o topázio é raro, mas cristais grosseiros são achados a noroeste, no cascalho.

Complexo São Simão Forma oval, com diâmetro aproximado ao Complexo de São Domingos. Não existem dados petrográficos.

Complexo Fortaleza de Abunã Forma e características petrográficas desconhecidas; o diâmetro é possivelmente de 12 km. Em vários córregos, foi encontrada cassiterita, em concentração econômica. O Rio Abunã drena esse complexo, deixando uma parte em território boliviano.

Verschure e Bon (1972) dizem: "a evidência geológica e a petrográfica indicam que os complexos graníticos portadores de estanho de Rondônia são típicos complexos vulcanoplutônicos-anorogênicos, que são encontrados em conexão com sistemas de falhas em muitas áreas cratônicas. Os complexos foram intrudidos 980 ± 20 m.a. atrás (no tempo "Grenville"), num embasamento cristalino de idade ao redor de 1 250 a 1 300 m.a., método Rb/Sr, e em sequência sedimentares sobrepostas a esse embasamento cristalino. As mineralizações de estanho são associadas com difundidas alterações metassomáticas pós-magmáticas nos complexos graníticos e em suas rochas encaixantes. Estrutural e petrograficamente, os complexos vulcanoplutônicos rondonianos assemelham-se estreitamente com os "Granitos Jovens", jurássicos da Nigéria, do mesmo modo associados com importantes mineralizações de estanho.

É formulada uma hipótese em que a gênese de tais complexos vulcanoplutônicos esteja relacionada à ascensão de pequenas porções de magma basáltico rico em álcalis voláteis do manto superior, ao longo de sistema de falhas provenientes do manto superior através da crosta continental. Os magmas basálticos alcalinos ascendentes induzem a fusão parcial de rochas mais profundas da crosta continental, produzindo magmas graníticos ricos em voláteis. Altas concentrações de elementos-traços (por exemplo, estanho) em alguns desses magmas graníticos são acreditadas terem sido herdadas dos constituintes voláteis do magma basáltico alcalino e/ou terem sido derivados das rochas continentais parcialmente fundidas.

Os magmas basálticos alcalinos foram formados por processos de diferenciação magmática prolongados e extremamente versáteis, nos bolsões de magma basáltico toleítico primário, gerado das rochas do manto-puma corrente de convecção ascendente, mas trapeada no manto superior, após a finalização dos movimentos convectivos. Esses processos de diferenciação podem mesmo originar magmas de composição carbonatítica. Falhas profundas geradas nas partes relativamente fracas de um novo sistema de correntes de convecção podem propiciar o escape de magmas alcalinos residuais, possivelmente originando mesmo o vulcanismo do tipo quimberlítico.

As características químicas de algumas rochas dos maciços subvulcânicos que perlongam o bordo meridional da Sinéclise do Amazonas podem ser observadas na Fig. 2. Estão representadas nesse diagrama (razão de alcalinidade de Wright, 1969) as características químicas das rochas constantes das tabelas VII e X, onde os números de 1 a 17 correspondem às amostras Ron 1 a Ron 17 (tabela X) e os números romanos correspondem às rochas da tabela VII. Todas as rochas graníticas, exceto Ron 7 (quartzo monzonito porfirítico portador de hornblenda), Ron 10 (granito graissenizado) e I (granito alaskítico), caem no campo calcoalcalino. A TB (basalto), cai no campo peralcalino. As restantes caem todas no campo alcalino, ensejando serem comagmáticas.

Relativamente aos dados geocronológicos de Rondônia, cabe-nos dizer que, em trabalhos anteriores, Priem *et al.* (1966) dataram uma amostra de um típico biotita granito

Tabela X

Analyses*	Ron 1	Ron 3	Ron 7	Ron 8	Ron 10	Ron 11	Ron 13	Ron 17	TB**
SiO ₂	75.0	75.6	67.1	64.1	74.1	71.2	75.3	73.1	43.80
TiO ₂	0.07	0.24	0.65	0.39	0.07	0.29	0.21	0.26	0.33
Al ₂ O ₃	12.8	11.6	14.2	15.0	12.9	14.2	11.6	13.0	10.69
Total Fe as Fe ₂ O ₃	1.80	2.17	4.86	7.68	2.28	2.33	2.55	2.60	11.50
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.33
MgO	0.09	0.17	0.93	0.33	0.09	0.41	0.00	0.10	5.33
CaO	0.62	0.46	2.19	1.46	1.01	1.34	0.76	1.14	7.66
Na ₂ O	3.97	3.20	5.34	2.87	2.87	3.59	3.06	3.38	3.63
K ₂ O	4.71	5.68	5.58	4.63	5.78	5.59	5.60	5.48	1.37
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.22	0.10	0.01	0.08	0.01	0.04	n.d.

*X-ray fluorescence spectrometry. **Teotônio basalt. Data from Evans (1906)

OBS:

- Ron 1: Santa Maria tin-bearing granitic complex; (main mass). Topaz-rich. biotite granite (bleached biotite)
- Ron 3: Saubina tin-bearing granitic complex; (main mass), N. bank Santo Domingo Creek. Biotite granite (chloritized biotite)
- Ron 7: Oriente tin-bearing granitic complex; confluence Fino and Ferro Creeks. Porphyritic hornblende bearing quartz monzonite ("Fino-Ary type")
- Ron 8: Oriente tin-bearing granitic complex; 1 kilometer N. of Oriente Novo mine. Hornblende bearing biotite quartz trachyte ("Seringueira type")
- Ron 10: Oriente tin-bearing granitic complex; SW extremity Oriente Hill. Greisenized biotite granite
- Ron 11: Oriente tin-bearing granitic complex; path Oriente-Lagoa. Biotite granite ("Pajará Granite type")
- Ron 13: São Carlos tin-bearing granitic complex; (main mass), federal road BR 364; near Pedrinhas. Coarse-grained biotite granite
- Ron 17: Basement rock; Santo Antonio granite, Santo Antonio Falls, Madeira river. Coarse-grained biotite granite
- TB : Aegirine-bearing olivine basalt, Teotônio Falls, Madeira river (Evans, 1906)

de coberturas, geralmente pouco deformadas, sobrejacentes, em grande discordância, à associação petrotectônica dobrada do Complexo Xingu, aos epimetamorfitos do Grupo Beneficente e aos vulcanitos do Grupo Uatumã.

Essas seqüências de coberturas são denominadas de Formação Gorotire e Formação Prosperança (provavelmente homólogas e isócronas pró-parte com a Formação Roraima). Constituem-se de arenitos líticos, arenitos litofeldspáticos, arcósios, siltitos e conglomerados polimícticos — sedimentação em regime de certa instabilidade crustal.

Formação Gorotire A denominação Gorotire foi dada por Barbosa *et al.* (1966) aos sedimentos que ocorrem isolados em ambas as margens do Rio Xingu, do paralelo 6° a 10° S, e na bacia do Rio Fresco. O nome advém de um grupo de índios Caiapós e da serra próxima ao aldeamento (posto indígena Gorotire) desses índios.

Barbosa *et al.* (1966) apresentam uma seção na Serra de Gorotire, indicando aí uma espessura de 300 m. Descrevem também um conjunto de sedimentos representados por arcósios finos, arenitos muito finos, jasperóides, calcedonitos e siltitos com intercalação

de estromatólitos silicosos, com estratificação cruzada, a que chamaram "Formação Cubencranquém". Esses autores admitiam, para essa formação, um mínimo de 400 m de espessura.

Nas folhas SB.22 Araguaia e SC.22 Tocantins, Silva, Lima *et al.* (1974) relatam que "as rochas da Formação Gorotire acham-se dobradas segundo os eixos normalmente com rumo NW com caimento para SE. Não tendo sido constatada qualquer discordância entre as formações Gorotire e Cubencranquém, quer no campo, quer nas imagens de radar, malgrado a afirmação de que "a Formação Cubencranquém é discordante da Formação Gorotire, conforme mostram muito bem as fotografias aéreas", descrevemos aqui como Formação Gorotire o conjunto formado por aquelas duas unidades de Barbosa *et al.* (1966).

A maior distribuição espacial dessa formação ocorre nas serras de Cubencranquém, de Gorotire e da Casa de Pedra. Ocorre ainda numa faixa predominantemente NNW na Serra de Gradaús, na Serra da Paz, seguindo daí paralela ao Rio Xingu, pela margem direita, até pouco ao sul do Cocraimoro, quando os sedimentos da Formação Gorotire passam a se restringir apenas à margem esquerda daquele rio, formando um cordão alongado na direção N 30°-40° W, conhecido como Serra do Uacatã. A partir daí, vai aflorar apenas na Serra do Igarapé Pardo, afluente da margem esquerda do Rio Xingu.

As litologias mais comuns nas folhas SB.22 Araguaia e SC.22 Tocantins são arenitos, arenitos feldspáticos, siltitos, conglomerados, arenitos conglomeráticos, argilitos e quartzitos.

Na Folha SB.21 Tapajós, Santos *et al.* (1974) dizem que a principal exposição da Formação Gorotire é encontrada no Rio Riozinho do Anfrízio, afluente da margem esquerda do Rio Iriri, na altura da localidade de Praia. Apresenta-se morfologicamente como pequenos morros alongados com direção geral NW, às vezes alinhamentos sérreos estreitos, estendendo-se para S, sempre guardando o vale do Rio Iriri até atingir a confluência deste com o Rio Curuá, no interflúvio, quando então se apresenta sob a forma de pequenas chapadas. No vale do Rio Jamanxim, a Formação Gorotire se expressa sob a forma de alinhamentos sérreos estreitos. Os clásticos sedimentares mais comuns da Folha SB.21 Tapajós, são arcósios, conglomerados polimícticos e arenitos.

Formação Triunfo Por ocasião da realização do Projeto Iriri-Curuá, BRASIL. SUDAM (1972), foram estudadas, ao longo do Rio Riozinho do Anfrízio, afluente da margem esquerda do rio Iriri, exposições de uma seqüência de sedimentos psefiticos e psamíticos. Estes últimos, em estratificação de canal ou indicando uma inversão na seqüência normal de sedimentação, estão sobrejacentes diretamente sobre a associação petroectônica do Complexo Xingu e sem a menor evidência de metamorfismo. Nessa ocasião foram denominadas de "Formação Riozinho do Anfrízio" e correlacionadas tentativamente à Formação Gorotire, definida por Barbosa *et al.* (1966). Essas exposições ocorrem a oeste da área da Folha SB.22 Araguaia e de parte da SC.22 Tocantins. Através da interpretação de imagens de radar (SLAR), imagens em infravermelho e verificações de campo, foi observado que essa unidade tem continuidade para leste. Então procuramos correlacioná-la com as aflorantes na Folha SB.22 Araguaia, baseados nos seguintes critérios: semelhança litológica, posição estratigráfica, continuidade física, caracteres estruturais e expressão topográfica.

Morfologicamente essa seqüência clástica constitui fatores de relativa extensão, secundariamente morros-testemunhos isolados ou então morros alongados; em todos os casos com escarpas ravinadas.

A par de todas essas similaridades e em vista de as exposições, na região atravessada pelo Igarapé Triunfo, apresentarem relações litoestratigráficas e estruturais marcantes, principalmente pela discordância com a Formação Gorotire, Silva Lima *et al.* (1974)

propuseram, no relatório da Folha SB.22 Araguaia e de parte da SC.22 Tocantins, a denominação de Formação Triunfo, em substituição a Formação Riozinho do Anfrízio.

Essa proposição, um tanto apressada, teve como causa dois motivos: os prazos exíguos da confecção dos relatórios do Projeto RADAM e a redefinição da Formação Prosperança por Caputo *et al.* (1972), e cuja publicação só veio a público em 1974, após a tiragem do trabalho de Silva, Lima *et al.* (1974). Conseqüentemente a Formação Prosperança tem prioridade, fato aliás já ressaltado em trabalhos posteriores do Projeto RADAM. Assim, a partir desse ponto, os dados que nos reportamos à seqüência clástica Triunfo se referem à Formação Prosperança.

Nas folhas SB.22 Araguaia e SC.22 Tocantins, a horizontalidade da Formação Prosperança é modificada localmente através de falhamentos, geralmente com rumo NW-SE e NE-SW. Estas feições são evidentes a nordeste da Folha SB.22-Y-A São Francisco, pela presença de falhas normais a norte do Igarapé Pombal, onde os efeitos de cisalhamentos são bem conspícuos. Algumas exposições ao longo do Rio Xingu mostram evidências de perturbação tectônica. Litologicamente existe semelhança entre as formações Prosperança e Gorotire, mas seus parâmetros estratigráficos e estruturais são bastante diferentes. A Formação Prosperança assenta discordantemente sobre a Formação Gorotire; constitui uma seqüência clástica, continental, de cobertura de plataforma, de idade pré-cambriana e não-dobrada. As litologias mais freqüentes da Formação Prosperança, na Folha SB.22 Araguaia e em parte da SC.22 Tocantins, são conglomerado petromítico, arenitos ortoquartzíticos, arenitos e arenitos conglomeráticos.

Na Folha SB.21 Tapajós, Santos *et al.* (1974) referem-se à Formação Prosperança dizendo que ela tem maior expressão no oeste da área, mas aflora também em várias partes da folha. A partir da borda da Sinéclise do Amazonas é bem marcante a sua posição estratigráfica na base da seqüência paleozóica da sinéclise. Assoma aqui e acolá, sob a forma de remanescentes, sobre as formações Gorotire e Iriri; assenta-se também sobre o Grupo Beneficente e sobre o Complexo Xingu. No Rio Negro, fora da área, têm sido mencionadas espessuras com mais de 1 000 m em subsuperfície ou números próximos deste valor.

Sommer e Costa (1972) estudaram restos de plantas (algas), que ocorrem nessa unidade, aflorantes no Igarapé Preto, afluente da margem esquerda do rio Aripuanã. Esses autores dizem que "a forma dessas algas e o fato de serem exclusivas — nenhum outro resto de vegetal qualquer ou polimorfo foi encontrado junto — levam a pensar, até prova em contrário, em fóssil vegetal antigo, pré-paleozóico ou eopaleozóico, pelo menos."

Os clásticos sedimentares mais representativos da Formação Prosperança, na Folha SB.21 Tapajós, são arenitos, siltitos, argilitos, folhelhos e conglomerados polimícticos.

Na Folha SC.21 Juruena, Silva, Leal *et al.* (1974) fazem referência à Formação Prosperança relatando que a mesma tem maior representação topográfica na Chapada de Dardanelos, ocorrendo ainda como remanescentes tabulares e constituindo mesas e mesetas distribuídas *grosso modo* segundo o rumo WNW-SSE, na Serra do Cachimbo, a partir do alto curso do Rio Curuá e aflorando rumo WNW, à direita do curso do Rio Teles Pires. As litologias mais freqüentes da Formação Prosperança, na Folha SC.21 Juruena, são representadas por arenitos arcosianos e ortoquartzíticos, conglomerados polimícticos e siltitos.

Na Folha SC.20 Porto Velho, Leal *et al.* (1974) dizem que a Formação Prosperança ocorre com maior freqüência entre as coordenadas 8° 00' e 9° 00' de latitude S e 62° 00' e 60° 00' de longitude W, bem como a noroeste do alto curso do Rio Madeira. Assoma na Serra Pacaás Novos e estende-se para oeste em ambos os lados do Rio Ouro Preto, afluente da margem direita do Rio Pacaás Novos, por sua vez afluente da margem direita

do Rio Mamoré. As litologias que constituem a Formação Prosperança, na Folha SC.20 Porto Velho, são arenitos arcosianos, arenitos ortoquartzíticos e conglomerados.

SEQUÊNCIAS DE COBERTURAS SEDIMENTARES MESOCENOZÓICAS As coberturas sedimentares planares mesocenozóicas são bastante extensas na região da rede hidrográfica dos altos cursos dos rios Roosevelt, Juruena, Teles Pires e Xingu, na porção sul e sudeste do Cráton do Guaporé, sendo constituídas pelas formações Parecis e Araguaia, do Cretáceo e Terciário respectivamente.

No extremo sul do Cráton do Guaporé, nos limites com a Bolívia, a associação petro-tectônica do Complexo Xingu é encoberta pela Formação Pantanal do Quaternário.

GEOLOGIA ESTRUTURAL O megabloco cratônico do Guaporé, produto de uma sucessão geossinclinal e eventos tectonotermiais (não uma orogenia, mas um período de aquecimento regional e um desenvolvimento de zonas de falhamentos transcorrentes), exhibe feições tectônicas dos eventos orogênicos, epirogênicos, trafogênicos e lineagênicos a que foi submetido, permitindo, através do imageamento pelo radar (SLAR) e reconhecimento de campo, que sejam esboçadas feições estruturais com amplitude regional.

Assim foram selecionadas algumas estruturas de grande porte, para exemplificar os tipos tectônicos elaborados através da evolução geotectônica desse megabloco cratônico.

Faixa Orogênica dos Carajás Sequência clástica-ferrífera associada a rochas básicas, metamorfoscadas, fácies metamórfica de xisto verde a anfibolito, cujas principais estruturas dobradas são: Sinclínório da Serra dos Carajás, Sinclinal de São Félix, Sinclinal da Tocandera, Anticlinal do Alto Bacajá, Sinclinal do Cinzento, Sinclinal do Inajá e Sinclinal de Cocraimoro. Essa faixa orogênica, com *trend* regional NNW a WNW, foi afetada por falhamentos de duas direções principais NE-SW e NW-SE e secundariamente N-S. Dentre estas, citamos falha Carajás, falha Carapanã e falha da Seringa. Parece-nos que as direções NW-SE são mais novas e foram responsáveis pela formação de dobras superimpostas; os dobramentos da Serra da Estrela e da Serra do Rabo constituem belos exemplos. Essas direções de falhamentos são posteriores à formação do sinclínório e à da intrusão do Granito Serra dos Carajás. Como exemplo representativo da direção NE-SW, citamos a falha Floresta e falha São José; a primeira é responsável pelo truncamento de estruturas dobradas na Serra de São Félix, enquanto a segunda secciona a faixa de metassedimentos que verge para sudoeste, nas proximidades da Serra São José.

Faixa Orogênica Aripuanã — Teles Pires Sequência de psamitos e pelitos metamorfizada, na fácies xisto verde. Esses epimetamorfitos se estendem do vale do Rio Aripuanã ao vale do Rio Teles Pires. O estilo de dobramento é idiomórfico (no sentido de Badgley, 1965), que pode ser observado desde o Rio Acari, afluente do Aripuanã, a leste, até além do Rio Teles Pires. As principais estruturas são: Sinclinal do Barati, cujo eixo tem rumo N 15° E; as braquianticlinais e braquissincliniais das serras do Apiacás e Jacarentinga, cujos eixos estão orientados segundo a direção N 10°-50°; e o Sinclínório de São Tomé, que tem o eixo segundo a direção N 75° W. Essas estruturas são truncadas pela falha São João da Barra, com direção N 45° W, bem como por outras falhas de menor amplitude, com rumo N 15°-20° E.

Lineamento Iri — Martírios A norte da Serra dos Carajás, a partir da Serra dos Martírios, uma série de feições lineagênicas, com rumo geral NW-SE, atravessa a Serra do Sereno, ultrapassa o flanco setentrional da Serra de Buritirama, trunca a Serra Misteriosa e cruza

os rios Bacajá, Xingu e Iriri, até ser encoberta pelos sedimentos silurianos da Sinéclise do Amazonas. A extensão realçada de tais feições lineagênicas é aproximadamente 650 km.

Lineamento Tapajós Essa feição lineagênica, de direção NE-SW, é a expressão maior de um padrão de fraturamento, que juntamente com o Lineamento Abacaxis, constitui as geossuturas associadas ao vulcanismo intermediário e ácido e às intrusivas subvulcânicas, cratogênicas, do Grupo Uatumã. A extensão dessa feição lineagênica é superior a 500 km, afetando a Sinéclise do Amazonas; estende-se pelo Cráton Guianês, vindo a compor talvez uma estrutura única com o Lineamento Oiapoque, no Território Federal do Amapá. O Lineamento Tapajós mostra ter sido reativado até o Quaternário Inferior.

Lineamento Abacaxis Essa feição lineagênica, de direção NW-SE, é outra forma estrutural, que juntamente com o Lineamento Tapajós, constitui um par lineagênico regional entrecruzado ao qual deve estar ligado a maior intensidade da atividade vulcânica do Grupo Uatumã. A extensão dessa faixa de fraturamento Abacaxis é superior a 250 km. A noroeste, afeta certamente os sedimentos da Sinéclise do Amazonas, pois a Petrobrás já detectara anteriormente, por sondagens, nas proximidades do Rio Abacaxis, onde esse curso d'água inflete bruscamente de nordeste para sudoeste, falhamentos que correspondem a esse lineamento, com reflexo até nos sedimentos terciários. Outro fato digno de nota é a maior concentração de estruturas circulares — granitos intrusivos, cratogênicos, Parauari e Maloquinha — nas proximidades da interseção dos dois lineamentos.

Falha do Rio São João da Barra Feição de tectônica ruptural, topônimo do curso d'água, sem contudo controlá-lo tectonicamente. A falha tem direção NW-SE e possui aproximadamente 300 km de extensão, tem rejeito destal, afeta a associação petrotectônica do Complexo Xingu, as vulcânicas ácidas do Teles Pires (Grupo Uatumã) e os epimetamorfitos do Grupo Beneficente e inclusive corta diametralmente o Domo do Sucunduri. Ao longo desse falhamento, observam-se descontinuidades e truncamentos em estruturas de outros tipos.

Falha do Canamã Essa feição de tectônica quebrável, com direção NW-SE e extensão de mais de 100 km, com rejeito destal, afeta o maciço nordmarkítico do Canamã. Essa falha é isodirecional à falha do Rio São João da Barra. Determinação radiométrica realizada em rochas de linha de falha forneceu idades de $\pm 1\ 100$ m.a.

Domo do Sucunduri Essa estrutura possui forma circular com diâmetro de cerca de 60 km, sendo constituído por uma variedade de rochas ácidas do Grupo Uatumã, riolitos, rioladitos e outras rochas. A noroeste, onde a erosão arrasou os vulcanitos, assoma a associação petrotectônica do Complexo Xingu. Os epimetamorfitos do Grupo Beneficente que circundam a estrutura dômica aparecem com mergulhos fortes. O Domo do Sucunduri está cortado pelo sistema de falhas NW-SE e NE-SW, sendo afetado diametralmente no sentido NW-SE, pela grande falha do Rio São João da Barra. Encimando essa estrutura ocorrem remanescentes da Formação Prosperança.

Sinclinal da Serra do Machado Essa estrutura implantada nos epimetamorfitos do Grupo Beneficente se reflete nos clásticos sedimentares da Formação Prosperança sobrejacente, modificando os mergulhos. O eixo de dobramento tem rumo geral NW-SE.

Sinclinal da Serra Pacaás Novos Essa estrutura elaborada nos epimetamorfitos do Grupo Beneficente se reflete nos clásticos sedimentares da Formação Prosperança sobrejacente, modificando os mergulhos. O eixo de dobramento tem rumo geral N 45° W.

Falhas da Serra da Providência Esse sistema de feições rupturais se expressa ao longo do alto curso do Rio Jiparaná ou Rio Machado, na Serra da Providência. Os rumos dos falhamentos são NW-SE (transcorrentes) e NE-SW. Os primeiros cortam diametralmente o alto curso do Rio Machado em terrenos constituídos pelos epimetamorfitos do Grupo Beneficente, enquanto que os segundos afetam os metamorfitos do Grupo, assim como as rochas do Grupo Uatumã e o Complexo Xingu.

Falhas do Rio Jamari Esse sistema de feições de tectônica quebrável se resalta a sul de Ariquemes, entre a Serra Pacaás Novos e Rondônia, mais precisamente em ambas as margens do Rio Jamari e Rodovia BR-364. O adensamento de falhas, nessa região, tem um padrão ortogonal com rumos NW-SE e NE-SW, afetando a associação petrotectônica do Complexo Xingu e os granitos subvulcânicos do Grupo Uatumã.

Falhas da área Marcisa — São Lourenço Esse sistema de feições de tectônica ruptural se expressa em realce a noroeste de Marcisa — São Lourenço, onde um conjunto de falhas de rumo NE-SW quase intercepta a falha com rumo NW-SE, com mais de 120 km de extensão. Esse sistema de falhas afeta os clásticos sedimentares da Formação Prosperança, os epimetamorfitos do Grupo Beneficente e a associação petrotectônica do Complexo Xingu.

Inúmeras outras feições tectônicas ocorrem no Cráton do Guaporé, mas não serão motivo de análise nesta oportunidade, em razão de o Projeto RADAM estar adstrito na Amazônia ao paralelo 11° S.

CONCLUSÕES A evolução geotectônica do Cráton do Guaporé demonstra que o mesmo é produto de sucessão geossinclinal desde o Pré-Cambriano Inferior ao Médio, com mobilização da associação petrotectônica do Complexo Xingu.

O fenômeno tectonomagmático com o qual se encerrou o Pré-Cambriano Médio foi a elaboração e a evolução do Geossinclíneo Guiano-Eburneano, evidenciado pelas estruturas do Ciclo Transamazônico, representado pelos epimetamorfitos e mesometamorfitos dos grupos Beneficente e Grão-Pará.

Cessados os movimentos diastróficos, o megabloco do Guaporé evoluiu para o estágio do *quasicraton* ou do vulcanismo subsequente, com o desencadeamento de uma das maiores manifestações de vulcanismo de ácido a intermediário do globo, representados pela associação vulcânica-plutônica do Grupo Uatumã, com três climas da atividade vulcânica e com complexos subvulcânicos anorogênicos associados, que se distribuem espacialmente e temporalmente de nordeste, Murcizal (Pará), para sudoeste, Abunã (Bolívia-Rondônia), nos seguintes intervalos de tempo: $\pm 1\,730$ m.a. (paroxismo Iriri), com intrusivas subvulcânicas associadas — granitos da Serra da Seringa, São Francisco, Cupari e demais intrusivas comagmáticas; $\pm 1\,580$ m.a. (paroxismo Teles Pires), com intrusivas cratogênicas associadas — granitos Velho Guilherme, Maloquinha e Teles Pires e outros consangüíneos; e $\pm 1\,000$ m.a. (paroxismo Madeira), com complexos vulcanoplutônicos rondonianos, intrusivos (980 ± 20 m.a.). Esse estágio parece devido a uma tectônica global comparável talvez a que originou a reativação tectonomagmática e mesocenozoica que atingiu a Plataforma Sulamericana.

O autor formula a hipótese de que a “epeiroforese” entre os crátons Guianês e Guaporé seja o mecanismo desencadeador dessas extrusões e intrusões. A hipótese da epeiroforese isogenética com granitos estaníferos é bem-documentada por Haranczyk (1973).

A relativa estabilidade que se seguiu ao epílogo vulcânico-plutônico, com mais de

750 m.a. de duração, deu ensejo ao desenvolvimento da seqüência de cobertura sedimentar de plataforma antecambriana — Formação Gorotire e Formação Prosperança, que recobrem amplas áreas do cráton — às quais se associa o magmatismo toleítico e não mais o riolítico.

O intenso evento tectonomagmático, que há cerca de 1 300-1 200 m.a. afetou a borda ocidental do Cráton do Guaporé, *grosso modo* orientado NW-SE, de Rondônia a Mato Grosso, poderá ser a representação de uma faixa orogênica ou simplesmente um evento de ativação de plataforma.

BIBLIOGRAFIA

- ALBUQUERQUE, O. R. de — 1922 — Reconhecimentos geológicos no valle do Amazonas (Campanhas de 1918 e 1919). Bol. Serv. Geol. Mineral., DNPM, Rio de Janeiro, (3), 84 pp.
- ALMARAZ, J. S. U. — 1967 — Determinações K-Ar na região do curso médio do Tocantins. Bol. Sob. bras. Geol., São Paulo, 16 (1): 121-126
- ALMEIDA, F. F. M. de. — 1967 — Origem e evolução da plataforma brasileira. Bol. Div. Geol. Mineral., DNPM, Rio de Janeiro, (241), 36 pp.
- , — 1969 — Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. Anais do XXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Salvador, 29-46
- ALMEIDA, F. F. M. de e NOGUEIRA FILHO, J. V. — 1959 — Reconhecimento geológico do rio Aripuanã. Bol. Div. Geol. Mineral., DNPM, Rio de Janeiro, (199), 43 pp.
- AMARAL, G. — 1969 — Nota prévia sobre o reconhecimento do Pré-Cambriano da região Amazônica. XXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Salvador, Resumo das conferências e das comunicações, Boletim Especial, 1, pp. 81-82
- , — 1971 — Considerações sobre a evolução tectônica da Amazônia no Pré-Cambriano. XXV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, São Paulo, Resumo das comunicações, Boletim Especial, 1, pp. 161-162
- BADGLEY, P. C. — 1965 — Structural and tectonic principles. New York, Harper and Row, Publishers, 521 pp.
- BARBOSA, O., ANDRADE RAMOS, J. R., GOMES, F. de A., HELMBOLD, R. — 1966 — Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Monogr. Div. Geol. Mineral., DNPM, Rio de Janeiro, (19), 95 pp.
- BASEI, M. A. S. — 1973 — Geocronologia das Folhas SB. 22/SC. 22. Belém, Projeto RADAM (Relatório Interno RADAM, 17-G)
- , — 1974a — Geocronologia da região Tapajós-Iriri. Belém, Projeto RADAM, (Relatório Interno RADAM, 16-G)
- , — 1974b — Geocronologia da região Dardanelos/Teles Pires. Belém, Projeto RADAM, 10 pp. (Relatório Interno), inédito
- BRASIL. SUDAM. Departamento de Recursos Naturais — 1972 — Pesquisa mineral do Iriri-Curuá; relatório preliminar. Belém, A.P.C., Divisão de Documentação
- CAPUTO, M. V.; RODRIGUES, R. e VASCONCELOS, D. N. N. — 1972 — Nomenclatura estratigráfica da bacia do Amazonas; histórico e atualização. XVI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Belém, Anais, 3, pp. 35-46
- CHOUBERT, B. — 1969 — Les Guyano-Éburneides de l'Amerique du Sud et de l'Afrique Occidentale. (Essais de Comparaison Géologique) B. BRGM, Sect. IV, Paris, 4: 39-68
- COMPANHIA VALE DO RIO DOCE E COMPANHIA MERIDIONAL DE MINERAÇÃO — 1972 — Distrito ferrífero da Serra dos Carajás. XXVI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Belém, Resumo das comunicações, Simpósios, Boletim, 2, pp. 78-80
- CORDANI, U. G., MELCHER, G. C. e ALMEIDA, F. F. M. de. — 1968 — Outline of the Precambrian geochronology of South America. Can. J. Earth Sc., 5: 629-632
- DICKINSON, W. R. — 1971 — Plate tectonics in geologic history. Science, 174 (4005): 107-113
- EVANS, J. W. — 1906 — The rocks of the cataracts of the river Madeira and the adjoining portions of the Beni and Mamoré. Quart. Journal Geol. Soc., London, 62: 88-124

- FERREIRA, E. O. — 1959 — Contribuição da litologia da série Uatumã. Bol. Div. Geol. Mineral., DNPM, Rio de Janeiro, (185), 31 pp.
- FERREIRA, E. O. — 1969 — Considerações sobre o mapa tectônico do Brasil e sobre a tectônica da plataforma brasileira. XXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Salvador, Resumo das conferências e comunicações, Boletim Especial, 1, pp. 73-75
- GOMES, C. B., AMARAL, G., KAWASHITA, K. e GIANCURSI, F. — 1971 — Geocronologia da área dos Carajás, Pará. XXV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, São Paulo, Resumo das comunicações, Boletim Especial, 1, pp. 162-163
- GOODWIN, A. M. and SHLANKA, R. — 1967 — Archean vulcano tectonic basins: form and pattern. Can. J. Earth Sci., Ottawa, 4: 777-795
- HARANCZYK, C. — 1973 — Epeirophoresis and origin of ore deposits. Acta Geologica Polonica, Warsaw, 23 (2): 293-323
- HARRINGTON, H. J. — 1962 — Paleogeographic development of South America. Bol. Am. Assoc. Geol., Tulsa, 46 (10): 1 773-1 814
- HIDROSERVICE, Engenharia de Projetos Ltda. — 1973 — Plano de desenvolvimento integrado da área da bacia do rio Tocantins. Belém, SUDAM, 3 vols. em 6 tomos, mapas (Relatório HE — 156 — Rio de Janeiro — 0872)
- HURLEY, P. M., MELCHER, G. C., PINSON, W. H., Jr., e FAIRBAIRN, H. W. — 1968 — Some orogenic episodes in South America by K-Ar and whole rock Rb-Sr dating. Can. J. Earth Sci., Ottawa, 5 (3): 633-638
- ISSLER, R. S., ANDRADE, A. R. F. de, MONTALVÃO, R. M. G. de, GUIMARÃES, G., SILVA, G. G. da, LIMA, M. I. C. de. — 1974 — Geologia. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAM. Folha SA. 22 Belém. Belém, 1974 (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
- JAMES, H. L. — 1954 — Sedimentary facies of iron formation. Econ. Geol., 49: 235-293
- JUNG, J. et ROQUES, M. — 1952 — Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. B. Serv. Carte Géol., France, 50 (235): 1-62
- KAZANSKII, V. I. — 1968 — The distribution of basements and the metallogeny of activated regions of the eastern part of the U.S.S.R. Geol. J., 6: 63-78
- KLOOSTERMAN, J. B. — 1968 — Uma província do tipo nigeriano no sul da Amazônia. Eng. Min. Metal., Rio de Janeiro, (278): 59-64; (280): 167-168
- . — 1974 — Fenocita e nigerita em filões de quartzo com cassiterita no Alto Candeias, Rondônia. Min. Metal., Rio de Janeiro, 38 (364): 18-19
- LEAL, J. W. L., SILVA, G. H., SALUM, O. A. L., SILVA, L. L. da, DREHER, A. M. e BASEI, M. A. S. — 1974 — Esboço geológico de parte da Folha SC. 20 Porto Velho. XXVIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Porto Alegre, Resumo das comunicações, Boletim, 237-242
- LIBERATORE, G., ALECRIM, J. D., MEDEIROS, J. B. de, MALOUF, R. F., PINHEIRO, S. da S., ACHÃO, S. M. e SANTOS, J. O. S. — 1972 — Projeto Aripuanã-Sucunduri; relatório final. Manaus, DNPM/CPRM, 8 vols.
- OLIVEIRA, A. I. de e LEONARDOS, O. H. — 1943 — Geologia do Brasil. 2 ed. ref. atual., Rio de Janeiro, Serviço de Informação Agrícola, 813 pp. (Série Didática, 2)
- PARÁ, Instituto de Desenvolvimento Econômico-Social — 1972 — Projeto Rio Fresco; contribuição à geologia do Pré-Cambriano da Amazônia. XXVI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Belém, Resumo das comunicações, Simpósios, Boletim, 2, pp. 73-75
- PRIEM, H. N. A., BOELRIJK, N. A. I. M., HEBEDA, E. H. e VERDURMEN, E. A. Th., VERSCHURE, R. H. and BON, E. H. — 1971 — Granitic complexes and associated tin mineralizations of Grenville age in Rondônia, western Brazil. Bol. Geol. Soc. Am., New York, 82: 1 095-1 102
- PRIEM, H. N. A., BOELRIJK, N. A. I. M., HEBEDA, E. H., VERSCHURE, R. H. and BON, E. H. — 1966 — Isotopic age of tin granites in Rondônia, NW — Brazil. Geol. Mijnbouw, Hague, 45: 191-192
- RAGUIN, E. — 1970 — Petrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique. Paris, Masson, 239 pp.

- SALOP, L. L. and SCHEINMANN, Y. M. — 1969 — Tectonic history and structures of platform and shields. *Tectonophysics*, 7 (5/6): 565-597
- SANTOS, D. B., FERNANDES, P. E. C. A., DREHER, A. M., CUNHA, F. M. B. da, BASEI, M. A. S. e TEIXEIRA, J. B. G. — 1974 — Geologia. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAM. Folha SB. 21 Tapajós, Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 7)
- SILVA, G. G. e ISSLER, R. S. — 1974 — Sienito Canamã — Uma possibilidade metalogenética na Amazônia. Belém, Projeto RADAM, 8 pp., mapa (Relatório Interno RADAM, 20-G)
- SILVA, G. G. da, LIMA, M. I. C. de, ANDRADE, A. R. F. de, ISSLER, R. S. e GUIMARÃES, G. — 1974 — Geologia. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAM. Folha SB. 22 Araguaia e parte da Folha SC. 22 Tocantins, Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 4)
- SILVA, G. H., LEAL, J. W. L., SALUM, O. A. L., DALL'AGNOL, R. e BASEI, M. A. S. — 1974 — Geologia de parte da Folha SC. 21 Juruea. Belém, Projeto RADAM, n. p. (Relatório Interno RADAM, 18-G)
- SOMMER, F. W. e COSTA, M. M. da — 1972 — Uma nova espécie de alga fóssil do Estado do Amazonas. *An. Acad. Bras. Ci.*, Rio de Janeiro, 44 (3/4): 435-440
- SUSZCZYNSKI, E. F. — 1969 — Certas considerações sobre a tectônica da plataforma amazônica. XXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Salvador, Resumo das conferências e comunicações, pp. 75-76
- . — 1972 — Origem vulcânica primária do minério de ferro da Serra dos Carajás, Pará. XXVI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Belém, Resumo das comunicações, Simpósios, Boletim, 2, pp. 80-81.
- TOLBERT, G. E., TREMAINE, J. W., MELCHER, G. C. and GOMES, C. B. — 1970 — Geology and iron ore deposits of Serra dos Carajás, Pará, Brasil. Belém, Cia. Meridional de Mineração
- USTIYEV, E. K. — 1969 — Relations between volcanism and plutonism at different stages of the tectonomagmatic cycle. *Geol. Journal Special Issue*, 2: Mechanism of Igneous Intrusions, 1-22
- VERSCHURE, R. H. and BON, E. H. — 1972 — Geology and geochronology of tin-bearing volcano-plutonic complexes in Rondônia (Western Brazil): Reflections on the genesis of this type of magmatism. Z.W.O. Laboratorium Voor Isotopem Geologie, Progress Report, Amsterdam, 177-198
- 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 Rondônia, western Brazil (Abstract). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 94, pp. 133-134
- WRIGHT, J. B. — 1969 — A simple alkalinity ratio and its application to the question of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.*, 106: 370-384