

2

GEOLOGIA

2.1 Contexto Geológico Regional

A Folha Itabira apresenta extensivo registro geológico desde o Arqueano até o recente. Registram-se unidades pertencentes às províncias geotectônicas São Francisco à borda ocidental da Província Mantiqueira (Almeida & Hasui, 1984).

Do Arqueano Superior e do Paleoproterozóico, estão registradas as rochas do Complexo Acaiaca, do Complexo Mantiqueira, do Complexo Gnáissico Migmatítico, do Complexo Santa Bárbara, da Sequência Gnáissica-Anfibolítica, do Complexo Guanhães, do Supergrupo Rio das Velhas e do Supergrupo Minas, sendo consideradas da Província Geotectônica Mantiqueira as duas primeiras unidades, e as demais da Província Geotectônica São Francisco. Do Cráton do São Francisco estão registradas as rochas do Granitóide Córrego Ponte Nova, da Suíte Borrachudos e, Supergrupo Espinhaço.

As unidades mais novas representam desagregações e sedimentações posteriores à estabilização do Escudo Brasileiro.

Importante na estruturação desta região é a faixa tectônica su-sudeste/nor-nordeste que corta diagonalmente a Folha Itabira. Tal faixa prolonga-se para SW, adentrando o Quadrilátero Ferrífero atra-

vés do sistema de cavalgamento Fundão-Cambotas e para nor-nordeste até, pelo menos, a região de Guanhães.

Suas feições mais marcantes são os cavalgamentos (rampas frontais e oblíquas) e os dobramentos quase coaxiais devidas à deformação progressiva e/ou diferença nas deformações da capa e da lapa do cavalgamento (direção dos cavalgamentos – N40°-50°E, e eixos de dobras assimétricas até invertidas – N20°-30°E).

A unidade Suíte Borrachudos, que pode ser chave da evolução crustal desta região, compõe-se de granitóides de características meta a peraluminosos e natureza alcalina, injetados na infra-estrutura das seqüências metavulcano-sedimentares, de idade provável tardi a pós-transamazônica.

O padrão das terras-raras desses granitos, que apresentam pronunciada anomalia negativa de Eu e pouca diferença das ETRP, sugere que são do tipo "A", pós-colisionais ou precursores do *rift* Espinhaço. Sylvester (1989) sugere que a origem de granitos similares tenha ocorrido a partir da fusão de magma basáltico mantélico com contribuição da crosta inferior TTG, explicando as altas temperaturas de fusão, o caráter relativamente anidro e os altos teores de F.

A extensa laminação desses granitos implica em um processo tectono-termal que os afetou após seu posicionamento, provavelmente no Ciclo Brasileiro.

Se tal hipótese cronológica mostrar-se verdadeira, há a implicação de que esses granitos estão relacionados ao processo de abertura do *rift* Espinhaço. Após a inversão da Faixa Araçuaí, a qual provocou a formação de extensas *nappes* e escamas de empurrão, imbricando rochas do embasamento e do Supergrupo Espinhaço e Bambuí, tais rochas posicionaram-se nas localidades atuais.

2.2 Estratigrafia

Os critérios usados para o estabelecimento da coluna (tabela 2.1) foram, a constatação de variação litológica e metamórfica. Comparação com as colunas dos mapas adjacentes.

As unidades litoestratigráficas que a compõem estão especificadas na tabela 2.1 onde observa-se um registro lítico desde o Arqueano até o Mesoproterozóico, recoberto, em alguns locais, por unidades cenozóicas pouco espessas.

2.2.1. Província Geotectônica Mantiqueira

2.2.1.1 Complexo Acaiaca – AAC

O Complexo Acaiaca constitui-se, principalmente, de rochas de alto grau metamórfico, onde se incluem charnockitos, enderbitos e gnaisses kinzigíticos, além de biotita-anfibólio gnaisses migmatíticos e granitóides injetados no conjunto. Evangelista (1984) e Evangelista e Müller (1986) relatam a presença de quartzitos associados.

Essas rochas constituem uma faixa orientada norte-sul, que vem, a sul, desde a Folha Rio Espera (SF.23-X-B-IV) e cruza a Folha Mariana (SF.23-X-B-I). Para norte, fica obliterada por rochas do Complexo Mantiqueira na região entre as vilas de São José do Dobra e Pimenta, no município de Barra Longa (Folha Mariana), reaparecendo na região de Padre Pinto, município de Rio Piracicaba, no limite entre as folhas Mariana e Itabira, onde Baltazar *et al.* (1993) as denominaram, informalmente, de Granulitos Padre Pinto.

Na Folha Itabira, essa unidade está intercalada nos gnaisses graníticos (granitóides Córrego Taio-ba) e gnaisses bandados do Complexo Mantiqueira, do qual o granitóide Taio-ba faz parte. Os contatos são tectônicos, por vezes interdigitados, com acentuada foliação milonítica de baixo ângulo em todas as litologias, que acentua-se mais nos contatos, desenvolvendo zonas de cisalhamento dúctil de baixo ângulo. As lineações minerais na superfície milonítica mostram-se usualmente segundo o mergulho, e em uma direção próxima de leste-oeste, com caimento para leste e transporte para oeste.

Essas rochas devem ter-se, originalmente, constituído na Crosta Inferior e, posteriormente, alçadas tectonicamente a zona limite entre esta e a Crosta Intermediária (descontinuidade de Conrad), onde participou dos eventos que originaram o Cinturão de Colisão Mantiqueira.

São rochas miloníticas, deformadas em regime de cisalhamento dúctil, mais ou menos recrystalizadas, com tonalidade esverdeada, de composição granítica até tonalítica, laminadas e bandadas. Petrograficamente, são piroxênio gnaisses quartzodioríticos, biotita-(hornblenda) gnaisses, biotita-hornblenda-granada-(sillimanita)-(cianita)-(grafita) gnaisses, sillimanita-granada quartzitos e metabasitos.

As litologias foram metamorfizadas em fácies granulito e anfibolito alto, apresentando, neste caso, feições retrometamórficas. Também apresentam efeitos de retrometamorfismo à facies xisto-verde. Os protólitos, segundo Evangelista (1984), são, plutônicas, calcioalcalinas e pré-colisionais.

2.2.1.2 Complexo Mantiqueira – AM

Barbosa (1954) foi o primeiro autor a utilizar o termo "Série" Mantiqueira para designar os gnaisses ocorrentes ao sul e a leste da serra do Espinhaço, e que estariam sobrepostos discordantemente por sequência de gnaisses e xistos de sua "Série" Barbacena. Trouw *et al.* (1986) denominam essa sequência litica de "Grupo". A CPRM (1990), em trabalhos executados nessa região, denominou, esse agrupamento complexamente interrelacionado de rochas, de Complexo Mantiqueira, por ser a denominação formal constante do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica que melhor o descreve.

Tabela 2.1 – Unidades Estratigráficas.

Provincia Geotectônica e/ou Estrutural	EON Período		Nomenclatura Litoestratigráfica	Simbologia	Geocronologia	Descrição dos litótipos	Evento Tectono-Estrutural	Litoclastia
S A O F R A N C I S C O	CENOZÓICO	Quaternário	Aluviões e Terraços	Qa	<1 Ma	Sedimentos inconsolidados, arenosos, areno-argilosos, argilosos, com níveis de cascalho, no leito ativo dos rios ou em terraços.		Fluvial
		TERCIÁRIO QUATERNÁRIO	Cangas e Lateritas	TQc	<1 Ma	Cangas em platôs, colúviões de rolados de canga e hematita, lateritos.		Fluvio-coluvial
		PALEOGENO NEO PROTEROZÓICO	Metabasitos			Metadiabásios e metagabros (PM/Nmg).		Intrusões hipocabissais continentais
	PROTEROZÓICO	PALEO/MESO/PROTEROZÓICO - PM	Formação Galho do Miguel	PMegm	<1,2 Ga	Quartzitos brancos, puros, bem selecionados com intercalações de quartzitos muito finos e raras intercalações de filitos. Estratificações cruzadas de grande porte.	Dn + 3 Dn + 4 Dn + 5	Ambiente edáfico, interfacie, marinho raso, possivelmente transgressivo com alongadas dunas
				PMecs		Quartzitos carbonáticos, diazenitos, fosfáticos; sericita quartzitos; sericita-quartzos xistos.	Dn + 3 Dn + 4 Dn + 5	Transgressivo; planície de maré.
			Formação Sopa Brumadinho	PMesb		Quartzitos finos e grossos, esbranquiçados, imaturos (predominantes); quartzitos maturados subordinados; filitos e metassilitos, conglomerados e metaconglomerados lenticulares polimíticos, com seixos de itabirito, quartzito de veio, quartzito e filito, na base.	Dn + 3 Dn + 4 Dn + 5	Ambiente fluvial, interdigitado, com planície costeira, e fácies marinho raso, passando a marinho raso transgressivo, associado a magmatismo básico.
			Formação Cambotas	PMec		Quartzitos brancos a cinza, finos a médios, com estratos cruzados tabulares, de médio a grande porte e marcas de onda, quartzitos sericiticos/muscovíticos, quartzos xistos; filitos e quartzitos ferruginosos hematíticos, metaconglomerados mono e polimíticos básicos.	Dn + 3 Dn + 4 Dn + 5	Ambiente nerítico a intermaré com contribuição fluvial (barras, estuário)
			Suite Barrachudos	PM Yb/Yb1	1,78 Ga (U/Pb)	Metagranitos e metassienogranitos de filiação alcalina, tardi a pós-colisionais (sin-rift?). PM/Yb = Augen gnaisses graníticos grosseiros. PM/Yb1 = Biotita granitos finos orientados e pegmatitos associados.	Dn + 3 Dn + 4 Dn + 5	Plutônico
	PALEOPROTEROZÓICO - P	SUPERGRUPO MINAS - m	Formação Cercadinho	Pmpc	>2,18 Ga (U/Pb) Formação Sabará	Quartzitos, quartzitos ferruginosos, quartzitos conglomeráticos (grit) intercalados com filito cinza grafítico (rimitos), filito prateado a cinza, apresentam estratificações cruzadas acanaladas e tabulares, onde melhor preservados do tectonismo; filitos sericiticos.	Dn + 1 Dn + 2	Ambiente deltaico (?) regressivo (?)
			Grupo Piracicaba Indiviso	Pmpi		Quartzitos, quartzitos conglomeráticos subordinados; quartzito-muscovita xistos; filitos, filitos grafíticos; quartzitos ferruginosos.	Dn + 1 Dn + 2	Ambiente deltaico (?) regressivo (?)
			Formação Cauê	Pmic	>2,42 Ga >2,13 Ga	Itabiritos, itabiritos dolomíticos, itabiritos anfibolíticos, camadas delgadas de filitos e xistos, corpos de hematita.	Dn + 1 Dn + 2	Ambiente de mar raso a nerítico, com formação de recifes no topo e provável contribuição vulcano-química
			Grupo Itabira Indiviso	Pmji	2,42 Ga (Pb/Pb) (Formação Gandarela)	Itabiritos, itabiritos dolomíticos, itabiritos anfibolíticos, dolomitos, filitos dolomíticos e ferríferos, filitos, xistos e corpos de hematita.		

Tabela 2.1 (continuação)

SÃO FRANCISCO	PALEOPROTEROZOICO		SUPERGRUPO MINAS - m	Grupo Caraça Indiviso	Pmci	>2,42 Ga	Quartzitos, quartzo-sericita xistos, lentes de filito, conglomerado polimítico com pirita e urânio, filito, filito grafitoso e sericítico cinza prateado, filitos dolomíticos; <i>metachert</i> , granada filito.	Dn+1 Dn+2	Planície aluvial com cursos d'água anastomosados. Planície costeira. Planície de maré.
				Granitóide Córrego Ponte Nova	Pypn		Granitóide a biotita, cor cinza, foliado, bastante homogêneo.		Granito tipo "S" originado por fusão crustal de metasedimentos.
	NEOARQUEANO	RIO DAS VELHAS - r	SUPERGRUPO	GRUPO NOVA LIMA - nI			Arncs-Metapelitos bandados com intercalações de metapsamitos, delgados níveis de xistos carbonosos. A litologia metamórfica compõe-se de mica-quartzos xistos (metassilíticos); (quartzos), (sericita)-clorita xistos (metassilíticos arenosos), quartzo-clorita-sericita xistos (metagilitos) sericita-quartzos xistos e micaxistos quartzosos (metaquartzos-grauvacos) e clorita-sericita-plagioclásio-quartzos xistos (metagrauvas feldspáticas). Arnm-metapsamitos com intercalações de metapelite com estratificação gradacional (metaturbiditos arenosos) e finos níveis de xistos carbonosos. As rochas metamórficas são (plagioclásio)-(clorita)-sericita/muscovita-quartzos xistos (metarenitos) e quartzos (clorita)-sericita/muscovita xistos (metapelitos).	Dn 1/ Dn	Arncs Turbiditos distais Arnm Turbiditos proximais
					Unidade Córrego do Sítio	Arncs			
					Unidade Mindá	Arnm			
					Unidade Santa Quitéria	Armsq		Dn-1/ Dn	Sedimentação clástica fina e química-exalativa em assoalho oceânico
					Unidade Ouro Fino	Armoif	2.776 ± 23/-10 Ma (U/Pb) (Unidade Mestre Caetano)	Dn-1/ Dn	Domínio vulcânico máfico com contribuição ácida subordinada.
					Unidade Nova Lima Indiviso	Arnm/An. II		Dn-1/ Dn	Domínio vulcano-sedimentar máfico a ácido
					Grupo Quebra Osso	Arqo		Dn-1/ Dn	Domínio vulcano-plutônico ultramáfico.
							Xistos e filitos paraderivados e vulcânicos; clorita xistos, feldspato-biotita-clorita xistos, anfibólio-clorita xisto, biotita xisto, anfibólio xisto e anfibolitos (an), quartzo ferruginoso, formação ferífera (f), <i>metachert</i> , metatrabásicas.		
							Carbonato-clorita-talco xisto, tremolita-actinolita-talco xisto, (quartzos)-carbonato-clorita xisto, clorita xisto e serpentinitos (metatrabásicas), delgados níveis de formação ferífera bandada, <i>metacherts</i> lucitizados, podem estar mais ou menos málfonizados. As rochas metatrabásicas são verde-escuro e cinza-esverdeado, quando frescas e amarelo-avermelhadas e amarelo-ocre quando intemperizadas. O quartzo ocorre localmente em níveis ou agregados bem como cristais de pirita, magnetita, magnesita e talco (pós-tectônicos).		

Tabela 2.1 (continuação)

SÃO FRANCISCO	MESO A NEOARQUEANO	SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS-L					
MANTIQUEIRA			Complexo Guarnhães	A(?)g	Metagrauvacas (A(?)gmg); anfibolitos (A(?)ganf); Quartzitos (A(?)gq), quartzitos ferruginos, formação ferrífera a hematita e magnetita (A(?)gfl), quartzito-muscovita clástica xistos (A(?)gcl), anfibolitos xistos metapelíticos, gnaisses bandados xistos máficos e ultramáficos metagrauvacas (A(?)gmvs).	Dn-1/ Dn	Seqüência metavulcano sedimentar.
			Seqüência Gnáissica-Anfibolítica	A(?)ga	Alternância de faixas de gnaisses graníticos, anfibolitos e quartzitos (A(?)gqgz)	Dn-1/ Dn	Seqüência plutônica-vulcânica (?)
			Complexo Santa Bárbara	Asb	Gnaisses tonalíticos-tronchjemíticos-granodioríticos-graníticos, granitóides metassomáticos, migmatitos.	DSFn-2/ Dn	Batólito TTG, pré-colisional, gerado por diferenciação mantélica, posicionado na crosta e retrabalhado em regime colisional
			Complexo Granito-Gnáissico-Migmatítico	Agm	Gnaisses tonalíticos, granodioríticos e graníticos diversos; migmatitos.	DSFn-2/ Dn	
			Complexo Mantiqueira	Am	Biotita (hornblenda) gnaiss bandado de composição granítica, granodiorítica e tonalítica com intercalações de anfibolitos, granitóides e migmatitos. Áreas com predominância de gnaisses diversos e anfibolitos (Amga) e do granitóide Córrego Taioba (Amct).	DMn-1	
			Complexo Acaiaca	Aac	Biotita-hornblenda gnaiss, enderbito gnaiss, hiperstênio gnaiss quartzodioríticos e granodioríticos, metabasitos, quartzitos	DMn-2	

O Complexo Mantiqueira ocupa a porção sudeste da Folha Itabira, a leste das cidades de Rio Piracicaba, João Monlevade e Nova Era.

Na região mapeada não são verificáveis seus contatos de leste, pois os mesmos ocorrem na Folha Ponte Nova (SF.23-X-B-II) e dão-se com os granulitos do Complexo Juiz de Fora. A oeste, as rochas do Complexo Mantiqueira (Unidade Gnáissica-Anfibolítica-Amga) estão em contato tectônico com rochas dos supergrupos Rio das Velhas e Minas, e da "Seqüência" Gnáissica-Anfibolítica (A(?)ga). Estes contatos se dão em larga faixa onde se interdigitam, tectonicamente, correspondentes miloníticos das várias litologias. A largura da exposição dessa faixa deve-se, entre outras causas, ao baixo ângulo da zona de cisalhamento dúctil que o bordeja.

Envolve, como a uma escama de empurrão, em seu interior, as rochas do Granulito Padre Pinto do Complexo Acaiaca.

Foram individualizadas duas possíveis unidades mapeáveis: Unidade Gnáissica-Anfibolítica

(Amga) e Granitóide Córrego Taioba (Amct). Está em aberto a possibilidade de correlação entre a "Seqüência" Gnáissica-Anfibolítica (A(?)ga) e a Unidade Gnáissica-Anfibolítica do Complexo Mantiqueira (Amga).

As rochas que predominam nesse complexo são gnaisses bandados bimodais, conformados por uma alternância de níveis, com espessuras decimétricas a métricas, de gnaisses graníticos e granodioríticos, leuco a mesocráticos, e de gnaisses tonalíticos e anfibolitos meso e melanocráticos. Os contatos entre esses níveis são nítidos em mesoescala e interdigitados em microescala. As bandas graníticas, quando mais espessas, mostram uma laminação milimétrica com concentração dos máficos (principalmente biotita) nos interníveis. Estes interníveis, devido à sua fissilidade, são o *loci* dos resíduos pegmatíticos. As evidências de transposição, mesmo onde não existem dobras intrafoliares, são caracterizadas por *boudinage* de foliação e adelgaçamento (*boudinage*) de leitos isolíticos.

A milonitização é pervasiva e mais evidente quando existem mudanças litológicas.

São comuns corpos de metagabros e metabasaltos em forma de soleiras e diques nesta sequência. Apresentam granulação grosseira e contatos nítidos com as encaixantes. A foliação é bem desenvolvida. Pode tratar-se de evento não coevo com o posicionamento original das rochas do Complexo Mantiqueira.

2.2.2 Província Geotectônica São Francisco

2.2.2.1 Complexo Granito-Gnáissico-Migmatítico – Agm

Na região compreendida entre São Gonçalo do Rio Abaixo, Bom Jesus do Amparo, Ipoema e o noroeste de Itabira e a Serra do Espinhaço ocorrem extensas áreas constituídas por rochas tonalíticas, trondhjemiticas, granodioríticas e graníticas gnáissificadas e migmatizadas, preservando, em locais específicos, características ígneas, que compõem o substrato da Faixa Araçuaí.

Os estudos petrogenéticos nesta unidade são incipientes. Sua coalescência com os complexos Belo Horizonte e Caeté, a sudoeste, apesar da descontinuidade crustal brasileira que deve haver entre a Faixa Araçuaí e o núcleo arqueano do centro-oeste de Minas Gerais, permite algumas ilações.

Este núcleo arqueano (parte do Cráton Brasileiro do São Francisco) suporta, enquanto infra-estrutura, as unidades plataformais da Faixa Araçuaí (grupos Macaúbas e Bambuí), enquanto o Complexo Granítico-Gnáissico-Migmatítico suporta as unidades dobradas e transpostas da mesma faixa (Supergrupo Espinhaço). Aparentemente, são níveis estruturais diferentes, justapostos tectonicamente, de uma mesma unidade crustal: a de leste mais deformada, cavalgando, juntamente com a sequência litica supracrustal meso a neoproterozóica, as mais preservadas e tectonicamente estáveis de oeste, durante a inversão e os cavalgamentos do Ciclo Brasileiro.

As rochas mais antigas desta crosta continental são gnáisses cinzentos, bandados, de composição tonalítica a trondhjemitica, com composição granodiorítica a granítica subordinada. Como corpos intrusivos nestes gnáisses ocorrem variados tipos de

granitóides e máficas, além de zonas de intensa migmatização, provenientes de diferentes etapas de acreção mantélica ou retrabalhamento crustal.

Se essas rochas forem comparáveis àquelas do Complexo Belo Horizonte, é possível que sua idade seja mais antiga que 2,86 Ga (Machado & Carneiro, 1992; Machado & Noce, 1993; Noce, 1995).

2.2.2.2 Complexo Santa Bárbara – Asb

A denominação remonta a Simmons (1968), que incluiu as rochas granito-gnáissicas da região de Santa Bárbara nos "gnáisses Santa Bárbara".

Em seu trabalho de tese, Sichel (1983b) denominou de Complexo Gnáissico-Migmatítico o conjunto de gnáisses, migmatitos, rochas graníticas e anfibolitos das imediações de Santa Bárbara, em contato tectônico de alto ângulo em uma zona de cisalhamento dúctil, com os komatilitos do Grupo Quebra Osso. Baltazar *et al.* (1993) denominaram essas rochas de Complexo Santa Bárbara.

Essas rochas, para sul, adentram a Folha Mariana (SF.23-X-B-I) até Monsenhor Horta, Fonseca, Santa Rita Durão e Catas Altas. Desenvolvem-se especialmente em duas estruturas dômicas ovaladas, com maior eixo segundo a direção norte-sul, uma a oeste, na região de Santa Bárbara, outra a leste, na região de Florália. Nesta região, os contatos com as rochas do Supergrupo Rio das Velhas são tectônicos através de falhas de empurrão de baixo ângulo.

Nas proximidades de Florália estão envelopadas, provavelmente, em cunha tectônica, sobre as rochas do Supergrupo Rio das Velhas.

Várias das estruturas migmatíticas descritas por Sichel (1983a e b), após as verificações de campo, são intercalações, de dimensões variadas, de tonalitos (predominantes), trondhjemitos, granodioritos e granitos, devida as intrusões pré- a sin-deformacionais, tectônica e as intrusivamente posicionadas.

São gnáisses tonalíticos e trondhjemiticos claros, freqüentemente injetados por rochas graníticas, tectônica e composicionalmente bandadas, e rochas graníticas foliadas, com possível metassomatismo local. Foram, ainda, descritos migmatitos com estruturas agmáticas e estromáticas, bem como restitos em forma de blocos e níveis resistentes de rochas básicas e ultrabásicas.

Segundo Sichel (1983 a e b), na região de Santa Bárbara, as rochas tiveram composição original tonalítica e foram, posteriormente, injetadas por rochas de composição granítica. Os gnaisses e migmatitos, estes com paleossoma tonalítico, são constituídos por plagioclásio incipiente ou totalmente saussuritizado, duas gerações de K-feldspato, quartzo poligonizado, titanita/rutilo, apatita e zircão. Os granitos apresentam microclina primária em maiores quantidades que os gnaisses e migmatitos (paleossoma), porém apresentando efeitos retrometamórficos similares (fácies xisto verde).

Baltazar *et al.* (1994) indicaram caráter sin-colisional para o processo de feldspatização potássica, que acompanhou o evento retrometamórfico registrado em todas as rochas do complexo. Como, em regime sin-colisional, geram-se os granitos de anatexia, é provável que nesta ocasião tenham-se formado os migmatitos. No entanto, os elementos de terras-raras analisados (Baltazar *et al.*, 1993) indicam derivações mantélicas para os TTG desta unidade.

"As rochas ácidas leucocráticas desse complexo, considerando os diversos padrões analisados, poderiam ser interpretadas como granitóides diferenciados de um magma ultrabásico mantélico, com uma fase final monzogranítica coexistindo com uma fase tonalítica, se intercalando em pulsações periódicas. Este conjunto foi afetado, posteriormente, de maneira não generalizada, por processos metassomáticos de enriquecimento potássico".

Analisando os diagramas das figuras II.2.16 e II.2.18 de Baltazar *et al.* (1994) bem como as suas observações no texto, principalmente sua conclusão acima, transcrita parcialmente, seria lícito sugerir que as rochas tonalíticas-trondhjemitica-granodiorítica-graníticas formaram-se em época anterior ao processo colisional por diferenciação de magma toleítico, em pulsos periódicos diferentes ou posicionamentos em diferentes níveis crustais. Durante o encurtamento crustal, houve o envolvimento desse batólito, formado por rochas infracrustais e fatias de resíduo básico-ultrabásico, em zona de colisão provocando a interdigitação tectônica dos litótipos de fusão parcial da crosta (=batólito+encaixantes), a intrusão das rochas mais antigas por produtos desta fusão e concomitantemente, com elas intercalando-se (*lit-par-lit*) e levando

fluidos ricos em potássio, responsáveis pelos efeitos do retrometamorfismo e pelo posicionamento, segundo o diagrama de Batchelor & Bowden (1985), das rochas do Complexo Santa Bárbara no campo dos granitóides sin-colisionais, preferencialmente.

Silva (1984) apresenta duas idades Rb/Sr em gnaisses bandados desse complexo: $2.223 \pm 143\text{Ma}$ e $2.397 \pm 20\text{Ma}$. No domo de Caeté, Machado *et al.* (1991) indicam uma idade de $2.776 \pm 7/-6\text{Ma}$ para rochas semelhantes àquelas do Complexo Santa Bárbara. Os gnaisses do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga, a sudeste de Mariana, foram datados (Rb/Sr) em $2.867 \pm 128\text{Ma}$. Como sugestão, apresenta-se um quadro evolutivo com idade de formação das rochas do Complexo Santa Bárbara em, aproximadamente, $2,78\text{Ga}$ e idade da colisão, com geração dos produtos metassomáticos potássicos, em torno de $2,2\text{Ga}$.

Com base nestas observações sugere-se que, do mesmo modo que o Complexo Caeté, o Complexo Santa Bárbara não constitui o embasamento do Supergrupo Rio das Velhas. Suas rochas teriam sido geradas, o mais tarde, na fase inicial de geração dos edifícios vulcânicos daquela sequência plutono-vulcano-sedimentar.

2.2.2.3 Sequência Gnaíssica-Anfibolítica - A(?)ga

Esta unidade não formalizada, mas individualizada neste trabalho, ocorre em duas faixas que bordejam, a sudeste e noroeste, o Corpo Peti da Suite Granítica Borrachudos e transiciona, tectonicamente, a noroeste e a sudoeste, para as unidades, de grau metamórfico xisto-verde, do Supergrupo Rio das Velhas.

É composta por uma alternância quase rítmica de faixas de gnaisses graníticos e de anfibolitos, de ordem de decâmetros a hectômetros de espessura. Muitos dos corpos de anfibolito são mapeáveis devido ao baixo ângulo da deformação que os afeta.

Os anfibolitos apresentam macroscopicamente textura nematoblástica e variam desde finos até grosseiros com cristais oclares de feldspato de até 5mm. Os granitóides têm composição granítica e granodiorítica até tonalítica.

A faixa de sudeste é superposta pelos empurrões que afetam as rochas do Supergrupo Minas e

do Complexo Guanhães e superpõe tectonicamente as rochas do Corpo Peti da Suíte Borrachudos. A faixa de noroeste é superposta pelas rochas do Corpo Peti da Suíte Borrachudos e superpõe-se ao Complexo Granito-Gnáissico-Migmatítico da Província São Francisco.

É uma unidade que ainda necessita de estudos petrográficos e petrogenéticos, além de mais trabalho de cartografia geológica para ser melhor entendida.

2.2.2.4 Complexo Guanhães – A(?)g

Desde a região ao norte da Folha Itabira (SF.23-X-B-I), a nordeste da cidade de Itabira, ocorre uma faixa metavulcano-sedimentar de fácies xisto-verde alto-anfibolito que prolonga-se até o sul de Itabira, onde inflete para este-sudeste, bifurcando-se em duas faixas de afloramentos. A faixa setentrional vai desde a fazenda Belmont até as proximidades de Nova Era, passando pela margem esquerda do ribeirão São José, fazenda Lisboa, córrego Paiolsinho e fazenda Capoeirana do Meio, infletindo para nordeste, passando pela fazenda do Engenho, situada no limite leste da folha, onde adentra para a Folha Coronel Fabriciano (SE.23-Z-D-V). A faixa sul entremeia-se com escamas de rochas granitóides pertencentes à Suíte Borrachudos e toma a direção de João Monlevade, onde intercala-se com rochas da Sequência Gnáissica-Anfibolítica e parece continuar pela serra da Barraca, a oeste desta cidade, havendo possibilidade de continuar até os quartzitos da região oeste de Florália.

Para norte da Folha Itabira, este grupamento de rochas passa por Santa Maria de Itabira (Folha Conceição do Mato Dentro – SE.23-Z-D-I) e prolonga-se até a região de Guanhães (Folha Guanhães – SE.23-Z-B-V) onde foi definido (Grossi Sad *et al.*, 1990).

São quartzitos, quartzitos ferruginosos, formação ferrífera a hematita e magnetita, quartzo-muscovita xistos, anfibolitos e gnaisses bandados (metagrauvacas), xistos metapelíticos e xistos máficos, metagabros e metaultrabásicas.

A espessura das camadas individuais é pequena, em intercalações sucessivas que, de modo geral, não ultrapassam dez metros. Na porção norte predominam os gnaisses pelíticos, os quartzitos e os quartzo-muscovita xistos, enquanto no ramo

quase leste-oeste, entre Itabira, Nova Era e João Monlevade dominam os xistos metapelíticos e anfibolitos, sendo subordinados os xistos máficos, as metaultramáficas, os gnaisses metapelíticos e os quartzitos. No ramo sul de Monlevade dominam quartzitos e anfibolitos. Devida a esta íntima intercalação discriminaram-se conjuntos de rocha e não litótipos isolíticos.

No ramo norte, um perfil representativo entre o Picarrão e a estrada Itabira-Santa Maria de Itabira é formado, de leste para oeste de: gnaisses pelíticos e semipelíticos com anfibolitos intercalados, quartzo-muscovita xistos, quartzitos, formação ferrífera, quartzo-muscovita xistos com anfibolitos, anfibolito, gnaisses semipelíticos, todos do Complexo Guanhães. Esta sequência está conformando um anticlinório devido ao redobramento frontal dos cavalgamentos que, também, envolvem os granitóides da Suíte Borrachudos. Abstraindo-se o redobramento, o Complexo Guanhães está envelopado entre o Corpo Açucena, a leste, e o Corpo Borrachudos, a oeste, da Suíte Borrachudos, em escama de empurrão. O redobramento parece ter alçado a formação ferrífera bandada a magnetita da Unidade Média (Grossi Sad *et al.*, 1990 – Grupo Guanhães) no núcleo do anticlinório. Todo o restante da sequência compõe a Unidade Superior do Complexo Guanhães (Grossi Sad, *et al.*, 1990 – Grupo Guanhães).

O ramo leste-oeste entre Itabira e Nova Era, foi estudado por Souza (1988) e Souza *et al.* (1989). Ali foram separados domínios devida à fina intercalação entre as litologias, que não chegam, as camadas, a mais de 5m. São, predominantemente, xistos metapelíticos e anfibolitos, ocorrendo em menor escala xistos máficos, metaultramáficos, gnaisses metapelíticos e quartzitos.

Os xistos metapelíticos podem ser divididos em muscovita-quartzo xistos ± biotita e muscovita-biotita-quartzo xistos + granada ± estauroilita e muscovita-biotita-cordierita-plagioclásio-clorita xisto ± sillimanita. Os primeiros têm coloração clara, textura lepidoblástica contendo 55% de quartzo, 45% de muscovita biotita e espinélio verde (hercinita), além de traços de zircão e opacos. Os últimos têm coloração rósea, sendo textural e estruturalmente semelhantes aos anteriores, apresentando até 35% de biotita. Granada é constante e, ocasionalmente, ocorre estauroilita. Ocupam a maior parte da área, sendo superados somente pelos anfibolitos diver-

sos que ocorrem em intercalações sucessivas, com espessuras variáveis, entre 10 a 20m. São protomiloníticos, também têm espinélio verde, plagioclásio e zircão; a granada é sintectônica.

A última variedade de xistos ocorre em um único local na parte centro oriental, praticamente no contato com os granitóides não-lenticulares (Suite Borrachudos), ocorrendo em intercalações centimétricas a métricas junto a anfibolitos. Têm textura granolepidoblástica, média a grosseira, com 25% de quartzo, plagioclásio (oligoclásio) + cordierita - 30%, clorita - 20%, e biotita + muscovita que em conjunto formam agregados em flocos; como acessórios ocorrem zircão, rutilo e apatita.

As rochas gnáissicas metapelíticas, restringem-se a alguns afloramentos associados a anfibolitos na parte sudeste da folha. Têm foliação pouco desenvolvida, textura gnáissica sendo, petrograficamente, estauroлита-granada-biotita-cummingtonita gnaisses. Quartzo e a cummingtonita são os minerais mais abundantes; o último, apresenta-se incolor em prismas ou agregados radiais parcialmente alterados em clorita. A granada é rósea, sintectônica e a estauroлита é pré a sintectônica. Ocorrem ainda plagioclásio, clorita, rutilo, zircão, apatita e opacos.

Os xistos derivados de ultramáficas ocorrem em intercalações centimétricas a métricas nos dois primeiros tipos de xistos metapelíticos. Petrograficamente são cromita-biotita/flogopita xistos também chamados "biotititos". A textura é lepidoblástica; biotita/flogopita são essenciais (55% a 80%), opacos (17 a 40%), quartzo. O acessório importante aqui é o "berilo verde" em porfiroblastos grosseiros, prismáticos, distribuídos segundo a xistosidade. Nos opacos destaca-se a magnésio-cromita, como que pulverizado em toda a rocha.

Os anfibolitos podem ser classificados em três tipos e ocorrem na parte sudeste da faixa onde têm dezenas de metros de espessura sendo que, nas demais regiões, apresentam-se em níveis de potência inferior a um metro.

Os anfibolitos metaultramáficos são os menos abundantes dos três tipos; preferencialmente ocorrem na ponta oeste da sequência, nas proximidades das rochas graníticas adjacentes. Tem menos de 1m de espessura, cor esverdeada pálida, foliação incipiente, gradando e associando-se com os "biotititos" próximo à mina de esmeraldas. Petro-

graficamente são talco-clorita-tremolita/actinolita anfibolitos, onde a tremolita ocorre em duas gerações e tem como acessório a cromita.

Os anfibolitos de metatufos apresentam, texturalmente, alternância de níveis submilimétricos a milimétricos quartzo-feldspáticos com níveis de anfibólio orientado, enquanto aqueles derivados de metaígneas máficas são mais homogêneos. São as litologias mais abundantes das porções leste e sudeste dessa sequência, ocorrendo pacotes com dezenas de metros de espessura.

A foliação é materializada pela orientação do anfibólio, e a textura é granonematoblástica. Petrograficamente são quartzo ± biotita ± granada anfibolitos, biotita-quartzo ± granada anfibolitos e granada-quartzo anfibolitos. O anfibólio é hornblenda (20 a 70%), ocorrendo quartzo (15 a 55%), plagioclásio-andesina (traços a 19%), às vezes substituído por alofano, biotita até 16% (substitui a hornblenda), granada até 9% (sintectônica, alterada em clorita e epidoto), opacos até 4,5% (magnetita, ilmenita). Como acessórios ocorrem fluorita, titanita, zircão, apatita, clorita e epidoto.

Os quartzitos têm distribuição restrita e localizada na parte sul, ocorrendo em pacotes de dezenas de metros intercalados em xistos metapelíticos ou níveis centimétricos a métricos associados a xistos metapelíticos e anfibolitos derivados de metabásicas. São granolepidoblásticos contendo 85 a 95% de quartzo e 3 a 12% de muscovita, resultando petrograficamente em quartzitos muscovíticos ou muscovita quartzitos. Como acessórios ocorrem biotita, cianita, turmalina e zircão.

Os pegmatitos ocorrem principalmente próximo a contatos falhados com os granito gnaisses e granitos da Suite Borrachudos. O conjunto apresenta uma deformação D_1 relacionada a S_1 subparalela ao acamamento; sendo que S_1 paraleliza-se às estruturas gnáissicas. O resultado da deformação D_1 é evidenciado por "sombras de pressão" nos porfiroblastos de esmeralda e granadas rotacionadas. Uma segunda deformação crenula S_1 e forma dobras amplas de eixo aproximado $N20^\circ E$, com ligeiro mergulho para norte. Esta superposição de deformação, com flancos ora caindo para leste ora para oeste, induz a interpretar-se empurrões de oeste para leste, o que parece não existir.

É no contato com os granitóides da Suite Borrachudos corpos, Açucena e Bicas, que ocorrem os

jazimentos de esmeraldas desta região. São notórios aqueles das fazendas Belmont e Capoeirana.

Para sul de João Monlevade ocorrem, predominantemente, quartzitos, quartzo-mica xistos com intercalações finas de anfibolito.

Souza (1988) e Souza *et al.* (1989) sugerem que esta sequência poderia estar na base do Supergrupo Minas na região; no entanto a continuidade física para norte sugere que seja parte da Unidade Superior do Complexo Guanhães.

2.2.2.5 Supergrupo Rio das Velhas

Dorr *et al.* (1957) designaram de Série Rio das Velhas a um conjunto de rochas xistosas, metassedimentares e metavulcânicas do Quadrilátero Ferrífero, mais antigas que a Série Minas, denominação essa mantida por Dorr (1969). Ladeira (1976, *in*: Loczy & Ladeira, 1976), de acordo com o Código Norte-Americano de Nomenclatura Estratigráfica, apropriadamente denominou de Supergrupo Rio das Velhas a este conjunto litico, dividindo-o em grupos, o inferior, Grupo Nova Lima e, o superior, Grupo Maquiné (já proposto por Dorr, 1969). Maxwell (1972) descreveu e mapeou, pela primeira vez, rochas metaultramáficas na região nordeste do Quadrilátero Ferrífero definida como sendo uma sequência de *greenstones*. Schorscher (1982) ao estudar essa região redescreve o conjunto de rochas, reconhecendo-o como uma sequência tipo *greenschist belt* (Viljoen & Viljoen, 1969) para o Supergrupo Rio das Velhas, denominando a sequência *greenschist* de Maxwell (1982) de Grupo Quebra Osso, que englobaria as metamáficas e metaultramáficas de filiação komatiítica. Padilha *et al.* (1985) identificaram uma sequência de composição similar na região do Viriato, Córrego do Boiadeiro e Córrego Mostarda, centro do Quadrilátero Ferrífero, a qual denominaram Complexo Córrego do Boiadeiro que englobava rochas metagêneas de composição komatiítica (dunitos, peridotitos) e metavulcânicas basálticas de alto magnésio (basaltos komatiíticos), metabasaltos toleíticos, com metabrechas intraformacionais de composição basáltica. Neste trabalho, aquelas metagêneas foram consideradas como possíveis derrames ultramáficos maciços.

De 1993 a 1995 foram executados trabalhos de mapeamento de semidetalhe (1:25.000) e de aerogeofísica na região do Quadrilátero Ferrífero, pelo

DNPM-CPRM - Empresas Mineradoras, interessando apenas as rochas do Supergrupo Rio das Velhas. Neste trabalho foi executada a revisão estratigráfica, a cartografia geológica, definições do modelo estrutural e a avaliação metalogenética das rochas do Supergrupo Rio das Velhas. A geologia que se descreverá é esta.

Grupo Quebra Osso – Arço

Schorscher (1973) definiu o Grupo Quebra Osso com sua área-tipo localizada nos córregos Quebra Osso e Tanque Preto, região de Catas Altas, município de Santa Bárbara (Folha Mariana, SF.23-X-B-I), no sudeste da Folha Itabira. Neste local ele é composto, quase que exclusivamente, por rochas metaultramáficas komatiíticas (metaperidotitos komatiíticos), extrusivas subaquáticas, correspondentes a derrames maciços, derrames com estruturas em almofadas, derrames brechados com *spinel* e *quench structures*. Ocorrem ainda metavulcano-clásticas grosseiras e finas em níveis interderrames, bem como formações ferríferas bandadas, pobres em ferro, que gradam para *metacherts*. A espessura do grupo é da ordem de 800m.

Esta unidade, na Folha Itabira, ocorre, na porção su-sudoeste, em duas estreitas faixas: a primeira bordeja a parte oeste do Complexo Santa Bárbara, por cerca de 10km, adentrando então a Folha Mariana. A segunda ocorre na região de Florália.

Na primeira faixa, foram identificados três domínios, em termos de mineralogia metamórfica:

a) serpentinitico/talcítico; b) anfibólico; c) cloritico.

As rochas do primeiro domínio (a) são constituídas por serpentina, talco, carbonato, tremolita e minerais opacos. Ostentam granulação média a fina e uma textura pseudomórfica da olivina. A serpentina substitui cristais cumuláticos granulares, originalmente de olivina, cujos contornos são definidos por finos grãos de magnetita. O carbonato (magnesita) ocorre em porfiroblastos com inclusões de opacos, anfibólio e talco, que ocupam os interstícios dos pseudomorfos de olivina e, em pequena quantidade, no interior dos mesmos.

No segundo domínio (b), anfibólico, as rochas são constituídas por actinolita, clorita, plagioclásio, quartzo, titanita, opacos e apatita. A granulação varia de média a fina e a textura decussada (finamen-

te granoblástica). Muitos cristais de actinolita possuem núcleos de cor marrom e finos opacos alinhados nos planos de clivagem, sugerindo tratar-se de restos de mineral primário (piroxênio ou olivina). A titanita ocorre em pequenos cristais idioblásticos ou bordejando grãos de ilmenita.

As rochas do terceiro domínio (c), clorítico, são constituídas por clorita, quartzo, rutilo, óxido de ferro e traços de mica branca. A granulação é fina e a textura grano-lepidoblástica. No interior da massa clorítica ocorrem cristais de quartzo granoblásticos, tanto em agregados lenticulares como em grãos isolados.

Essas rochas, interpretadas como rochas metavulcânicas ultramáficas (domínios a e b) e metamáficas apresentam ainda intercalações de formações ferríferas bandadas, pobres em ferro, as quais gradam para *metacherts* fuchsiticos.

O contato desta faixa com o Complexo Santa Bárbara ocorre através de zona de cisalhamento vertical a subvertical com milonitos no lado do complexo e filonitização (milonito xistos) nos metakomatitos, não havendo manifestação de metamorfismo de contato. Com o Grupo Nova Lima o contato é gradativo numa faixa de 300m de largura, com interdigitação de litologias, que pode ser tectônica.

Na região de Florália as rochas deste grupo encontram-se muito metamorfozadas, tectonizadas e em elevado grau de meteorização. Os tipos litológicos são semelhantes, mas com predominância de unidades de formação ferrífera a magnetita. Um exemplar típico desse domínio tem composição estimada de 40% de magnetita, 30% de clorita, 30% de talco e traços de anfibólio. A textura é lepidoblástica e a granulação fina. A magnetita ocorre em cristais anédricos, imersos na massa de clorita e talco. Não apresenta orientação preferencial, enquanto que a matriz marca uma foliação. O talco cristaliza em sombras de pressão nas bordas da magnetita. A tremolita aparece geralmente segundo sua seção basal, porém observam-se também prismas com até 4cm de comprimento.

Grupo Nova Lima

Dorr *et al.* (1957) denominaram de Grupo Nova Lima a sequência de rochas filíticas e quartzosas com intercalações de formação ferríferas, quartzo-ankerita xistos, metamáficas e metaultramáficas

que ocorrem ao longo do curso superior do rio das Velhas, no centro do Quadrilátero Ferrífero, e nas regiões de Conceição do Rio Acima e Santa Bárbara, a leste. Nesse trabalho, não foi feita a divisão do Grupo em unidades menores; apenas foram cartografadas algumas litologias mais salientes ou de maior importância metalogenética.

Loczy e Ladeira (1976) dividiram o Grupo Nova Lima em três unidades: metavulcânica, metassedimentar química e metassedimentar clástica.

No que se refere à presente folha, este grupo ocorre nas regiões de Itabira, onde não foi efetuada subdivisão em unidades subordinadas, e de Santa Bárbara-Florália-São Gonçalo do Rio Abaixo, onde Lima (inédito) reconheceu as seguintes unidades, em um empilhamento da base para o topo:

- a) Unidade Ouro Fino;
- b) Unidade Santa Quitéria;
- c) Unidade Córrego do Sítio;
- d) Unidade Mindá.

Grupo Nova Lima Indiviso – Arnli

Na região de Itabira, os trabalhos de cartografia não avançaram o suficiente para individualizar unidades subordinadas. Assim, o que se apresenta é a descrição de litótipos reconhecidos mas não individualizados.

São xistos e filitos paraderivados e vulcanogênicos, quartzitos ferruginosos, formações ferríferas tipo Algoma, anfibolitos, dolomitos, *metachert*, metaultrabásicas e raros conglomerados.

Os xistos e filitos, quando frescos, mostram cores verde a cinza-esverdeada e quando intemperizados, adquirem cor marrom-avermelhado.

Quando grafitosos, os xistos e filitos ostentam cores cinza e cinza-prateados.

Em termos de descrição petrográfica, são quartzo-clorita xistos, quartzo-clorita-sericita xistos, quartzo-clorita-biotita xistos e filitos, filitos grafitosos, xistos e filitos ferruginosos. Ocorrem ainda xistos-verdes constituídos de clorita, quartzo, actinolita/tremolita, plagioclásio sódico, magnetita, leucoxênio e carbonatos; ainda, ocorrem metaultrabásicas.

Em um corte de estrada no distrito industrial, descreveram metaturbiditos intercalados com xistos máficos.

O acamadamento (S_0) é observado raras vezes, em lâmina delgada, e é paralelo a S_1 (superfície

planar dos minerais micáceos). Esta superfície é plissada em dobras fechadas com desenvolvimento de uma clivagem de crenulação plano-axial (S_2) e redobradas segundo dobras abertas D_3 , que podem ou não apresentar clivagens espaçada ou de fratura (S_3).

Esta fatia de Grupo Nova Lima tem contatos tectônicos com todas as unidades circundantes através de falhas de cavalgamento (zonas de cisalhamento dúctil), exceto com o Supergrupo Minas cujo contato parece ser através de uma discordância angular.

A fácies metamórfica aqui é xisto-verde alta a anfibolito baixo. Não é possível estabelecer-se uma espessura confiável para este conjunto de rochas pois, pelo que parece, trata-se de uma escama tectônica sem raiz.

Unidade Ouro Fino – Arnlof

Constitui parte da sequência basal do Grupo Nova Lima. A denominação advém do córrego homônimo onde, em seu curso médio, ocorre a área-tipo. Localiza-se, esse córrego, ao sul da serra da Piedade, no município de Caeté.

Representa, na Folha Itabira, o domínio meta-vulcânico-máfico do *greenstone belt* Rio das Velhas. É constituída na área-tipo por metavulcânicas básicas, predominantemente, metaultrabásicas e meta-ácidas subordinadas. Associam-se, ainda, metatufos máficos além de intercalações de formação ferrífera bandada, *metachert* e xisto carbonoso.

Na Folha Itabira, em seu canto sudoeste, os xistos básicos (metavulcânicas básicas) atribuídos a essa unidade afloram em uma estreita faixa intercalada entre as metaultrabásicas do Grupo Quebra Osso e os metapsamitos da Unidade Mindá do Grupo Nova Lima. Apresentam uma composição mineralógica estimada de 75% de clorita e actinolita, 16% de epidoto, 4% de titanita, 4% de quartzo, albita, traços de turmalina e opacos.

A textura é nematolepidoblástica e a granulação é fina. A matriz de clorita, actinolita e epidoto, apresenta franca orientação com os minerais félsicos (quartzo, albita) em cristais isolados na massa rochosa. O epidoto é, preferencialmente, clinozoisita, podendo aparecer zoisita e pistacita. A titanita forma pequenos cordões paralelos à foliação. Existem

cristais de clorita sem orientação e com inclusões da matriz. Amígdalas de até 5mm de eixo maior (deformação) estão preservadas e estão preenchidas por zoisita e clinozoisita em cristais anédricos bem desenvolvidos.

Unidade Santa Quitéria – Amlsq

O nome Santa Quitéria provém da mina de mesma denominação e onde encontra-se exposta a área-tipo da unidade, localizada no município de Santa Bárbara, no canto sudoeste da Folha Itabira (SE.23-Z-D-IV).

A Unidade Santa Quitéria é representada, principalmente, por metassedimentos químicos e clásticos finos metamorfizados na fácies xisto-verde. A fração pelítica é representada por xistos muito finos tendo como constituintes principais clorita e sericita. Apresentam cores variadas de acordo com o grau de intemperismo e das percentagens de carbonato, material carbonoso, óxidos de ferro e quartzo existentes na rocha. Intercalam-se nesses xistos, lentes de xisto/filito carbonoso, formação ferrífera bandada e *metachert*.

Os filitos carbonosos são cinza-escuro a pretos, de granulação muito fina e brilho sedoso. A textura é lepidoblástica fina e a composição mineralógica é sericita, rutilo, opacos e material carbonoso. Os *metacherts* são caracterizados macroscopicamente pela coloração branco-leitosa e pela granulação extremamente fina. Intemperizados adquirem tons avermelhados devidos à impregnação por hidróxidos de ferro.

As formações ferríferas bandadas são caracterizadas pelo bandamento milimétrico a centimétrico e pela cor marrom-escuro passando a amarelo-avermelhado com o intemperismo. O bandamento é resultado da alternância de bandas ricas em óxidos de ferro (magnetita, hematita) e bandas quartzosas. A composição modal aproximada, de uma amostra de formação ferrífera bandada do alinhamento São Bento, apresenta 60% de quartzo, 38% de opacos (magnetita, hematita) e 2% de limonita. Estas formações ferríferas têm larga distribuição e, na maioria das vezes são os "horizontes-guia" litológico-estratigráficos na prospecção de ouro.

Os protólitos da Unidade Santa Quitéria são, provavelmente, sedimentos químicos-exalativos e se-

dimentos clásticos finos abissais, intimamente intercalados.

Unidade Mindá – Arnim

A denominação "Mindá" para esta unidade, deriva da localidade "Campo do Mindá", eleita como área tipo desta. Situa-se ao norte da represa Peti, município de São Gonçalo do Rio Abaixo, no canto sudoeste da Folha Itabira (SE.23-Z-C-IV).

A Unidade Mindá foi mapeada em todo extremo sudoeste da Folha Itabira. Caracteriza-se por predominância de litótipos psamíticos sobre os litótipos pelíticos. Em relação a Unidade Córrego do Sítio, identifica-se pela maior energia que deve ter presenciado sua deposição, que reflete-se na escassez de estruturas primárias, na predominância de estratos essencialmente quartzosos grosseiros e, decorrente do metamorfismo e deformação, na presença de quantidade expressiva de veios e vênulas de quartzo de segregação.

As litologias desta unidade são metapsamitos (predominantes) com intercalações de metapelitos (subordinados) apresentando estratificação gradacional e finos níveis de xisto carbonoso. São constituídos por (plagioclásio) + (clorita) + sericita/moscovita quartzo xistos (metagrauvas), sericita/moscovita + quartzo xistos (metarenitos) e quartzo + (clorita) + sericita/muscovita xistos (metapelitos). Uma composição modal estimada média para os metapsamitos é 48% de quartzo, 48% de clorita + mica branca, 2% de opacos e traços de zircão, rutilo e turmalina.

Apresentam um bandamento metamórfico composicional, com alternância de níveis filossilicáticos e níveis quartzosos. A extrema deformação, que essas rochas sofreram, produziu uma foliação anastomosada onde os filossilicatos envolvem porções lenticulares de quartzo policristalino. Esse bandamento apresenta-se, ainda, microdobrado e crenulado, o que dá origem a uma foliação tardia -S₂? que pode transpor a foliação milimétrica S₁, podendo realinhar as palhetas de mica e clorita. Há um predomínio amplo das micas brancas sobre as cloritas. A turmalina aparece em forma de pequenos cristais prismáticos orientados paralelamente a foliação (L₁?).

O bandamento composicional apresenta, onde houve condições de preservação de estruturas

primárias, acamadamento gradacional. Torna lícito sugerir que esta unidade represente o equivalente metamórfico de uma sequência turbidítica proximal. Alguns corpos metapsamíticos desprovidos de bandamento composicional (transposição de estratificação - S₁ // S₀?) e miloníticos podem representar corpos intercamadados ou tectonicamente intercalados de metavulcânicas ácidas.

Unidade Córrego do Sítio – Arnics

Esta denominação deve-se à mina de mesmo nome, onde se encontra a área-tipo dessa unidade. Localiza-se no alto curso do córrego homônimo, município de Santa Bárbara aproximadamente, 2km a sudoeste do canto sudoeste da Folha Itabira.

É uma unidade essencialmente metassedimentar, grauvaqueana-pelítica, onde dominam os termos pelíticos. As rochas são metapelitos bandados com intercalação de metapsamitos grauvaqueanos e delgados níveis de xistos carbonosos. Os litótipos metamórficos são:

- a) mica-quartzo xistos, quartzo-mica xistos, (clorita)-(sericita)-quartzo xistos prováveis metassiltitos;
- b) (quartzo)-(sericita)-clorita xistos, prováveis metassiltitos arenosos;
- c) quartzo-clorita-sericita xistos, prováveis metargilitos;
- d) sericita-quartzo xistos, quartzo-clorita xistos e micaxistos quartzosos, prováveis metaquartzo grauvas;
- e) clorita-sericita-plagioclásio-quartzo xistos, prováveis metagrauvas feldspáticas.

Essas rochas metapelíticas exibem uma alternância rítmica de bandas siltosas, milimétricas a centimétricas, bandas argilosas (micáceas) e bandas grauvaqueanas (quartzosas-feldspáticas). Os xistos apresentam, também, um microdobramento milimétrico a submilimétrico onde se alternam lâminas quartzosas e lâminas micáceas.

Ao microscópio a mineralogia predominante é: clorita + mica branca + quartzo ± opacos ± rutilo ± óxidos de ferro ± zircão. A textura é lepidoblástica e lepidogranoblástica. Alguns exemplares estudados mostraram composição mineralógica com até 90% de clorita, fato que está sendo considerado

como indicador de alteração metamórfico-hidrotermal.

As feições primárias de maior destaque são a alternância metapelitos-metapsamitos com acamamento gradacional e, principalmente, na área-tipo, estratificação plano-paralela e estratificação cruzada.

As composições minerais das rochas, a alternância rítmica dos litótipos e as estruturas primárias preservadas sugerem para esta unidade um ambiente típico de seqüência turbidítica, com ressedimentação de depósitos vulcano-clásticos.

Na região próximo a Florália, além da alteração metamórfico-hidrotermal, foi verificada a presença acentuada de veios de quartzo e estreitas faixas hidrotermalizadas: silicificação + sericitização, posicionadas, preferencialmente segundo o bandamento composicional (estratificação?).

Na região de São Gonçalo do Rio Abaixo esta unidade varia um pouco suas características. Predominam largamente os metapelitos-metassiltitos e metargilitos, com raras lentes de metapsamitos e formação ferrífera bandada. A alternância rítmica, que lhe é característica, é delineada por bandas siltíticas milimétricas a centimétricas e bandas argilosas (micáceas). Aquelas são amarelo-esbranquiçadas e creme enquanto que estas são cinza-esverdeadas quando frescas e de cores variadas quando intemperizadas. Entre ambas ocorre uma banda de caráter transicional, mesclada na cor e na granulação.

Ao microscópio estas bandas apresentam características composicionais e texturais peculiares:

a) bandas siltíticas:

- composição mineralógica estimada: quartzo - 65%, mica branca - 25%, clorita - 9%, opacos - 1%, turmalina-traços;
- granulação fina, textura lepidogranoblástica.

b) bandas transicionais:

- composição mineralógica estimada: quartzo - 58%, mica branca + clorita - 48%, opacos - 2%;
- granulação fina, textura lepidogranoblástica.

c) bandas argilosas:

- composição mineralógica estimada: quartzo - 37%, mica branca - 1%, clorita - 60%, opacos + rutilo - 2%, apatita-traços;
- granulação fina, textura granolepidoblástica.

A alternância mesoscópica de bandas e a variabilidade sistemática apresentada na composição

mineralógica, aponta para um acamamento gradacional fino, característico de seqüências turbidíticas distais.

Uma das lentes metapsamíticas, próximo à São Gonçalo do Rio Abaixo, ao microscópio, mostrou uma composição mineralógica estimada de 38% de quartzo, 22% de microclina, 35% de plagioclásio e 3% de sericita, com traços de clorita, rutilo, zircão e biotita. Um leito de granulação muito fina com cor cinza-escuro foi analisada e apresentou composição de 77% de mica branca, 20% de quartzo e 3% de opacos.

Um dos níveis de formação ferrífera bandada, quartzosa, encaixada nos metapelitos bandados, é composta de 60% de quartzo, 30% goethita, 5% de mica branca e 5% de carbonato. Sua estrutura é microbandada, com lâminas de 0,4 a 1,8mm de espessura, marcada pela concentração diferencial dos opacos. Estes minerais são as alterações goethita e gibbsita, dos minerais primários. O carbonato é siderita e as micas brancas são biotita descoradas pelo intemperismo.

2.2.2.6 Granitóide Córrego Ponte Nova - P₁pn

Definido por Baltazar *et al.* (1993), este granitóide configura pequeno corpo individualizado no limite centro-norte da Folha Mariana (SF.23-X-B-I), o qual adentra a Folha Itabira por cerca de 2,5Km para norte até as imediações do rio Piracicaba. É uma rocha de cor cinza, bastante homogênea, granulação fina, constituída essencialmente de quartzo, feldspato e biotita. Apresenta estrutura foliada proporcionada pelas biotitas orientadas na matriz quartzo-feldspática.

2.2.2.7 Supergrupo Minas

A "Série Minas" foi assim denominada, pela primeira vez por Derby (1906). Harder e Chamberlin (1915) a dividiram em cinco formações, cujos topo e base foram restringidos por Guimarães (1931) e Oliveira (1956), respectivamente. Dorr *et al.* (1957) a dividiram em três grupos. Wallace (1958), Maxwell (1958), Dorr (1958a, b), Pomerene (1958a, b, c), Simmons (1958) e Gair (1958) a subdividiram em nove formações, agrupadas nos grupos de Dorr *et al.* (1957).

Posteriormente, o termo "Série Minas" foi levado à categoria de Supergrupo, de acordo com o Código de Nomenclatura Estratigráfica, composto pelos Grupos Caraça, Itabira e Piracicaba. O Grupo Tamanduá (Simmons e Maxwell, 1961), inicialmente colocado como topo do Supergrupo ("Série") Rio das Velhas, foi assumido por Dorr (1969) como parte basal do Supergrupo ("Série") Minas. Em trabalhos de cartografia geológica mais recentes, as rochas desse grupo foram atribuídas ao Supergrupo Espinhaço.

Como um todo, o Supergrupo Minas é diferente, em natureza, do subjacente Supergrupo Rio das Velhas. Suas unidades são, essencialmente, tabulares e acamadadas (Pettijohn, 1957: 618) persistentes em litologia com grande extensão lateral, um tipo de geometria não encontrada no Supergrupo Rio das Velhas. Os sedimentos do Supergrupo Minas são bem diferenciados, exceto sua unidade superior: Formação Sabará, que é pouco selecionada e contém muitas rochas grauvaqueanas e tufáceas.

Na Folha Itabira, ocorre em quatro faixas distintas:

a) faixa oeste, mais estreita, as rochas estão estruturadas segundo a sinclinal de Gandarela, cujo eixo tem direção ENE-WSW, com caimento para nor-nordeste, sendo, nessa direção interceptada pela Zona de Cisalhamento Dúctil Fundação-Cambotas;

b) a faixa leste, mais ampla, tem maior dimensão na direção NNE-SSW, com rochas estruturadas segundo sinclinais e anticlinais, seccionadas por grandes zonas de cisalhamento dúctil de baixo ângulo (zonas de cavalgamento), cujas denominações originais deverão ser discutidas e avaliadas neste trabalho; falhas em tesoura são, relativamente, comuns (Jacuí, Rio Piracicaba) de direção WNW-ESE;

c) a faixa central conforma uma estrutura linear ESE-WNW, entre Bela Vista de Minas e Itabira (Candidópolis), aí as unidades se mostram extremamente adelgadas e com direções oblíquas de cavalgamento; perfazem a ligação entre a região de João Monlevade e a de Itabira, da área de afloramento do Supergrupo Minas;

d) a norte destas ocorrências, na região de Itabira, ocorre, ilhada, a porção mais setentrional, seguramente reconhecida, dessas rochas, constituindo

anticlinais e sinclinais mais estreitos e complexos com eixos ENE-WSW e NNE-SSW.

Grupo Caraça Indiviso - Pmci

O Grupo Caraça redefinido por Dorr (1958a), compreende os quartzitos, quartzitos sericiticos, mica-quartzo xistos e filitos subjacentes, concordantemente, aos metassedimentos químicos do Grupo Itabira. Compõe-se das formações Moeda e Batatal.

A Formação Moeda (Wallace, 1958), na Folha Itabira, tem sua maior expressão e continuidade física na região de João Monlevade, onde aparece com espessura de 500m devida mais ao imbricamento tectônico que a sua espessura real de sedimentação. São quartzitos, quartzo-muscovita xistos e filitos quartzíticos.

A Formação Batatal (Maxwell, 1958) representa a sequência pelítica do grupo. Tem pouca espessura na região de João Monlevade, com aparentes 20-50m. São filitos sericiticos prateados, filitos quartzíticos, muscovita-quartzo xistos, filitos grafitosos. Nas regiões de João Monlevade e Itabira ocorrem granada-muscovita-quartzo xistos (Reeves, 1966).

Devido à escala de mapeamento 1:100.000, a pequena espessura que as unidades descritas acima apresentam na Folha Itabira, optou-se por mapeá-las conjuntamente com a denominação de Grupo Caraça Indiviso.

O ambiente sugerido para esta unidade é de um complexo deltaico.

Grupo Itabira

A concepção atual do Grupo Itabira deve-se a Dorr (1958a, 1958b), compreendendo o itabirito incluído na Formação Itabira de Harder & Chamberlin (1915), bem como as rochas dolomíticas intimamente associadas, as quais Harder e Chamberlin (*op.cit.*) incluíram em parte na sua Formação Itabira e em parte, provavelmente, na sua Formação Piracicaba.

O Grupo Itabira foi separado do Grupo Caraça devido à marcante diferença de ambiente deposicional, sendo o primeiro composto por sedimentos químicos e o segundo por, predominantemente, sedimentos clásticos. Dorr (1958a, 1958b) dividiu o

Grupo Itabira em duas unidades intergradacionais: o Itabirito Cauê, uma formação ferrífera fácies óxido metamorfizada, e a Formação Gandarela, em grande parte composta de rochas carbonáticas de vários tipos.

Devido ao caráter transicional destas duas formações e, principalmente, devido ao manto de intemperismo que recobre a zona de contato em muitos locais, é difícil quando não impossível em certas áreas separar as duas formações, de modo que, onde possível, foram mapeadas separadamente e, onde não, foram mapeadas conjuntamente em um Grupo Itabira Indiviso.

Grupo Itabira Indiviso – Pmii

O Grupo Itabira é a mais importante unidade da região do ponto de vista econômico. É onde estão contidas as grandes reservas de minério de ferro do Itabirito Cauê. Reservas, já exploradas e algumas em exploração, de minério de manganês ocorrem em ambas as formações do Grupo. O ouro da "jacutinga" (= itabirito friável) foi explorado durante o século XIX e primeira metade do século XX. No século XIX, o elemento paládio foi isolado por W. H. Wollaston a partir de minérios de ouro do depósito aurífero de Gongo Soco (Henwood, 1871). Vários depósitos de bauxita foram localizados e explorados em zonas de alteração intempérica na Formação Gandarela, que também tem fornecido dolomita para uso metalúrgico e refratário. As rochas deste grupo foram largamente utilizadas como material de construção (edifícios e estradas) e como rochas ornamentais para revestimento de prédios.

A unidade indivisa representa, em quantidades variáveis, as duas unidades a seguir.

Formação (Itabirito) Cauê – Pmic

O "Itabirito" Cauê é a principal formação ferrífera do Quadrilátero Ferrífero e foi assim denominado por Dorr (1958a), a partir do Pico do Cauê no distrito de Itabira.

Na região de João Monlevade e Rio Piracicaba, o "Itabirito" Cauê sobrepõe-se às rochas do Grupo Caraça Indiviso.

Os contatos nesta região, que compõem a parte centro-leste da Folha Itabira, escala 1:100.000, não são bem definidos, segundo Reeves (1966), devido

à alternância de itabiritos e filitos ou xistos na parte basal da formação, sendo o contato mapeado na base dos afloramentos mais inferiores das camadas de itabirito. Sua melhor exposição ocorre em uma estrada a sul-sudeste do pico do Andrade, onde tem cerca de 15m de espessura (Reeves, *op.cit.*).

O autor acima referido indica que o anfibolito Sítio Largo ou a Formação Elefante sobrepõem-se ao "Itabirito" Cauê de forma brusca.

O que se observou nos atuais trabalhos de campo é que estes contatos "basais" não são mais que zonas de cisalhamento de baixo ângulo que, ao norte, sobrepõe a seqüência vulcano-sedimentar e os granitóides tipo "Borrachudos" por falha de empurrão em rampa oblíqua e, sudeste, a seqüência granítica-anfibolítica do Complexo Mantiqueira, sobrepõe-se às rochas do Grupo Itabira.

A Formação Elefante de Reeves (*op.cit.*) é, em realidade, uma seqüência de escamas de empurrão que envolve todas estas unidades, inclusive aquelas do Grupo Piracicaba, e, principalmente, os granitóides tipo "Borrachudos" (= Corpo Bicas).

O "Itabirito" Cauê forma *cuestas* e *hogbacks* características. Esta expressão topográfica é devida em parte a grande resistência erosiva do itabirito e, mais ainda, resistência do capeamento de canga formado a partir da oxidação e consolidação superficial do itabirito e do minério rico de ferro.

A Formação Cauê nesta região (João Monlevade e Rio Piracicaba) bem como na de Itabira, é constituída, principalmente, por itabirito, minério de ferro, itabirito manganífero e, apesar da alteração, são reconhecíveis itabiritos dolomíticos, além de quartzo-muscovita xistos.

Segundo Reeves (1966) a espessura média, estratigráfica, deve ficar em torno de 200m.

Grupo Piracicaba – Pmpj

O Grupo Piracicaba (Dorr *et al.*, 1957) é constituído, na área, principalmente de rochas originadas de sedimentos clásticos: quartzitos e filitos, além de pequenas lentes de dolomitos e de formação ferrífera. Está em conformidade estrutural e discordância erosiva com a Formação Gandarela. Ocupa o eixo da Sinclinal Gandarela no extremo-sudoeste da folha, sendo mais expressivos na parte sudeste desde Rio Piracicaba até João Monlevade, com exposições restritas na área de Itabira.

Na folha, essa unidade é mapeada como Grupo Piracicaba Indiviso (Pmpi) na região de Itabira, João Monlevade e Rio Piracicaba.

Em Itabira, Dorr e Barbosa (1963) interpretaram como gradacional o contato entre os grupos Itabira e Piracicaba neste caso quartzitos conglomeráticos presumidamente da Formação Cercadinho deste grupo, que não são passíveis de serem individualizados em mapa.

No extremo-sudoeste da folha, Moore (1969) e Simmons (1968) individualizaram de forma típica a Formação Cercadinho (Pmpc) (Pomerene, 1958a), no âmbito da Sinclinal Gandarela, onde é constituída por filitos prateados, filitos e quartzitos ferruginosos e xistos cloríticos, interestratificados, metamorfizados na fácies xisto-verde, com espessuras variando de 200 a 400m.

Na região de Itabira, onde é mapeado como indiviso, além das litologias acima, foram reconhecidos, nível de afloramento: saprólitos lenticulares manganíferos (Formação Fecho do Funil(?); filitos grafitosos cinza ou negros não individualizáveis (Formação Barreiro?).

Rochas em posição "estratigráfica" equivalente à do Grupo Piracicaba, imediatamente acima do Grupo Itabira, ocorrem em ampla faixa desde o sul de Rio Piracicaba até o leste de João Monlevade (nordeste de Bela Vista de Minas), com metamorfismo mais elevado. Neste conjunto Reeves (1966) identifica a Formação Elefante que divide em Membro Pantame e Membro Bicas. O Membro Pantame, os atuais estudos reconhecem como sendo o Grupo Itabira Indiviso, é representado por quartzitos e quartzito-muscovita xistos. Enquanto que o Membro Bicas é retirado do conjunto do Grupo Piracicaba e colocado nos granitóides intrusivos subalcalinos da Suíte Borrachudos.

Há indicação (Dorr 1969) que previamente à deposição do Grupo Piracicaba tenha havido um soerguimento epirogenético, sem deformação tectônica, dos sedimentos anteriores (grupos Caraça e Itabira) mudando as condições de sedimentação.

Onde reconhecíveis, os sedimentos da Formação Cercadinho são depósitos plataformais do tipo *blanket*. Compõem-se de uma alternância de camadas lenticulares de quartzitos finos, médios e grosseiros, com *ripple marks* e filitos, típicos de plataformas marinhas rasas ou sedimentos deltaicos depositados sobre superfície aplainada. A interca-

lação lenticular de dolomitos impuros da assim conceituada Formação Fecho do Funil, indica um aprofundamento da superfície de sedimentação com recifes localizados. Os sedimentos grafitosos com piritas são considerados variações faciológicas laterais de sedimentação euxínica.

2.2.2.8 Suíte Borrachudos – PMyb/yb1

As rochas que compõem esta unidade distribuem-se em uma faixa SW-NE, cortando em diagonal a Folha Itabira (escala 1:100.000), desde a região da represa Peti (Corpo Peti) até aquela que medeia Itabira e Hematita (corpos Itabira, Bicas, Açucena).

Grossi Sad *et al.* (1990) sugerem que os corpos plutônicos identificados nessa folha, bem como naqueles de Conceição do Mato Dentro e Guanhães, que guardam semelhanças geológicas e petrológicas têm uma origem comum. Esses corpos plutônicos reunidos nessa suíte, foram identificados por denominações locais, tais como Itabira, Peti, Açucena, Bicas, Morro do Urubu, Senhora do Porto e São Félix; estes três últimos fora da Folha Itabira. Grossi Sad *et al.* (1990) avaliaram as análises de dados anteriores (Herz, 1970; Chemale Jr., 1987 e Kanig, 1985), concluindo que esses granitos são alcalinos (razão $(Na+K)/Al$ variando de 1,17 a 1,00).

Essas rochas têm características tardi- a pós-tectônicas em relação ao Ciclo tectono-termal Transamazônico. E, como estão deformadas por processo tangencial são precursoras do Ciclo Brasileiro, e, possivelmente marcam a zona de abertura do *rift* Espinhaço.

Os mais bem preservados tipos de granitos dessa suíte alcalina são foliados com grau de fraturamento muito variável; têm coloração cinza-claro a cinza-claro rosada e granulação grosseira. Dorr & Barbosa (1963) descrevem "os minerais dominantes na rocha são quartzo, ortoclásio, microclina, albita, oligoclásio e biotita, tendo, como minerais acessórios, fluorita, muscovita, granada, epidoto, clinozoisita, turmalina, leucoxênio, clorita e magnetita. Os aspectos mesoscópicos que diferenciam o Borrachudos são a textura porfírica grosseiramente granular, a quase ubíqua fluorita, os agrupamentos de biotita e a tonalidade cinza geral com subtonalidade rosada". São granitos aluminosos de província alcalina. Ainda há presença de riebeckita e predominância de magnetita sobre ilmenita, a pre-

sença de zircão, e a trama cataclástica imposta à rocha que origina tipos laminados e com estrutura *flaser*. A allanita, a pertita ou mesopertita são comuns (Grossi Sad, 1990). Não foram observados contatos intrusivos entre os maciços e as encaixantes. Aparentemente todos são tectônicos. No entanto, são comuns corpos pegmatíticos no interior dos corpos e nas encaixantes.

A tabela 2.2 resume os dados químicos disponíveis; as tabelas 2.3 e 2.4 sintetizam os parâmetros petroquímicos e as características dos ETR (Grossi Sad *et al.*, 1990). Não foram verificados xenólitos no interior dos corpos graníticos.

A figura 2.1 apresenta o diagrama QAP estimado para as rochas desta "Suíte".

2.2.2.9 Supergrupo Espinhaço

As rochas tipicamente alocadas nesta unidade localizam-se no canto NW da folha, alinhadas segundo o *trend* norte-sul característico da cordilheira do Espinhaço. Fritzsons Jr. *et al.* (1992) reconheceram as duas formações basais: Formação Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel (e Membro Campo Sampaio). Ao sul, bordejando o limite norte do Supergrupo Minas, ocorre a Formação Tamaúá-Cambotas.

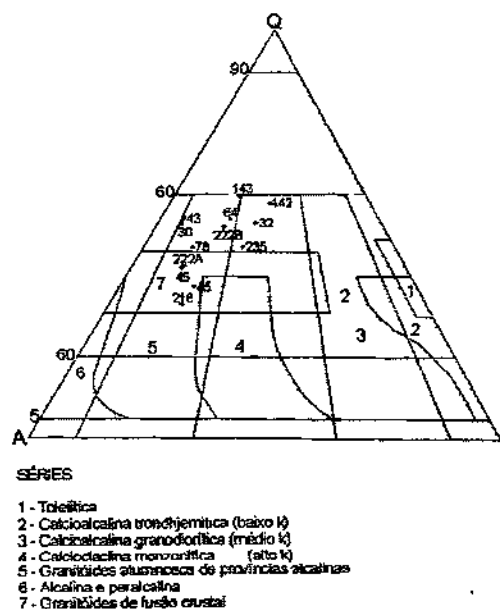


Figura 2.1 – Diagrama QAP de rochas da Suíte Borrachudos (segundo Grossi Sad *et al.*, 1990).

A Formação Sopa-Brumadinho (PMSb) caracteriza-se pelo predomínio de quartzitos imaturos sobre quartzitos eqüigranulares, metaconglomerados polimíticos, quartzitos microconglomeráticos polimíticos e *grit*. Predominam quartzitos ineqüigranulares a grão grosseiros, subarredondados a angulosos imersos em matriz ineqüigranular fina a média, em geral claros, às vezes cinzentos, com placas de hematita finamente disseminada. Os metaconglomerados são formados por seixos elipsoidais, subarredondados a arredondados com dimensões na escala de centímetro até metro. Os seixos são de quartzitos finos, às vezes um pouco ferruginosos, quartzo e raros seixos de formação ferífera e filitos. Os metarenitos microconglomeráticos ocorrem em associação com os metaconglomerados; são formados por grãos de quartzo e fragmentos de rocha, identificando ambientes de paleocanais. Os quartzitos finos eqüigranulares são brancos e friáveis, ostentam aspecto vítreo e coloração cinza quando frescos, com intercalação de filitos hematíticos.

Fogaça & Schöll (1984) atribuem, à porção basal, uma sedimentação plataformar subsidente. Chaves (1987) propõe um ambiente marinho raso resultante de um evento transgressivo associado a vulcanismo básico. Pflug (1965) atribui uma deposição em época regressiva para os metaconglomerados, enquanto Schöll & Fogaça (1979) e Almeida e Munhoz (1983) sugerem um ambiente intramaré para eles, que teriam origem intraformacional. Fogaça e Schöll (1984) definem um sistema deltaico, enquanto Chaves *et al.* (1988) indicam a existência de fácies fluvial interdígita com fácies marinho rasa.

A Formação Galho do Miguel (PMegm) (Pflug, 1968) é formada por duas fácies: a inferior com quartzitos finos a silticos, brancos quando frescos e amarelados se meteorizados, com estrutura plano-paralela, enquanto a fácies superior é constituída de quartzito grosseiro e ortoquartzito com estratificações cruzadas acamadadas, de porte superior a 100m. Ocorrem ainda marcas de onda, estruturas sedimentares *flaser*, laminação cruzada tipo espinha-de-peixe, além de marcas de onda de interferência. Chaves (1987) observou, na parte inferior, quartzitos finos com intervalos mostrando *fining up* e mega-ondulações sigmoidais com xistos sinuosos superpostos. Garcia & Ulhein (1988) descreveu

Tabela 2.2 – Composição química dos granitos da Sulte Borrachudos (% em peso para óxidos, ppm para elementos-traço). Os valores entre parênteses correspondem ao número de amostras (segundo Grossi Sad et al., 1990).

	Itabira (12)	Peti (11)	M. do Urubu (6)	S. Félix (1)	S.do Porto (1)	Acucena
SiO ₂	74,26	75,07	71,43	74,5	76,2	74,3
TiO ₂	0,23	0,24	0,30	0,21	0,20	0,21
Al ₂ O ₃	11,45	12,43	12,70	11,7	11,4	12,2
Fe ₂ O ₃	1,42	0,39	1,26	0,53	0,30	0,38
FeO	1,89	1,50	2,09	1,41	1,55	2,00
MnO	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03
MgO	0,10	0,06	0,11	0,04	0,13	0,25
CaO	0,89	0,75	1,07	0,82	0,67	0,95
Na ₂ O	3,55	3,23	4,13	2,90	3,10	3,20
K ₂ O	5,37	5,02	5,83	6,30	5,20	5,80
H ₂ O ⁺	0,52	0,59	0,11	<0,05	<0,05	0,54
P ₂ O ₅	0,06	0,01	0,33	0,14	0,18	0,05
CO ₂	0,34	0,33	0,51	0,70	0,45	0,51
Li	15	35	35	17	23	25
Be	5	7	3	8	8	2
F	2.631	5.950	1.114	2.700	2.500	2.800
U	34	11,5	72	52	60	20
Ni	12	15,5	-	-	-	-
Cu	21,5	20	7	2	6	3
Zn	130	124,5	117	160	67	89
Ga	30	23	23,5	21	20	20
Rb	289	295	177	360	400	230
Sr	32	40	160	35	30	120
Y	134	165	63,5	72	49	140
Zr	500	334	440	220	280	-
Nb	72	50	57	50	48	28
Ba	260	522	575	160	260	840
Pb	33	46	17	23	10	23
Th	25,5	-	-	-	-	-
La	132,52	62,47	47,00	156,0	147,7	214,6
Ce	234,02	151,5	114,16	283,1	250,9	231,2
Nd	92,19	72,11	49,52	121,6	104,1	145,8
Sm	19,84	13,92	11,52	32,31	26,35	28,35
Eu	1,33	0,78	1,06	0,89	0,98	2,12
Gd	16,78	11,82	11,12	23,33	18,17	29,14
Dy	15,74	9,96	12,92	21,01	17,91	27,99
Ho	2,91	2,09	2,51	3,79	3,44	6,01
Er	6,41	6,18	7,62	11,31	10,94	17,34
Im	1,33	-	-	-	-	-
Yb	0,42	6,58	7,10	8,01	9,39	15,55
Lu	0,95	0,79	0,86	1,01	1,12	1,82
K ₂ O/Na ₂ O	1,51	1,55	1,41	2,17	1,68	1,81
K/Rb	154	141	273	145	108	209
Rb/Sr	9,0	7,4	1,0	10,3	13,3	1,9
Ba/Sr	11,2	13,0	3,4	4,6	8,7	7
La/Sm _N	4,20	3,73	2,61	3,05	3,53	4,76
Yb/Gd _N	0,62	0,69	0,79	0,47	0,64	0,66
Eu/Eu ⁺	0,22	0,10	0,20	0,09	0,13	0,22

Tabela 2.3 – Parâmetros petroquímicos dos corpos da Suíte Borrachudos (1 = Itabira; 2 = Peti; 3 = Morro do Urubu; 4 = São Félix; 5 = Senhora do Porto e 6 = Açucena) (segundo Grossi Sad et al., 1990).

	1	2	3	4	5	6	X
Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO	1,17	1,38	1,16	1,10	1,27	1,23	1,22
Na_2O/K_2O	0,66	0,64	0,71	0,46	0,59	0,55	0,60
$K / K + Na$	0,62	0,63	0,61	0,71	0,65	0,67	0,65
K_2O+Na_2O/Al_2O_3	0,78	0,66	0,78	0,78	0,73	0,74	0,74
$Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+}$	0,40	0,19	0,35	0,25	0,18	0,15	0,25

Tabela 2.4 – Características dos ETR nos corpos da Suíte Borrachudos (1 = Itabira; 2 = Peti; 3 = Morro do Urubu; 4 = São Félix; 5 = Senhora do Porto e 6 = Açucena) (segundo Grossi Sad et al., 1990).

	1	2	3	4	5	6	X
M ETR	533,24	358,20	266,27	663,99	597,00	719,92	523,10
ETRL	480,70	320,78	224,14	594,71	536,03	622,07	463,07
ETRP	52,54	37,42	42,13	69,28	60,97	97,85	60,03
ETRL / ETRP	9,15	8,57	5,32	8,58	8,79	6,36	7,79
La / Sm_N	4,20	3,73	2,61	3,05	3,53	4,76	3,65
Gd / Lu_N	2,19	1,86	1,61	2,85	2,01	1,99	2,08
La / Lu_N	14,48	10,83	5,78	16,00	13,69	12,25	12,17
Eu / EU	0,22	0,18	0,28	0,09	0,13	0,22	0,19

estruturas *flaser* e *cut and fill* e estratificações cruzadas truncadas por estruturas *hummockys*. A deposição das unidades é de planície de maré e, em parte, intermaré com canais de detritos (Fogaça e Abreu, 1987 in: Fritzsons Jr et al., 1992).

O Membro Campo Sampaio (PMegmcs) foi definido formalmente por Fogaça & Abreu (1982) como situado no topo da Formação Sopa-Brumadinho, sendo constituído por sericita-quartzo xistos carbonáticos, quartzitos carbonáticos bandados com raras intercalações de metapelitos, sericita xistos em níveis alternados de ordem métrica a decimétrica. A meteorização lixivia as partes carbonáticas deixando cavidades. Associado aos níveis carbonáticos ocorrem rochas fosfáticas de baixos teores. Fogaça e Abreu (1982) consideram o Membro Campo Sampaio como membro da Formação Sopa-Brumadinho, no entanto, descrevem o contato deste membro como sendo brusco com essa formação com presença de conglomerados, enquanto gradacional para a Formação Galho do Miguel. Em sendo assim, é mais razoável considerar o Membro Campo Sampaio como basal da Formação Galho do Miguel. As rochas deste membro se depositaram em condições transgressivas, com a transgressão vinda de oriente, sobre paleorrelevo irregular.

Na região WSW da Folha Itabira ocorrem rochas quartzíticas que sustentam acidentes orográficos notáveis como as serras da Conceição (continuação da serra das Cambotas), serra Dois Irmãos, serra do Tamanduá e serra do Machado, que alinham-se em uma mesma cordilheira.

Simmons & Maxwell (*op.cit.*) descreveram estas rochas como quartzito Cambotas do Grupo Tamanduá, situando-o no topo da "Série" Rio das Velhas, com estruturação N-S para a porção da serra da Conceição, com continuidade para NE na região dos outros acidentes orográficos, em uma conjugação quase que ortogonal.

Hirson (1967) com base em critérios petrográficos considerou o Grupo Tamanduá como parte da "Série" Itacolomi.

Dorr (1969) reinterpretou essa unidade como base do Supergrupo ("Série") Minas.

Schöll (1972) considerou as rochas das serras da Conceição, Tamanduá e Garimpo como pertencentes à "Zona Espinhaço" da "Série" Minas, com grande continuidade para o norte.

Schorscher (1976) considerou esse conjunto lítico como pertencente à sequência da Serra do Espinhaço, destacando a persistência do estilo tectônico.

Sichel (1983b) coloca os quartzitos das serras da Conceição e do Machado no Supergrupo Espinhaço.

Crocco-Rodrigues et al. (1989) descreveram o Sistema de Cavalgamento Córrego do Garimpo, de orientação geral N-S e vergência para W (Barbosa, 1954; Belo de Oliveira et al., 1987) que se insere no grande cinturão regional de cavalgamento que envolve toda a borda leste do Cráton do São Francisco. Na sequência da evolução do cinturão de cavalgamento, desenvolveu-se um sistema mais jovem, denominado Sistema de Cavalgamento Fundão (Crocco-Rodrigues et al., 1989), que se superpõe ao Sistema de Cavalgamento Córrego do Garimpo, com direção geral NE-SW e que o trunca na extremidade sul da serra das Cambotas, afetando, ainda, os Supergrupos Minas e Rio das Velhas, prolongando-se através da Folha Itabira até, pelo menos, a região de Santa Maria de Itabira (Zona de Imbricação Tectônica Santa Bárbara/Santa Maria de Itabira - Padilha et al., 1995).

Freitas et al. (1992) concluem que existem evidências de cartografia geológica e análise estrutural que permitem correlacionar as rochas quartzíticas da serra dos Cambotas e as da serra Geral sendo a descontinuidade física atualmente existente entre as duas devido exclusivamente à erosão. Levando-se em conta a continuidade física entre os quartzitos da serra Geral e aqueles da região de Altamira (serra do Cipó), correspondentes à extremidade sul da serra do Espinhaço, os quartzitos da Formação Cambotas podem ser apropriadamente correlacionados à sequência Espinhaço, corroborando interpretações já existentes.

As rochas metassedimentares da Formação Cambotas, que constituem as serras das Cambotas e Geral, foram separadas em duas unidades, reconhecíveis e mapeáveis na escala 1:25.000 (Freitas et al., 1992). Aquela que foi denominada de Unidade 1 compõe-se, predominantemente, de quartzitos brancos, granulação fina a média com percentuais subordinados de sericita/muscovita (2-3%) na foliação. Onde a deformação foi menos intensa são reconhecidas estruturas sedimentares preservadas. Estas estruturas variam

desde *foresets* em escala centimétrica onde observa-se granodecrescência ascendente, até a escala dos sets com marcas ondulares de cristas retas ou sinuosas, pouco ou bastante assimétricas; linhas de seixos métricas e estratificações cruzadas tabulares de médio a grande porte. Associa-se a esses quartzitos uma litofácies conglomerática composta por metaconglomerados mono e polimíticos.

O metaconglomerado polimítico (Freitas *et al.*, 1992) é formado por seixos e blocos que variam de 1 a 30cm, arredondados a subangulosos, de quartzito leitoso, quartzito puro, quartzito impuro, quartzito ferruginoso, gnaiss e formação ferrífera bandada. A matriz é quartzosa, com granulação fina a grossa, por vezes muito micácea. Ocorre na base da unidade em forma de lentes.

O metaconglomerado monomítico é constituído por seixos de ortoquartzitos variando de 1 a 10cm, arredondados, estirados, envoltos em matriz quartzosa de granulação fina a grossa, não selecionada. São lentes métricas no topo da unidade (Freitas, 1992).

Também ocorre, na parte sul da serra dos Cambotas, um metaparaconglomerado monomítico com fragmentos de formação ferrífera bandada, em matriz quartzosa de granulação fina.

É esta unidade que adentra a Folha Itabira, entre as serras da Conceição e do Machado.

A Unidade 2 constituída de metarcóseos cinza, de granulação fina a média, não ocorre nessa folha.

2.2.2.10 Rochas Metabásicas e Básicas – PMNmg

Nesta unidade foram reunidos metagabros, metadiabásios, anfibolitos e metabasaltos ocorrentes no embasamento do Supergrupo Espinhaço, bem como intrusivos nas rochas deste Supergrupo, na parte NW da Folha Itabira, e metabasaltos e metagabros ocorrentes na sua parte NE.

Guimarães (1931) descreve as rochas associadas com a seqüência Espinhaço e seu embasamento como anfibolitos diabasóides. Herz (1970) separa-as em diabásios, metadiabásios, gabro e metagabros. Silva *et al.* (1992) sugerem a existência de quatro seqüências de rochas básicas na região do Espinhaço Meridional.

Sichel (1983a), na região de Barão de Cocais e Santa Bárbara, observou que aí existem metabasitos pré-metamorfismo Espinhaço que cortam o Complexo Granito-Gnáissico-Migmatítico, o Grupo Quebra Osso e o Grupo Nova Lima, mas não cortam as rochas do Supergrupo Minas nem a Suíte Borrachudos.

No Complexo Granito-Gnáissico-Migmatítico, próximo da Formação Cambotas, nas serras da Conceição e do Machado, ocorrem os maiores corpos de metagabros e anfibolitos (metadiabásios?) da Folha Itabira. Estas rochas, também ocorrem, em forma de pequenos corpos, desde esta região até os contrafortes da serra do Espinhaço, a oeste e a norte da folha, mais ou menos preservadas da deformação tangencial, provavelmente, Espinhaço. Até o momento, incluindo este trabalho, não foram efetuados estudos petrográficos suficientes para melhor caracterizar essas rochas.

Na base do Supergrupo Espinhaço, no canto NW da folha, foram mapeadas grandes massas de rochas básicas cortando e assoalhando o litótipo basal do supergrupo, a Formação Sopa-Brumadinho. Na área NNW da folha, próximo à Senhora do Carmo, descreveu-se um epidoto anfibolito diabasóide, com textura ofítica reliquiar, muito deformado e metamorfozado, de tal modo que os clinopiroxênios foram quase que totalmente substituídos por actinolita e biotita (flogopita?), e quase 45% da rocha é uma matriz fina onde predominam pequenos cristais de epidoto e, subordinadamente, mica, clorita, actinolita, apatita e quartzo; onde também ocorrem microfenoclastos de plagioclásio, mais ou menos substituídos por finos cristais de epidoto, devido à cominuição tectônica. Um pouco mais a oeste, ao sul da serra dos Alves, foi descrito, na base da Formação Sopa-Brumadinho e cortando-a, rocha semelhante com menor grau de deformação e conseqüente preservação dos clinopiroxênios e granulação mais grossa. A oeste de Ipocema, associado aos primeiros afloramentos do Supergrupo Espinhaço, ocorrem epidoto anfibolitos muito foliados.

No nordeste da folha ocorrem os metagabros e metabasaltos intrusivos nas rochas do Complexo Guanhões, no Corpo Açucena da Suíte Borrachudos e no Complexo Mantiqueira. Ocorrem em forma de diques e soleiras de caráter tardi a pós-deformação brasileira.

2.2.2.11 Cangas e Lateritas – TQc

Na região da Sinclinal Gandarela, no sudoeste da folha, bem como entre Rio Piracicaba e João Monlevade e Itabira, ocorrem extensas coberturas, de idade provável terciária, lateríticas formadas por canga ferruginosa e lateritos argilo-arenosos, que localmente contêm rolados de itabirito e hematita compacta. Cobrem as unidades dos grupos Itabira, Caraça e Piracicaba, como produtos *in situ* e transportados, do intemperismo de itabiritos e quartzitos e dolomitos ferruginosos.

A canga tem cimento ferruginoso, limonítico e os materiais detríticos são fragmentos de itabirito, quartzo, filito, hematita, angulosos ou subarredondados, com 1 a 10cm. Dorr (1969) distinguiu três tipos: (1) "Canga normal" contendo de 20% a 80% de fragmentos detríticos de hematita ou itabirito

com pequena quantidade de quartzo ocorrendo principalmente sobre a Formação Cauê; (2) "Canga química" contendo grande teor de limonita e baixo conteúdo de material detrítico, ocorrendo sobre as formações Gandarela ou Cauê; (3) "Canga rica" composta de hematita em blocos, soldados por limonita.

2.2.2.12 Aluviões e Terraços – Qa

Constituem-se em depósitos sedimentares argilosos e arenosos, com lentes de cascalho, ocorrentes ao longo dos rios Piracicaba, Santa Bárbara e Rio do Peixe. Estes depósitos ocorrem tanto no leito ativo dos rios quanto em terraços antigos.

Estes aluviões e terraços são utilizados para retirada de areia e argila para construção civil, e, também, são garimpados para ouro.

Tabela 4.1 – Substâncias minerais da Folha Itabira e respectivos números de ocorrências e contextos geológicos.

Substância Mineral	Nº de jazimentos	Contexto Geológico	Substância Mineral	Nº de jazimentos	Contexto Geológico
Água-marinha	09	Pegmatito, quartzito, xisto ou granito-gnaíse	Gemas	01	Pegmatito em granítide
	04	Aluvião e colúvio		03	Sericita filito caulínico
Água mineral	01	Micaxisto		07	Itabirito
Alexandrita	05	Pegmatito	Manganês	03	Quartzito, filito e xisto aluminoso
	07	Aluvião e colúvio		02	Gondito em xisto
Amazonita	01	Aluvião		01	Gondito em quartzito
Ametista	05	Pegmatito		01	Gondito entre xisto e gnaíse
	01	Aluvião	Mica	01	Pegmatito em quartzito-sericita xisto
Amianto	01	Serpentinito	Niobita	01	Pegmatito em quartzito-sericita xisto
Areia especial (quartzosa)	02	Quartzito-mica xisto	Níquel	01	Rocha metaultramáfica
	15	Elúvio		01	Serpentinito
Areia para construção	01	Quartzito	Ocre	01	Formação ferrífera em talco-clorita xisto
	02	Aluvião		03	Formação ferrífera bandada e anfibolito
Bauxita	02	Cobertura detrito-laterítica		02	Anfibolito
	02	Pegmatito		01	Formação ferrífera em talco-clorita xisto
Berilo	01	Pegmatitos em xisto e gnaíse		04	Formação ferrífera bandada
	02	Pegmatito em granito e granito-gnaíse		08	Formação ferrífera em xisto grafitoso
	02	Aluvião		04	Formação ferrífera em xisto
Brilha (e pedra-de-talhe)	09	Biotita gnaíse		04	Formação ferrífera e melachert (e filito)
	07	Granito tipo Borrachudos	Ouro	05	Xisto e clorita xisto
Cautim	01	Pegmatito em gnaíse		03	Quartzito (e filito)
	02	Pegmatito em quartzito-sericita xisto		03	Itabirito
Cordierita	01	Pegmatito		05	Veios e lentes de quartzo
Crisoberilo	01	Pegmatito e xisto aluminoso		02	Zona de cisalhamento
Cromita	03	Talco-clorita xisto		01	Canga
	05	Pegmatito e ilicopita/biotita xisto		08	Aluvião
Esmeralda	02	Pegmatito		02	Não identificado
	03	Pegmatito em xistos e gnaíses	Pegmatito	01	Granito-gnaíse
	01	Aluvião	Prata	01	Formação ferrífera em xisto grafitoso
Feldspato	01	Pegmatito		01	Formação ferrífera e micaxisto
	02	Pegmatito em granito-gnaíse		01	Pegmatito
	01	Canga sobre formação ferrífera (Un. S. Quiléria)	Quartzo	01	Pegmatito em gnaíse
	03	Anfibolito		01	Elúvio e veios
	02	Gnaíse, quartzito e micaxisto (C. Guanhões)		01	Colúvio (cristal-de-rocha)
	12	Itabirito	Talco	02	Serpentinito e rocha metaultramáfica
	24	Quartzito, filito e filito dolomítico	Tantalita	01	Pegmatito em quartzito-sericita xisto
	19	Quartzito e micaxisto	Titânio	01	Anfibolito
	01	Quartzito e gnaíse		02	Colúvio (blocos rolados) sobre anfibolito
	02	Colúvio	Topázio	01	Aluvião

O produto mineral da área da Folha Itabira apresenta uma grande importância econômica, com destaque para os minérios de ferro, ouro e gemas. Um fator de natureza basicamente geológica, aliado a uma longa tradição local em empreendimentos mineiros, contribui decisivamente para o notável aproveitamento econômico dos recursos minerais encontrados na Folha Itabira, qual seja, a sua inserção parcial no Quadrilátero Ferrífero, onde ocupa o quadrante nordeste. De um modo geral, a estrutura de produção dentro daquilo que pode ser considerado como sendo um distrito mineiro, já se encontra bem desenvolvida, com investimentos de vulto e tradicionais nas indústrias de mineração de ferro e ouro. Durante as últimas décadas, o complexo mineiro de Itabira (minas Cauê, Dois Córregos, Conceição etc) tem se notabilizado, mundialmente, pela produção de minério de ferro em grande escala, com montantes que têm alcançado várias dezenas de milhões de toneladas.

A distância apreciável em relação à Região Metropolitana de Belo Horizonte tem impedido uma maior demanda por substâncias minerais não-metálicas, a exemplo dos materiais de construção. Ressalta-se apenas a produção de brita, destinada quase que exclusivamente para atender as necessidades de desenvolvimento de centros urbanos como Itabira, João Monlevade e Santa Bárbara.

A seguir são apresentados os principais dados geológicos e econômicos relativos às substâncias minerais, metálicas e não-metálicas, cadastradas na Folha Itabira.

4.1.1 Alumínio

Na vertente oriental da serra do Tamanduá ou Dois Irmãos, a NE de Barão de Cocais, no local denominado Córrego Dois Irmãos, encontram-se dois jazimentos de bauxita associados a uma superfície erosiva laterizada, de idade provavelmente terciária a quaternária. Essa cobertura detrito-laterítica (coluvionar?) oculta parcialmente a zona de contato entre rochas do Grupo Piracicaba, a oeste, e xistos/filitos e anfibolitos do Grupo Nova Lima.

O minério (bauxita) exibe um estreito vínculo com um nível de argila subjacente, ferruginosa e avermelhada, ocorrendo uma cobertura de solo com 2 a 6m de espessura. A bauxita, por sua vez, é do tipo laterítico, muito ferruginosa, nodular a compacta, de cor vermelha a marrom-amarelado e apresenta uma espessura variável de 1 a 3,5m; lateralmente passa a laterita e canga ferruginosa. Na listagem dos jazimentos minerais (ver Apêndice) são apre-

sentados alguns parâmetros analíticos do minério, destacando-se os elevados teores de Fe e Ti, junto com os de alumina.

Os depósitos integram um grupamento mineiro (da ALCAN), no qual vem sendo desenvolvida uma discreta atividade de lavra (foram extraídas cerca de 2.000 toneladas de minério nas áreas do grupamento, em 1998, sem discriminação das contribuições individuais).

4.1.2 Cromo

A sudoeste de Itabira e cerca de 6km a oeste de Candidópolis ocorre uma associação litológica com características de sequência supracrustal, na qual predominam quartzo-mica xistos acompanhados de gnaisses granatíferos, quartzitos, formações ferríferas (itabiritos), anfibolitos e rochas metatrabásicas. Um grande corpo de rocha metatrabásica encontra-se aflorante na bacia do córrego Bateias, entre as serras dos Correias e da Chapada, e talvez corresponda a um metaperidotito, pois apresenta evidências de textura *mesh* reliquiar; foi submetido a: serpentinização (antigorita + magnetita), metamorfismo (clorita + anfibólio) e alteração carbonática (carbonato + talco). A sua composição é de um talco-clorita xisto (talco + clorita ± magnesita ± magnetita ± cromita ± ilmenita ± tremolita/actinolita).

Nas proximidades da fazenda Macieira (Baú) foram identificados três corpos de cromititos, distantes poucas centenas de metros um do outro, e que possivelmente correspondem a camadas múltiplas dentro de um complexo acamadado (*stock* ultramáfico-máfico) ou podem estar repetidos por dobramento; as dimensões do minério envolvem espessuras em torno de 1m e comprimentos de centenas de metros. São compostos de cromita, talco, clorita, ilmenita, goethita, sendo que a cromita mostra-se zonada, com auréolas de magnetita e lamelas de exsolução de ilmenita.

As análises químicas dos afloramentos do Baú exibem teores de Cr_2O_3 relativamente baixos (em torno de 16,6%) assim como uma baixa razão Cr/Fe (0,74), e o jazimento não foi considerado econômico nas pesquisas encetadas pela CVRD.

4.1.3 Ferro

Os jazimentos de ferro representam a principal substância mineral da área estudada e estão distribuídos em sete segmentos geográficos distintos, a saber: na sinclinal de Gandarela (Barão de Cocais

e serra do Tamanduá); na região de Itabira; na faixa que se estende de Rio Piracicaba para além de João Monlevade; a sudoeste de Santa Bárbara (morro da Donana); em Candidópolis; na região de Nova Era; e, finalmente, ao sul de Hematita (Piçarrão). Na tabela 4.2 estão discriminados os dados disponíveis sobre as reservas e produção de cada uma destas regiões, distinguindo-as de acordo com as tipologias das formações ferríferas e minérios.

Há três tipologias primárias de jazimentos de ferro: minério de Fe-Ti em complexo acamadado, formações ferríferas do tipo Algoma e formações ferríferas do tipo Lago Superior, cada uma das quais apresentando subtipos e concentrações superficiais (cangas, elúvios e colúvios ou rolados).

O minério de Fe-Ti ocorre associado a metagabros (anfíbolitos) e metanortositos (rochas feldspáticas) e os seus afloramentos encontram-se em posição periférica dentro de um corpo alongado de rochas metamáficas e metaultramáficas, com cerca de 1,5km de comprimento e situado imediatamente ao sul da localidade de Candidópolis; apresenta estrutura maciça (quando constituído por cerca de 90% de magnetita e ilmenita) ou bandada (no caso de aumentar o percentual em volume de minerais como a clorita e a hornblenda); um outro tipo relativamente comum de minério é o anfíbolito mineralizado, que experimenta incrementos nos conteúdos de máficos e exibe algum plagioclásio. Os teores de ferro (total) nos diferentes tipos de minério variam entre 27 e 47% e a reserva medida alcança 1.800.000 toneladas.

Tal como ocorre no restante do Quadrilátero Ferrífero, a grande maioria dos depósitos de ferro está em íntima associação estratigráfica com a sequência metassedimentar paleoproterozóica do Supergrupo Minas. Também aqui não se modifica a relação espacial com as sequências metavulcano-sedimentares arqueanas (Supergrupo Rio das Velhas e Complexo Guanhães), que estão sotopostas ou tectonicamente imbricadas com aqueles. Cabe ressaltar que com base nas associações litológicas, a atual cartografia geológica da Folha Itabira propõe a inclusão das formações ferríferas de Hematita (Piçarrão) e Nova Era no Complexo Guanhães, embora essas rochas também possam ser correlacionadas com aquelas do Grupo Itabira.

As formações ferríferas do tipo Algoma estão presentes em praticamente toda a área de ocorrência da sequência metavulcano-sedimentar do Grupo Nova Lima (unidades Santa Quitéria e Córrego do Sítio) e definem alinhamentos denominados São Bento, Brumal etc. Essas rochas não apresentam um histórico favorável em termos do seu aproveitamento como minério de ferro, mas na região do morro da Donana, a sudoeste de Santa Bárbara, foi realizado um trabalho de avaliação das reservas de canga ferruginosa que recobre xistos e formações ferríferas. Neste local, as reservas inferidas, com 45 milhões de toneladas, parecem ser exageradas, mas o maior problema talvez resida nos altos teores de fósforo (superior a 0,1%) do minério, um fator fortemente restritivo ao seu uso na siderurgia. De qualquer maneira, houve algumas tentativas de explorá-las num passado já remoto, o que constitui um

Tabela 4.2 - Distribuição e dados econômicos dos jazimentos de ferro na área da Folha Itabira.

TIPOLOGIA	LOCAL/REGIÃO	Nº DE DEPÓSITOS	RESERVAS				PRODUÇÃO (1998)
			MEDIDA	INDICADA	INFERIDA	TOTAL	
Complexo acamadado	Candinópolis	1	1.802.000	0	0	1.802.000	0
subtotal		1	1.802.000	0	0	1.802.000	0
FFB Algoma	Santa Bárbara	1	796.696	207.047	(?) 45.000.000	(?) 46.003.743	0
	Nova Era	?	?	?	?	?	0
	Hematita (Piçarrão)	2	109.548	234	594.000	937.548	0
subtotal		3	906.244	441.047	(?) 45.595.000	(?) 46.941.291	0
FFB Lago/superior	Serra do Tamanduá	24	950.270.252	791.912.626	286.198.880	2.028.381.158	184.766
	Itabira	10	1.245.811.513	823.638.000	278.535.000	2.345.784.513	57.770.679
	R. Piracicaba-J. Monlevade	24	138.581.432	209.818.183	207.331.635	555.731.240	7.912.878
subtotal		58	2.334.463.197	1.825.368.209	770.065.505	4.929.896.911	65.668.323
TOTAL		60	2.337.171.441	1.825.809.256	815.659.505	4.978.640.202	65.668.323

dos poucos casos documentados de lavra, ainda que pouco expressiva, visando minério de ferro no interior do Grupo Nova Lima. Quanto aos corpos de minério de ferro de Nova Era e do Piçarrão, ainda não há dados que permitam situá-los com segurança entre os jazimentos arqueanos; no caso dos últimos, as reservas de minério foram praticamente exauridas pela CVRD há cerca de duas décadas, restando agora menos de um milhão de toneladas.

Na Formação Cauê, do Grupo Itabira (Supergrupo Minas), ocorrem as formações ferríferas do tipo Lago Superior, que apresentam uma morfologia estratiforme, com grande persistência lateral das camadas e dos teores de ferro. As litologias predominantes são itabiritos, que correspondem a misturas, em proporções variáveis, de minerais oxidados de ferro (hematita e magnetita, com alguma martita) e quartzo (*metachert*); a mineralogia acessória compreende, ainda, alguma sericita, carbonatos (calcita e dolomita) e anfibólios, além de limonita e óxidos e hidróxidos de manganês. Dentro da Formação Cauê cabe ressaltar a íntima associação dos itabiritos com outros metassedimentos químicos (como os dolomitos) e clástico-químicos (filitos dolomíticos e anfibolitos paraderivados), e, em particular, com grandes corpos lenticulares de hematita compacta a pulverulenta, detentores das concentrações mais ricas em ferro. Em função da sua acentuada resistência à erosão, os itabiritos dessa unidade remanescem com um típico relevo de cristas que denunciam a estruturação do pacote sedimentar resultante de vários eventos deformacionais. Tanto na região de Itabira, quanto no restante do Quadrilátero Ferrífero, as estruturas geradas durante o Proterozóico não raro são do tipo sinclinal, por vezes com rompimento de charneiras e o desenvolvimento de escamas de empurrão, em parte integrando a zona externa de um cinturão móvel neoproterozóico denominado de Faixa Araçuaí.

Conforme exposto na tabela 4.2, a grande quantidade de jazimentos de ferro atesta a importância dessa substância no cenário mineral da região e mesmo do país. A intensa atividade exploratória dos itabiritos da Formação Cauê encontra-se bem caracterizada na Folha Itabira, onde foram cadastradas 58 jazidas e minas de ferro a céu aberto, dezessete das quais encontram-se em atividade e respondem por cerca de 50% da produção nacional. A maioria das jazidas minerais é de pequeno porte.

A história econômica da região de Itabira, atualmente marcada pela intensa exploração de jazidas

de ferro, teve início, contudo, com a mineração do ouro, a partir das descobertas pioneiras realizadas pelos bandeirantes nos primórdios do século XVIII. O aproveitamento de minério de ferro do distrito mineiro mundialmente conhecido como Quadrilátero Ferrífero, utilizado em forjas catalãs, só começou por volta de 1830, e essa primeira fase estendeu-se até 1932. Em 1903 teve início a construção da Estrada de Ferro Vitória-Minas e em 1908 a mesma foi absorvida pela Itabira Iron Co., que também adquiriu as jazidas de Cauê, Dois Córregos e Conceição. Com a criação da Cia. Vale do Rio Doce, em 1942, o controle acionário passou a ser brasileiro e a ferrovia estendeu-se até as localidades de Nova Era e Itabira, completando a ligação ferroviária entre as minas de ferro e o porto de Vitória. Na primeira metade do século atual foram realizadas algumas avaliações de reservas dentro das técnicas preconizadas pela legislação mineira, seguindo-se, nas décadas de 50 e 60, a primeira cartografia geológica sistemática de detalhe da área desse distrito pelas equipes do USGS e DNPM, com o estabelecimento de uma estratigrafia completa para as unidades que compõem o Supergrupo Minas. A partir daí foi realizada a maior parte dos trabalhos de avaliação econômica do minério existente no QF, localizados os corpos mais importantes em termos de volume, teor e favorabilidade para a exploração, e dado início ao desenvolvimento dos projetos mais importantes e ambiciosos em termos de lavra do minério de ferro.

Todo o minério de ferro é extraído das camadas itabiríticas da Formação Cauê, sedimentada durante a transição dos tempos arqueanos para o Paleoproterozóico, mais precisamente no início deste último período. A Formação Cauê é integrante da unidade litoestratigráfica média do Supergrupo Minas, o Grupo Itabira. Está representada por um conjunto de jazimentos estratiformes onde se observa uma grande variação nos teores médios do metal (35,3% nos itabiritos a 68,2% de Fe na hematita), de acordo com os resultados expostos nas avaliações das reservas realizadas por diversas empresas. As rochas objetivadas dentro da Formação Cauê são corpos lenticulares de hematita (compacta ou pulverulenta) e camadas de itabiritos, cuja mineralogia é constituída principalmente de hematita, magnetita, martita, quartzo (*metachert*), carbonatos (calcita e dolomita) e sericita, além de limonita e óxidos e hidróxidos de manganês. No caso dos minérios mais ricos, com cerca de 67 % de Fe, os outros parâmetros composicionais, de natureza química e que por vezes são determinantes na qualidade do minério,

inclusive com exigências cada vez maiores por parte do mercado consumidor, são: $\text{SiO}_2 = 0,8\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,9-1,7\%$ e $\text{P} = 0,03-0,04\%$. São os conteúdos de Fe, junto com alguns critérios mineralógicos e petrográficos, que definem as diferentes denominações dadas aos minérios produzidos no Quadrilátero Ferrífero:

- hematita - > 64% de Fe
- itabirito rico - 60 - 64%
- itabirito - < 60%

Os itabiritos são rochas que se caracterizam por uma estrutura bandada, de notável continuidade e onde se alternam lâminas escuras ricas em minerais de ferro, mormente a hematita e a magnetita, com lâminas claras formadas à base de quartzo. Quando submetidos a processos de alteração hidrotermal como a silicificação, os carbonatos originais estão parcialmente transformados em anfibólios (tremolita e actinolita). A predominância local desses carbonatos sobre os minerais de ferro determina a intercalação de lentes dolomíticas mais ou menos ferruginosas em meio aos itabiritos, bem como a passagem rápida, ainda que gradativa, para a Formação Gandarela, imediatamente sobreposta à Formação Cauê, dentro daquilo que constitui o Grupo Itabira, na estratigrafia clássica do Quadrilátero Ferrífero.

Embora não tenham sido objeto de quantificação de reservas até o momento, devido às pequenas dimensões dos corpos, cabe destacar a presença de lentes itabiríticas também no interior da Formação Gandarela. Também nas unidades basal e média do Grupo Nova Lima ocorrem formações ferríferas bandadas, mas que nunca foram objeto de atividades exploratórias em função das suas dimensões mais reduzidas (especialmente a espessura) e teores de Fe mais baixos, em relação aos itabiritos da Formação Cauê.

O ritmo da exploração das grandes jazidas de ferro tem sido bastante intenso nas últimas décadas, concentrando-se basicamente nas minas da região de Itabira (com reservas totais de itabiritos e hematita superiores a 2 bilhões de toneladas). Tomando por base os dados dos relatórios anuais de lavra apresentados pelas empresas de mineração ao DNPM no período de 1989 a 1998 (figura 4.1), observa-se uma tendência a uma produção levemente decrescente de minério de ferro na região até o ano de 1992, o que é motivado mormente pela variação negativa no valor da produção do distrito de Itabira (CVRD), onde se concentra mais de 85% do montante. Nessa mesma região, a CVRD vinha produzindo em torno de 45 milhões de toneladas

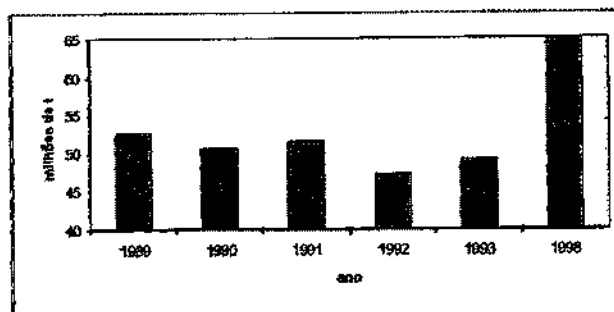


Figura 4.1 - Produção anual total de minério de ferro na Folha Itabira (período 1989-1993 e em 1998).

por ano, mas em 1998 o total cresceu para cerca de 58 milhões de toneladas, incluindo-se aí a produção da região de Morro do Pilar, mais ao norte e integrante do grupamento mineiro. Na faixa Rio Piracicaba - João Monlevade, a produção da SAMITRI, segunda mineradora mais importante na região, tem oscilado dentro de um intervalo de 2 a 5 milhões de toneladas anuais de minério de ferro; essa empresa tem extraído também cerca de 1 a 2,5 milhões de toneladas por ano nas minas de ferro de João Monlevade e o total dessa região atingiu 8 milhões de toneladas em 1998 (ver tabela 4.2). Dessa forma, nesse ano observou-se um grande acréscimo na produção total de ferro.

Devido a maior resistência à erosão, as rochas ferríferas resultam realçadas na topografia, quase sempre constituindo as cristas de serras de grandes dimensões longitudinais e favorecendo em muito as técnicas de lavra em bancadas, executadas a céu aberto e com cavas de exaustão bem estabelecidas. Isto é realizado com um desmonte variável de um capeamento de canga laterítica, rica em ferro (e por isso quase sempre aproveitada), e dos estratos adjacentes estéreis. As lavras do minério de ferro são inteiramente mecanizadas e normalmente envolvem o uso de explosivos. O tratamento do minério, para enriquecimento por eliminação da maior parte da sílica, é executado em áreas de servidão localizadas nas proximidades das minas, e os rejeitos desse beneficiamento ficam retidos, em grande parte, nas barragens de decantação. Mais recentemente, uma recuperação ambiental das áreas esgotadas pela lavra tem sido iniciada através de programas que aplicam uma nova cobertura vegetal, principalmente de gramíneas, sobre as mesmas.

Em função das suas características granulométricas, o material beneficiado e produzido nas minas, recebe as seguintes denominações na comercialização:

lumpy ore - 2" - ¼"
 sinter feed - ¼" - 100#
 pellet feed fine - 100# - 325#

A maior parte do minério de ferro produzido é enviada, através de transporte ferroviário, para os portos de exportação, como o terminal de Tubarão, situado nas proximidades de Vitória (ES).

4.1.4 Manganês

Mineralizações de manganês, ainda que pouco expressivas, estão presentes em duas seqüências estratigráficas bastante distintas (unidades Rio das Velhas e Minas).

Na mais antiga dessas seqüências supracrustais, neoarqueana, ocorrem formações manganíferas na região do morro da Donana (Unidade Santa Quitéria), bem como em zonas de alteração caulínica em rochas filíticas e que foram alvo, no passado, de explorações superficiais. Saliente-se que nessa mesma área foram realizados novos trabalhos de avaliação de reservas de minério manganífero, que estabeleceram pouco mais de 30.000 toneladas com um teor médio de 20,6% de Mn.

Outras concentrações manganíferas encontram-se intimamente associadas às rochas itabiríticas do Grupo Itabira (Supergrupo Minas), onde em muitos dos depósitos de formações ferríferas do tipo Lago Superior observa-se também a presença de óxidos de manganês. A morfologia dos enriquecimentos superficiais é lenticular a irregular, a textura é fina a nodular e a sua paragênese mineral contempla mormente os óxidos e hidróxidos de ferro e manganês, associados a micas (sericita) e quartzo. Depósitos de manganês foram lavrados em Itabira e na serra do Tamanduá, e ocorrências de gonditos estão registradas na faixa Rio Piracicaba - João Monlevade, junto com xistos granatíferos. Os principais jazimentos de manganês correspondem aos da fazenda Brucutu (serra do Tamanduá), com 207.000 toneladas (57,7% de MnO_2) e da região de Água Limpa (quase 230.000 toneladas com 26,2% de Mn).

4.1.5 Níquel

Mineralizações de níquel são referidas na bibliografia em associação com rochas metaultramáficas (serpentinitos e clorita xistos) situadas no contexto do Complexo Mantiqueira, no quadrante sudeste da Folha Itabira. Em um desses locais, denominado Jamba (córrego Barro Branco) a concen-

tração do metal, possivelmente através de processos lateríticos, atinge 3,7% de NiO, mas não há notícias sobre o seu aproveitamento econômico.

4.1.6 Ouro

Hospedeiras: ffb's arqueanas.

Encaixantes: ffb's paleoproterozóicas (caso de veios de quartzo sulfetados concordantes com a estruturação dos itabiritos).

Garimpos em Aluviões

Desde o final do século XVII é conhecido o potencial aurífero da região do Quadrilátero Ferrífero, quando foram encontrados vários jazimentos secundários e teve início o primeiro Ciclo do Ouro no Brasil. Enquanto o metal foi explorado com técnicas rudimentares pelos bandeirantes, que se fixavam principalmente em lavras aluvionares (como as existentes ao longo dos terraços terciário-quaternários e da planície quaternária do rio Conceição, Socorro, Santa Bárbara e Piracicaba) e algumas zonas superficiais oxidadas (Barra Feliz), os depósitos de ouro primário também foram sendo sucessivamente detectados pelos trabalhos pioneiros. Contudo, foi durante o século XIX que se deu a descoberta ou caracterização da maior parte dos jazimentos auríferos com grandes reservas e teores elevados. Foram desenvolvidos, então, os primeiros trabalhos mineiros com tecnologia mais adequada para as lavras subterrâneas, tendo havido ainda um aporte significativo de capitais estrangeiros, notadamente os de origem inglesa. Esses empreendimentos visando ao minério primário logo se esgotaram, no entanto, devido às dificuldades de recuperação mais expressiva do ouro associado a sulfetos, utilizando essencialmente processos gravimétricos, e contínuas infiltrações de água, bem como das freqüentes casos de malversação dos recursos financeiros ali investidos. Encerrava-se, assim, uma etapa da qual só sobreviveu, como digna de menção, a Mina Grande, em Nova Lima (Folha Belo Horizonte), já então consagrada mundialmente como uma grande produtora de ouro. A mina de São Bento, em Santa Bárbara, também veio a sofrer uma paralisação por motivos técnicos, caracterizando uma intermitência na sua produção, tendo havido posteriormente campanhas de avaliação das reservas e o desenvolvimento de uma lavra essencialmente subterrânea que se mantém em atividade até os dias atuais. Outras mineralizações auríferas, como as de Santa Quitéria, Brumal, Cauê

e Pari também tiveram as suas reservas estabelecidas recentemente e complementam o quadro econômico do ouro na região.

Um dos primeiros cadastramentos dos recursos minerais auríferos existentes na região foi realizado por Paul Ferrand (1913), embora à época ainda não se dispusesse de uma base cartográfica, modelos genéticos, classificações tipológicas mais completas ou de facilidades analíticas; mesmo assim, para muitos dos depósitos auríferos resultaram disponíveis informações básicas sobre algumas das suas características tipológicas e teores médios de ouro (em g/t).

Uma retomada das pesquisas de ouro no Quadrilátero Ferrífero foi realizada no início do século XX, mais especificamente durante a década de 30 (Moraes, 1937 e 1939), e consistiu basicamente na reavaliação dos depósitos encontrados anteriormente por diversos exploradores, através da limpeza de galerias, registros cartográficos (mapas com localização das minas e de detalhes das galerias) e anotações sistemáticas dos materiais amostrados e respectivos teores analíticos.

A partir da década de 80, e seguindo uma forte valorização na cotação internacional do metal (iniciada em 1979), ocorreu uma nova fase de pesquisas bem mais abrangentes e com aplicação de técnicas modernas. Destaca-se aí um surto notável de prospecções geofísicas e geoquímicas, a aplicação da análise da deformação aos sítios mineralizados e campanhas intensivas de sondagem rotativa, por parte das empresas detentoras dos direitos minerários, em especial a Mineração São Bento/UNAMGEN e a CVRD/DOCEGEO. Disso resultou um novo acervo de dados no que se refere ao conhecimento das características dos jazimentos e das suas reservas auríferas nos municípios de Santa Bárbara, Barão de Cocais e Itabira, culminando com o aerolevantamento geofísico de parte do Quadrilátero Ferrífero e a cartografia geológica de detalhe (escala 1:25.000) e sistemática do Supergrupo Rio das Velhas pela CPRM, esses últimos trabalhos tendo sido desenvolvidos já na década de 90. Um número razoavelmente grande de novos alvos para investimentos em pesquisa de ouro, gerados pela recente etapa de investimentos em prospecção geofísica, encontra-se ora ainda em fase inicial de estudo.

O cadastramento mineral na Folha Itabira mostrou que há, no momento, muito poucas minas de ouro em atividade, correspondentes basicamente às de São Bento e Cauê, enquanto que algumas minas menos tradicionais da região encontram-se pa-

ralizadas, a exemplo das denominadas Pari, Santa Quitéria e Jambelero. A paralisação desses dois últimos empreendimentos mineiros deveu-se ao fato da exaustão das reservas conhecidas. Em outros casos parece haver uma influência dos teores médios antieconômicos (como reflexo da atual queda no preço internacional do ouro) e dos pequenos volumes de minério, que nem sempre permitem um rápido início dos trabalhos de lavra.

Conforme exposto na tabela 4.3, há, ainda, um grande número de jazidas, ou simplesmente depósitos e ocorrências, com uma baixa tonelagem de minério e/ou com um teor médio de ouro pouco expressivo. Essa situação é particularmente válida para aqueles jazimentos situados na região de Santa Bárbara e Florália, onde se observa também uma maior concentração dos mesmos no interior do Grupo Nova Lima. A julgar pelos dados das reservas avaliadas nesses sítios mineralizados, de um modo geral bastante discretos, a retomada e/ou o início da exploração de minério aurífero nos mesmos não deverá alterar substancialmente o quadro da produção regional do metal.

Apesar da diversidade tipológica que caracteriza as dezenas de jazimentos de ouro primário na área da folha, destaca-se a sua incidência marcante no contexto do Grupo Nova Lima, particularmente na Unidade Santa Quitéria e tendo como metalotectos principais as formações ferríferas arqueanas (fácies óxido e carbonato); são bastante continuas, formando alinhamentos regionais. As zonas de cisalhamento hidrotermalmente alteradas, que denotam evidentes controles de processos epigenéticos, parecem influir muito pouco na constituição das mineralizações e não representam metalotectos muito importantes nesta região. Uma outra unidade estratigráfica digna de nota refere-se à paleoproterozóica Formação Cauê, onde itabiritos e corpos de hematita pulverulenta, também denominados de jacutinga, representam hospedeiros de concentrações auríferas relativamente importantes, como é o caso da mina do Cauê.

Um outro tipo de mineralização aurífera, igualmente situado no Grupo Nova Lima, encontra-se associado a camadas de *metachert* ferruginoso e sulfetado, como nas minas de Santa Quitéria (junto com formação ferrífera bandada) e Pacheca, e na jazida da Bocaina.

Quanto às mineralizações ocorrentes sob a forma de veios e *boudins* de quartzo, ou de quartzo e carbonato, encaixados em litologias as mais diversas do Grupo Nova Lima e da Formação Cauê, observa-se a existência de algumas poucas ocorrên-

Tabela 4.3 – Classificação dos jazimentos auríferos da Folha Itabira, de acordo com os principais parâmetros geológicos.

UNIDADE	TIPOLOGIA	STATUS	DENOMINAÇÃO	TEORES (g/t de Au)	PARAGÊNESE
Cenozóico	Aluvião (g/m ³)	Jazida	Barra Feliz, Brumal, Arranca Toco, Fazenda Cururu, Pantame	0,25 0,12-0,48	Hematita, quartzo, granada, estaurolita, magnetita, limonita, marrita
		Garimpo intermitente	Rio Santa Bárbara, Fazenda do Ângelo	0,11-2,56	Quartzo, hematita, magnetita, limonita, granada, mica
	Canga	Garimpo inativo	Quaresma		
Supergro- po Minas	FFB (Itabirito)	Ocorrência	Carijó, Conceição		Quartzo hematita
		Mina ativa	Cauê	3,04	Quartzo, hematita, limonita
		Mina inativa	Brucutu, Córrego São Miguel, Taquaril, Santana, Poço Treloar, Água Santa, Periquito		
Grupo Nova Lima	Desconhecida	Mina inativa	Chaminé, Fazenda Camas		
	Anfibolito	Ocorrência	Morro Alto, Córrego Bonito (Florália)	≤ 1,2	
		Mina inativa			Anfibólio, clorita, sericita, sul-fetos
	FFB e metachert	Ocorrência	Brumal de Santa Bárbara, Conceição, Paratudo, Muro, Boquinha, Badi	≤ 2,8	Quartzo, sericita, clorita, hematita
		Jazida	Brumal, Pari, Mina de Pedra, Santa Quitéria (Anomalias I e II), Bocaina, Pitanga, Capoeirinha	2,5-15,2	Pirrotita, arsenopirita e pirita
		Mina antiga	Pinta Bem, Sangue de Boi, Descoberta, Santana, Goiabeiras (Capitão Taylor), Barra Feliz, José Tapa, Escavação Divisa ou Dois Irmãos, João Pebe, Gambá, Morro da Mina/Patrimônio	≤ 2,3	Quartzo, magnetita, limonita
		Mina inativa	Santa Quitéria, Jambeiro	3,6-25,4	Quartzo, pirita, arsenopirita
		Mina ativa	São Bento	9,7	Pirita, arsenopirita, pirrotita
Grupo Quebra Osso	Xisto metaultramáfico	Ocorrência	Brumal de Santa Bárbara (II e III), Praia	≤ 2,2	Clorita

cias e "minas antigas", com teores de ouro pouco expressivos e volumes de minério geralmente de pequeno porte, o que as torna desinteressantes ou pouco atrativas.

Na figura 4.2 observa-se uma tendência de crescimento no montante da produção de ouro nesse segmento do Quadrilátero Ferrífero, ora situado acima de quatro toneladas; isto se baseia nos dados disponíveis no DNPM e que são relativos às minas de São Bento (UNAMGEN) e Cauê (CVRD), localizadas nos municípios de Santa Bárbara e Itabira, respectivamente. Essa produção deve-se mormente à participação da mina de São Bento, cujo crescimento parece dar-se de uma forma relativamente consistente. Cabe adicionar que o valor médio anual dessa produção do metal nessas duas

minas situa-se em torno de 50 milhões de dólares na área da Folha Itabira, apesar da recente queda no valor internacional do ouro.

Dentre as outras mineralizações auríferas com maior potencialidade devem ser distinguidas as jazidas da região do Brumal/São Jorge e, talvez a do Pari, que poderão adicionar uma nova perspectiva em termos de produção de minério de ouro, a médio prazo.

4.1.7 Prata

Este metal ocorre associado ao ouro, nos jazimentos hospedados em formações ferríferas bandadas da Unidade Santa Quitéria, em Santa Bárbara. Na mina de São Bento (onde foram produzidos

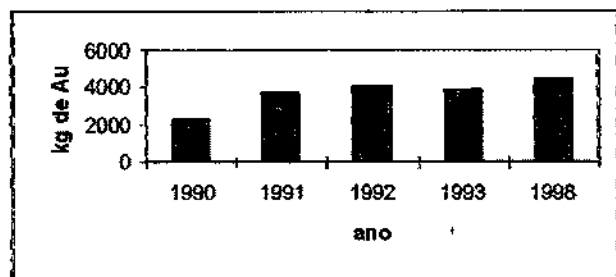


Figura 4.2 – Produções anuais de ouro (em quilogramas) na Folha Itabira, no período 1989-1993 e em 1998. (Fonte: RAL's do DNPM).

280 kg de prata em 1998) apresenta um teor médio de 0,6 g/t de Ag, e na jazida do Brumal o conteúdo é de 1,1 g/t. As perspectivas de produção encontram-se, portanto, diretamente ligadas aos planos de aproveitamento do ouro.

4.1.8 Titânio

Os jazimentos de magnetita e ilmenita presentes no complexo acamadado de Candidópolis já foram analisados no item 4.1.3 (ferro). Cabe ressaltar que em dois locais ocorrem apenas blocos rolados do minério de titânio, de modo que as reservas (1.800.000 toneladas com teor médio de 12,8% de TiO_2) se referem a apenas um corpo com acamamento ígneo preservado.

4.1.9 Água Mineral

Na fazenda Rio do Peixe, situada a cerca de 4km ao norte de Nova Era, existe uma fonte radioativa de água mineral, com decreto de lavra que está sendo negociado, para seu engarrafamento, com empresas do setor. Requerida pela Água Mineral Santa Helena, possui uma vazão de 15.640 litros/dia, e emerge absolutamente límpida e sem turbilhonamento, com uma temperatura de 21,5°C, para 30°C de temperatura média do ambiente.

A água surge no micaxisto claro, muscovítico, compacto, altamente micáceo, de cor clara e nitidamente estratificado, porém muito metamórfico. A rocha original sofreu intrusões de *sills* pegmatóides e apresenta lentes de rocha metabásica (anfíbrito). Na superfície exhibe blocos de quartzo leitoso. O fluxo de água da fonte é controlado por uma diáclase da rocha, e com grande abundância. A radioatividade na fonte é de 20,23 unidades Mache e uma

análise antiga da água revelou a seguinte composição:

– cloreto de sódio	0,0018
– bicarbonato de cálcio	0,0052
– bicarbonato de magnésio	0,0036
– bicarbonato de sódio	0,0032
– bicarbonato de potássio	0,0026
– nitrato de potássio	0,0020
– sílica	0,0070

4.1.10 Amianto

A presença de amianto só é referida junto com a mineralização de níquel do local denominado Jamba (ou córrego Barro Branco), em rochas metaultramáficas situadas no contexto do Complexo Mantiqueira. Também no caso deste material não é possível estabelecer uma avaliação do seu potencial, devido à inexistência de quaisquer parâmetros geológicos e/ou econômicos.

4.1.11 Areia

A exploração de areia ocorre em aluviões e em zonas de enriquecimento superficial de rochas quartzíticas. A areia das aluviões, portanto localizada ao longo das principais drenagens (como os rios Piracicaba e Santa Bárbara), destina-se ao uso imediato na construção civil, e neste caso também pode ser extraído cascalho. Em função da morfologia irregular dos depósitos e da precariedade de sua exploração, as reservas de areia nas aluviões são imprecisas ou desconhecidas.

O segundo caso refere-se à exploração de areia quartzosa, constituída de sílica branca, e onde as rochas originais são quartzitos friáveis e quartzomica xistos associados ao Complexo Guanhães (serra da Pedra Branca, a leste de Itabira) e à Sequência Gnáissica-Anfibolítica (ao norte de Florália). Além da construção civil, a lavra de areias especiais permite usos mais nobres, como areia de fundição e industrial. As reservas totais aproximam-se de 15 milhões de toneladas e os teores de sílica comumente superam 98% em volume. A produção de areias especiais é realizada somente em dois locais e alcança cerca de 12.000t/ano. Por outro lado, como as rochas do substrato são friáveis, a sua extração também pode ser muito facilitada com o uso de pás mecânicas ou de retroescavadeiras, permitindo a sua desagregação no local e carregamento direto nos caminhões, sem beneficiamento ou classificação para o uso imediato. Este fato ajuda a tornar a exploração clandestina, motivada por

um aumento momentâneo da demanda ou mesmo acordos mais facilitados com os superficiários locais.

4.1.12 Brita (Granito Industrial)

As maiores pedreiras estão localizadas nas circunvizinhanças das cidades de Itabira, João Monlevade e Barão de Cocais, caracterizadas por uma maior demanda local na construção civil e pelo uso no leito da estrada de ferro. Em Itabira algumas pedreiras foram abandonadas devido ao crescimento urbano, o que tornou a exploração perigosa ou restringiu o uso de explosivos.

Foram cadastradas dezesseis pedreiras, das quais cinco mostram atividades que levam a uma produção acumulada declarada de mais de 130.000 m³/ano e estão situadas tanto nos granitóides do tipo Borrachudos, como nos ortognaisses do Complexo Granítico-Gnáissico-Migmatítico.

4.1.13 Gemas e Pegmatitos

A atividade mineral relativa às substâncias não-metálicas nesta folha não se encontra tão difundida como a dos minérios metálicos, mas a produção de gemas e, em alguns poucos casos, de outros minerais associados a pegmatitos, constitui certamente uma exceção. O desenvolvimento de atividades extrativas tem sido realizado em grande parte por garimpeiros, dando seqüência a prospecções baseadas na procura incessante de indícios diretos destes corpos. Mesmo assim, as três maiores descobertas de gemas, sendo duas de esmeralda e uma de alexandrita, foram realizadas de forma casual, levando a uma afluência posterior de garimpeiros para aqueles locais.

A tabela 4.4 demonstra a situação atual do quadro da exploração dos recursos minerais associados a pegmatitos, com base em dados cadastrais (levantamentos de campo e no DNPM). Alguns dos jazimentos representam lavras de aluviões e colúvios e muitas vezes há mais de uma substância presente, de modo que o número total dos minerais supera o de jazimentos diretamente associados a pegmatitos (total de 24) na área.

Além dos minerais tradicionais dos pegmatitos (quartzo, feldspato/caulim e mica), outros minerais são identificados, como a turmalina, mas sem apresentar, até o momento, uma potencialidade digna de nota. A mica presente nesta faixa de pegmatitos não possui boa qualidade e sua exploração situa-se em segundo plano.

Tabela 4.4 – Atividades minerais em jazimentos associados a pegmatitos.

Minerais	Situação Atual				Total
	Ocorrência	Jazida	Mina	Garimpo	
Água-marinha			5	6	11
Alexandrita		1	7	1	9
Ameixista	2			4	6
Berilo	1	1	1	3	6
Caulim		1	2		3
Crisoberilo			1		
Esmeralda		1	5	4	10
Feldspato		2		1	3
Quartzo		1		1	3

Alexandrita

A alexandrita ocorre na região de Hematita, município de Antônio Dias, e seu conhecimento é bem recente (1987). Sua descoberta foi por acaso, quando "gemas" diferentes foram encontradas no córrego da Liberdade e posteriormente identificadas como sendo a variedade de crisoberilo (óxido de berílio e alumínio), o que desencadeou uma grande invasão de garimpeiros.

Após uma demanda judicial por parte dos requerentes das áreas, sua exploração passou a ser mais racional e atualmente a Alexandrita Mineração, Comércio e Exportação detém grande parte dos direitos de lavra. A Marsil, Transporte, Terraplanagem e Mineração Ltda., antes detentora de uma mina de ferro numa área vizinha, agora também desenvolve trabalhos de exploração de alexandrita.

A extração é realizada por meio de catas com escoramento de madeira e bombas para retirar a camada de cascalho mineralizado em berílio e crisoberilo. O perfil das aluviões mostra sempre uma camada superficial de argila amarela, seguida de uma camada de areia e, finalmente, o cascalho mineralizado, este normalmente com uma espessura de 0,5m. Provavelmente a fonte do crisoberilo situa-se nos pegmatitos da região e o pacote aluvionar posiciona-se sobre rochas gnáissicas, localmente cortadas por rochas ultrabásicas. A espessura média do capeamento é de aproximadamente cinco metros.

A lavra de aluvião contendo alexandrita atingiu 43.800m³ em 1998.

Esmeralda

A principal mina de esmeralda está localizada em Oliveira Castro, município de Itabira, e é explorada pela Belmont Gemas Ltda. Sua descoberta em 1978 foi acidental, quando "pedras verdes" foram encontradas ao lado do barranco da Estrada de Ferro Vitória-Minas e logo identificadas como esmeraldas. A prioridade sobre o direito mineral foi logo garantida pelo próprio superficiário, mas mesmo assim não foi possível impedir uma invasão de garimpeiros. Mais tarde, e após o esvaziamento do garimpo, foi desenvolvida uma pesquisa na área, com sondagem rotativa, e avaliada uma reserva, viabilizando a implantação de uma lavra subterrânea mecanizada e um beneficiamento sofisticado. A geologia local mostra um conjunto de xistos (biotita/flogopita xistos, clorita xistos etc) com intercalações de metaultramáficas, cortado por um dique pegmatítico com 10m de espessura.

Atualmente a esmeralda é explorada mecanicamente com guindastes que retiram o material e o colocam em caminhões, que transportam o minério para o beneficiamento ainda na área da mina. O minério é então lavado com jatos d'água, separando os matacões e seixos grandes, e o material fino é separado com peneira; o material é então transportado para silos, onde a esmeralda é catada manualmente em esteiras rolantes. As esmeraldas apresentam-se quase sempre parcialmente envolvidas por uma rocha folheada, resultante da decomposição dos xistos, de onde são facilmente extraídas.

Próximo à jazida da Belmont, na fazenda São José, há um garimpo com produção de esmeralda e água-marinha.

Em 1988, na fazenda Capoeirana, uma outra ocorrência de esmeralda foi descoberta novamente por acaso, levando ao desenvolvimento de intensas atividades garimpeiras que persistem até hoje. Constata-se ali a presença de rochas gnaissicas de composição granítica em contato com uma sequência metavulcano-sedimentar constituída basicamente por flogopita/biotita xistos em intercalações métricas com gnaisses pelíticos, xistos ultramáficos, anfíbolitos diversos e veios pegmatóides e de quartzo. Atualmente é impossível calcular a produção do garimpo, pela falta de dados confiáveis fornecidos pelos garimpeiros. Devido a isto, na figura 4.3 constam apenas os dados da mina Belmont, cuja produção se mostrou declinante durante alguns anos e parece ter estabilizado numa faixa de 25 a 30kg/ano.

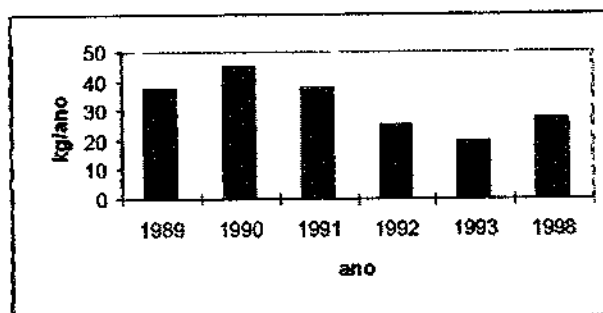


Figura 4.3 – Produções anuais de esmeralda da região de Itabira no período 1989-1993 e em 1998.

Berilo e Água-Marinha

O berilo também é explorado em garimpos intermitentes, produzindo mais o berilo industrial, mesmo assim com baixa produtividade. A variedade água-marinha chegou a ser explorada, juntamente com esmeralda, na fazenda São José, vizinha à mina da Belmont Gemas. Garimpos ativos de água-marinha são os denominados de Dimas (pegmatito em biotita-anfíbólio xisto) e Quilombo (aluvial e colúvio), salientando-se que alguma produção também é obtida em minas e garimpos de alexandrita da região da Liberdade.

Os pegmatitos geralmente estão encaixados nos granito-gnaisses regionais e subordinadamente nos xistos, muitas vezes intensamente dobrados, com veios de quartzo e rochas básicas a ultrabásicas, além de anfíbolitos xistificados.

Não existe um controle de produção, devido ao tipo de jazimento e sua extração. O controle da produção de gema por garimpagem é muito difícil, já que as informações são incorretas; até mesmo o superficiário, que normalmente detém uma percentagem sobre as gemas, desconhece a quantidade exata extraída.

Ametista

Sua presença não é marcante, resumindo-se a garimpos ativos (fazendas Retiro e Gabiroba) ou intermitentes, tanto em pegmatitos encaixados em granito-gnaisses e quartzitos, como em garimpos aluvionares (córrego da Liberdade).

A sua produção destina-se principalmente à bijuteria e adornos ornamentais.

A extração é manual e geralmente realizada por alguns poucos garimpeiros, que procuram esta atividade apenas como uma alternativa ao trabalho normal.

Feldspato e Caulim

A economicidade da extração destes minerais de pegmatito encontra-se na dependência direta de um volume apreciável de material, o que não é característico na região. Mesmo assim foram cadastrados alguns jazimentos de feldspato, a exemplo do garimpo inativo da fazenda Ribeirão São José (em pegmatito, junto com água-marinha) e da jazida pequena da fazenda do Aleixo. O destino da produção de feldspato nos pegmatitos, quando esta acontece, é para o consumo da indústria, mas o minério deve antes ser moído nas especificações do mercado; tanto essa moagem, como as grandes distâncias que os separam dos centros consumidores, juntamente com os baixos níveis de produção, têm inviabilizado a sua extração.

O caulim foi cadastrado na região de João Monlevade, sendo duas jazidas e uma mina inativa (fazenda Morro Agudo). Uma das jazidas (fazenda Ângelo) apresenta um volume de 2.800m³ e 941 toneladas de reservas aproveitáveis. Na outra jazida, requerida pela Empresa de Caulim S.A., as reservas totais de pegmatito são de aproximadamente 4,5 milhões de toneladas, devendo o minério ser beneficiado nas instalações da Lux Caulim, cuja capacidade é de 50t/dia. Há alguns houve a implantação de uma unidade para o beneficiamento do caulim dos pegmatitos por parte da extinta Metais de Minas Gerais – METAMIG (Lux Caulim). Pelos trabalhos anteriores, o que se pode comprovar é que os pegmatitos regionais não são grandes, normalmente apresentando-se sob a forma de veios descontínuos e que raramente ultrapassam a quatro metros de largura, resultando numa cubagem total de baixo volume. Considerando o percentual de feldspato no pegmatito, sua transformação em caulim e o rendimento na planta de beneficiamento (menos que 20%), este beneficiamento iria receber matéria de regiões mais afastadas, com cubagem superior aos pegmatitos da área em tela.

Estes pegmatitos estão encaixados em gnaisses do embasamento e em micaxistos, quartzitos e itabiritos correlacionáveis ao Supergrupo Minas.

4.1.14 Quartzo

Uma jazida de quartzo foi cadastrada no local denominado Vila dos Alves, onde ocorrem veios

nos quartzitos da Formação Sopa-Brumadinho do Supergrupo Espinhaço (na serra homônima). Vários desses veios apresentam até 0,5m de espessura e normalmente são concordantes com a estratificação dos quartzitos, e secundariamente discordantes. A exploração da jazida, com reservas totais de 1,5 milhão de toneladas, será realizada principalmente nos veios, e subordinadamente nos elúvios e mesmo aluviões situadas próximo da fonte primária. O quartzo também é explorado ali na forma rudimentar de garimpo e o volume da extração está diretamente relacionado com a demanda e o preço. Os cristais são facetados, com tamanhos variados, compacto e fragmentado, mostrando um teor médio de SiO₂ de 99,4%. No período atual, a demanda é baixa e a extração garimpeira encontra-se praticamente paralisada.

Um outro garimpo de quartzo (variedade cristal-de-rocha) está em atividade na fazenda São Manoel, distante 5km a NNW de Nova Era. Os cristais ocorrem no colúvio que se desenvolveu sobre rochas do Complexo Guanhães.

4.1.15 Talco

O cadastramento mineral levou à constatação da presença de duas mineralizações de talco em rochas metaultramáficas posicionadas em meio ao Complexo Granítico-Gnáissico-Migmatítico (fazenda Retiro Santo Antônio, nas proximidades de São Sebastião da Vargem Alegre, no centro-leste da área estudada) e gnaisses do Complexo Mantiqueira (Jamba ou córrego Barro Branco). De provável origem metamórfico-metassomática associada a um evento deformacional, não há outros parâmetros descritivos para avaliar a potencialidade dos jazimentos.

4.2 Metalogenia das Substâncias Metálicas e Gemas

4.2.1 Alumínio

As jazidas de bauxita da serra do Tamanduá ou Dois Irmãos encontram-se situadas a altitudes entre 900 e 1.000m, associadas a uma superfície erosiva com um pendor relativamente acentuado no sentido SE. Esta superfície resultou da atuação de ciclos geomórficos (Sul-Americano e/ou Velhas) durante o Terciário e Quaternário, sob condições climáticas áridas a semi-áridas. Como os pedimentos são áreas de baixas taxas de erosão do solo em

relação à meteorização das rochas, as oscilações climáticas, com mudanças para condições mais úmidas, propiciaram o desenvolvimento prolongado, talvez durante milhões de anos, de um manto intempérico maduro, e a consequente concentração de bauxita (ora já sob a forma de gibbsita) no solo laterítico. As pronunciadas acumulações de hidróxidos de alumínio e ferro e mesmo de óxidos de titânio deram-se em detrimento da sílica (combinada), que foi intensamente lixiviada no horizonte mineralizado.

4.2.2 Cromo

As pequenas ocorrências de cromititos contidas num stock de rochas metaultramáficas na serra dos Correias, a sudoeste de Itabira, são fortemente sugestivas de processos de fracionamento magmático dentro de um sistema de câmara aberta e submetida a injeções múltiplas de magmas de composição toleítica. Uma proposta de ambiente sinvulcânico é compatível com o seu posicionamento dentro de sequência metavulcano-sedimentar e arqueana.

4.2.3 Ferro

Na área estão presentes dois tipos principais de mineralizações de ferro, sob a forma de grandes jazimentos estratiformes de formações ferríferas bandadas, a saber: os jazimentos contidos na sequência metavulcano-sedimentar arqueana do Grupo Nova Lima (*greenstone belt* Rio das Velhas) e aqueles correspondentes à Formação Cauê do Supergrupo Minas. Em função das reservas gigantescas, altos teores médios de metal contido e topografia favorável, entre outros fatores, apenas o segundo destes tipos tem sido explorado economicamente durante o atual século.

Entretanto, as diferenças entre os dois tipos de formações ferríferas ultrapassam em muito a questão do seu aproveitamento pela indústria da mineração. Para as litologias ricas em minerais de ferro encontradas no Grupo Nova Lima pode ser presumido facilmente um vínculo com fenômenos exalativos proximais a distais associados ao magmatismo inicial, de fundo oceânico, que edificou parte da pilha supracrustal constituinte do *greenstone belt*. Essa associação caracteriza as formações ferríferas bandadas do tipo Algoma, que têm uma presença expressiva nas unidades basal (Ouro Fino) e média (Santa Quitéria) do Grupo Nova Lima; na primeira, as formações ferríferas bandadas seriam do

tipo proximal ou *vulcex* (vulcânico-exalativas), e no outro caso podem ser enquadradas nos tipos medial a distal ou *sedex* (sedimentar-exalativas).

Já no que se refere à Unidade Cauê, observa-se uma sedimentação química em condições de plataforma estável, equivalente ao ambiente tectônico das margens passivas preconizado pela moderna tectônica de placas, e tipificando, portanto, depósitos de ferro do tipo Lago Superior. Os vestígios dessa paleoplataforma continental, sobre a qual se assentaram os itabiritos Cauê, são ainda encontrados desde a porção mais meridional do Cráton do São Francisco, onde integram o Lineamento Jeceaba-Bonsucesso, estendendo-se seguramente até o núcleo antigo retrabalhado, na região de Itabira, no nordeste do Quadrilátero Ferrífero. Caso se confirme o caráter cronocorrelato das formações itabiríticas existentes na faixa Sero-Morro do Pilar e na região de Guanhães, a extensão mínima dessa bacia marginal paleoproterozóica era de aproximadamente 400 quilômetros. Na área em estudo também apresentam grandes descontinuidades nas ocorrências, atribuíveis a intrusões (domos) de granitóides da Suíte Borrachudos, bem como aos eventos tectônicos compressoriais que produziram um grande número de escamas de empurrão.

A inexistência de jazimentos hodiernos comparáveis a essas enormes acumulações arqueanas a paleoproterozóicas vem impondo sérias restrições às hipóteses (Barry-Maynard, 1983) sobre a origem dos precursores mineralógicos das formações ferríferas bandadas (no caso do *chert* e dos hidróxidos de ferro originais). As dúvidas também existem sobre as condições físico-químicas (atmosfera redutora ou oxidante) dominantes no Neoarqueano e Paleoproterozóico, além de problemas na identificação das fontes do metal (vulcânico-exalativas, erosão continental etc.) e a intensidade da influência biológica (bacteriana?). Ainda assim, esses corpos têm sido considerados singenéticos, uma vez que as acumulações de ferro ocorreram junto com a sedimentação.

Muitos corpos de minério de ferro da Formação Cauê são compostos essencialmente de hematita compacta e dura, caso em que sempre apresentam altos teores de ferro (acima de 64%) e constituem muitos dos picos topograficamente realçados no perfil das serras que delineiam a complexa estrutura do Quadrilátero Ferrífero, integrando-se com a própria história da ocupação humana da região a partir do século XVII. Para tais corpos, a hipótese mais aceita sobre a sua gênese é a que favore-

ce os fenômenos de concentração diagenética a partir das camadas itabiríticas, em contraposição às teorias apoiadas essencialmente em processos de concentração hidrotermais-metassomáticos.

Um tipo particular de formação ferrífera igualmente existente na Unidade Cauê refere-se às denominadas "jacutingas", intercaladas nas camadas de itabiritos e distinguidas pelo seu aspecto friável a pulverulento, e que em grande parte pode ser atribuível às alterações superficiais (meteóricas).

Quanto ao terceiro tipo de jazimento de ferro, em Candidópolis, a sua origem é nitidamente magmática e decorreu do fracionamento no interior de uma câmara relativamente grande, com diâmetro original talvez um pouco superior a um quilômetro. Trata-se de um complexo acamadado de natureza básica, posteriormente transformado em rochas anfíbolíticas, onde o minério de Fe-Ti ocorre em ciclos repetitivos em zonas com bandamento rítmico, nas quais ele se alterna com rochas feldspáticas (metanortositos) e anfíbolitos de granulação fina a grossa (metagabros). O enriquecimento em ferro no magma, traduzido pela mineralogia à base de magnetita e ilmenita do minério, foi uma consequência da retirada de Al e Ca, elementos necessários à cristalização dos feldspatos (as camadas ricas em plagioclásio ou metanortosíticas). Para este complexo acamadado pode ser sugerida uma associação petroectônica de corpos gabróicos (magma toleítico) em ambiente sin-vulcânico (*greenstone belt* arqueano), a exemplo do Complexo de Dore Lake, em Quebec (Canadá).

4.2.4 Gemas

Ainda não está claramente definido um vínculo genético entre os pegmatitos berilíferos da região com as intrusões de granitóides da Sulte Borrachudos, apesar da notória e generalizada associação espacial entre os mesmos. O fato de que vários corpos pegmatíticos produtores de gemas encontram-se alojados nas bordas ou periferia das estruturas dômicas, e principalmente dentro dos granitóides, são indicações suficientes de uma relação de sucessão no tempo, onde os líquidos que geraram os pegmatitos teriam, no mínimo, um caráter residual dos magmas ácidos. Todas as gemas encontradas na região estão contidas em um ou mais dos pegmatitos conhecidos.

As mineralizações de esmeralda na mina Belmont e no garimpo da Capoeirana (ou fazenda Capoeirana do Meio) estão intimamente ligadas à presença de xistos ultramáficos, representados petro-

graficamente por biotita/flogopita xisto cromífero. Deve ser salientado que a cromita pode atingir às vezes até 30% da composição modal da rocha encaixante dos pegmatitos. Este tipo de associação, correlacionada a outras ocorrências de esmeralda no Brasil, leva a crer que a cromita é um dos metalotectos indispensáveis dos jazimentos esmeraldíferos definidos por Sinbanbas (1981, *in*: Souza, 1989) como sendo do "tipo xisto".

4.2.5 Manganês

As concentrações supergênicas de manganês encontram-se associadas às áreas de ocorrência de rochas carbonático-ferríferas do Grupo Itabira (formações ferríferas do tipo Lago Superior) e formações manganíferas contidas na Unidade Santa Quitéria. No caso das primeiras parecem ter prevalecido as condições primitivas de sedimentação química em ambientes marinhos plataformais, globalmente tão comuns (Barry-Mainard, 1983), e onde ocorreram acumulações relativamente discretas de óxidos e hidróxidos de manganês. Quanto às formações manganíferas observadas em meio à pilha metavulcano-sedimentar arqueana, é possível que decorram de uma partição e maior migração do manganês em relação ao ferro, a partir das exalações no fundo oceânico. Com relação aos corpos de gonditos nos xistos pelíticos do Grupo Piracicaba, o processo genético pode ter sido essencialmente o mesmo já aventado para as concentrações nas formações ferríferas do Grupo Itabira, qual seja, uma precipitação de nódulos de manganês na plataforma paleoproterozóica, sucedida por eventos metamórficos que geraram uma mineralogia rica em granadas.

4.2.6 Níquel

A tipologia da concentração de níquel em rochas metaultamáficas da região de Jamba ainda não é conhecida, de modo que se pode supor a intervenção de processos metamórfico-metasomáticos ou, mais provavelmente, de enriquecimentos superficiais (níquel laterítico).

4.2.7 Ouro

A situação atual mostra que o nível dos conhecimentos específicos sobre os processos genéticos que levaram às mineralizações auríferas do Quadrilátero Ferrífero ainda é bastante limitado. Este aspecto é ilustrado, por exemplo, pela pequena



quantidade de dados disponíveis sobre a idade das rochas encaixantes/hospedeiras, e pelo desconhecimento ainda muito elevado das principais características físico-químicas dos fluidos mineralizantes, como as suas faixas de temperatura e salinidades, bem como dos parâmetros relativos aos isótopos estáveis (C, O, S e deutério).

Outros fatores restritivos referem-se à indefinição das épocas de constituição dos jazimentos e na análise das deformações superpostas. Desta forma, sem um volume adequado de produção de dados técnicos especializados, a discussão sobre as mineralizações auríferas presentes na pilha de rochas supracrustais da região tem-se limitado à apreciação dos principais modelos genéticos vertidos na literatura internacional, utilizando particularmente os tipos caracterizados como metamórfico-hidrotermais (epigenéticos) e os de exalações submarinas (singenéticos).

Nos jazimentos de ouro primário do Quadrilátero Ferrífero, este metal encontra-se frequentemente associado a sulfetos, seja no interior ou nos contatos entre grãos dos mesmos. A exceção reside em alguns corpos de quartzo cinzento ("enfumaçado"), praticamente monomineralicos e posicionados dentro do Grupo Nova Lima, onde o ouro ocorre com um elevado grau de liberação. Ouro livre também é encontrado nos metaconglomerados (paleoplácres) da Formação Moeda, na base do Supergrupo Minas e, obviamente, nas zonas de alteração superficial dos depósitos sulfetados.

A grande maioria das mineralizações de ouro apresenta características de substituições confinadas a certas unidades liticas (tipo *stratabound*), com destaque para as camadas de formações ferríferas bandadas e *metachert*, além de rochas metamáficas integrantes da sequência metavulcano-sedimentar. Os registros dessas últimas muitas vezes têm sido interpretados como correspondentes a rochas metavulcânicas (Grupo Quebra Osso e Unidade Ouro Fino). Ainda no contexto do *greenstone belt* Rio das Velhas, um número apreciável de jazimentos, embora consideravelmente menor, encontra-se alojado em rochas interpretadas como metavulcânicas ácidas (não é o caso da área em tela) e em metassedimentos.

Com relação à tectônica, as pesquisas denotaram um marcante controle estrutural no atual posicionamento da grande maioria dos corpos de minério. Este controle está relacionado a uma lineação de estiramento com atitude do máximo em torno de 120°/40°, portanto muito próximo do valor encontrado na área da Folha Belo Horizonte, e decorrente

de uma deformação em domínio dúctil e que conferiu uma morfologia linear aos corpos, junto com um apreciável transporte de massa no sentido de WNW. Ainda constitui um objeto de discussão a influência relativa de cada uma das deformações (arqueana e os ciclos proterozóicos Transamazônico e Brasileiro) na constituição da geometria final do distrito do Quadrilátero Ferrífero e suas mineralizações auríferas. Alguns veios mineralizados, discordantes em relação à foliação penetrativa que deforma os litótipos do Grupo Nova Lima, exemplificam a interveniência de fluidos epigenéticos.

Quanto à idade dos jazimentos, datações dos sulfetos das minas de São Bento e Raposos forneceram uma idade em torno de 2,65Ga, conforme dados de equipe do USGS (De Witt, 1995, comunicação oral) e considerada como indicativa de processos singenéticos de mineralização. Contudo, esta idade difere em mais de 100Ma daquela obtida para zircões de rochas metavulcânicas ácidas da pilha supracrustal.

Ainda há um relativo desconhecimento das características dos fluidos que produziram a maioria das mineralizações; os avanços mais notáveis são pertinentes às minas de Raposos, Cuiabá (Ribeiro-Rodrigues, 1998) e Grande (Ladeira, 1980).

Conforme exposto nas tabelas 4.1 e 4.3, que representam apenas uma classificação tipológica das mineralizações e os seus contextos geológicos, há uma grande diversidade de jazimentos auríferos primários presentes na área, bem como um número bastante elevado de alguns desses tipos, devendo ser destacados os seguintes:

a) jazimentos associados à sequência metavulcano-sedimentar arqueana (*greenstone belt* Rio das Velhas)

– mineralizações *stratabound* hospedadas em formações ferríferas bandadas (ffb's), integrantes do fundo oceânico que veio a constituir parte do Grupo Nova Lima. Merecem um destaque especial as ffb's de fácies óxido e carbonato. Esses jazimentos podem atingir volumes expressivos, com dezenas de milhões de toneladas de minério aurífero, ocorrendo intercalados em meio a rochas metavulcânicas (ffb's proximais?) e metapelitos (ffb's mediais a distais?). As determinações de idade (baseadas em isótopos contidos nas fases sulfetadas) apontam no sentido de eventos mineralizantes ocorridos ainda durante o Neoarqueano (De Witt, 1995, comunicação oral), mas que não foram necessariamente coevos em relação aos fenômenos exalativos submarinos. Os controles estruturais ainda não se encontram claramente estabelecidos,

mas durante a constituição dos jazimentos salienta-se a importância dos metalotectos litológicos (as ffb's e os xistos máficos), que controlaram a deposição dos fluidos hidrotermais auríferos devido à alta reatividade dos carbonatos e outros minerais de ferro. Ao longo desses estratos carbonáticos-feríferos podem ser observadas irregularidades mais ou menos pronunciadas nos limites e geometria geral dos corpos de minério, sugestivas de um metamorfismo hidrotermal dentro dos preceitos visualizados por Phillips (1985). Junto com um zoneamento na distribuição espacial das fases sulfetadas, tais aspectos são indicativos de uma interveniência de processos mineralizantes epigenéticos. A estes últimos encontram-se superpostas acentuadas deformações por dobramentos (neoarqueanos?), com concentrações auríferas secundárias em zonas de charneiras. Também ocorrem mineralizações em zonas de cisalhamento atribuíveis a eventos ocorridos durante o desenvolvimento do Ciclo Transamazônico (Paleoproterozóico), responsável pelo transporte tangencial (escamas de empurrão) de grandes massas rochosas no sentido de WNW, junto com uma rotação dos elementos estruturais arqueanos e um notável estiramento dos corpos de minério. A influência das deformações brasileiras, neoproterozóicas, sobre a gênese dos jazimentos auríferos, parece ter sido exagerada em trabalhos anteriores;

- camadas de *metachert* sulfetado, como em parte dos jazimentos de Santa Quitéria, onde também se fazem presentes mudanças faciológicas para termos cada vez mais ricos em ferro;

- veios de quartzo sulfetados, nitidamente epigenéticos e não raro contendo uma fração mineralógica carbonática relevante. Apresentam comumente uma forma lenticular, ou mesmo de charutos estruturalmente controlados pela direção de estiramento tectônico, e que por vezes são grosseiramente concordantes com os estratos encaixantes, constituindo então os corpos antigamente denominados de vieiros-camadas. Alguns desses corpos podem ter o significado de remobilizações e/ou recristalizações metamórficas, de baixo grau de aloctonia. Quando à granulação, é muito fina, podendo ser confundidos com camadas de *metachert*;

- zonas de alteração hidrotermal, com intensas transformações das rochas encaixantes e/ou hospedeiras originais pelos processos de sericitização, cloritização, silicificação, carbonatação, sulfetação, epidotização etc, e incidentes tanto em charneiras de dobras amplas, como em rampas laterais e frontais associadas a eventos tectônicos compres-

sivos. A mina-tipo desses jazimentos é a de Juca Vieira, no município de Caeté, onde se destaca uma disposição concêntrica ou especular do zoneamento da alteração, e uma morfologia linear do corpo de minério, denunciando um forte controle tectônico e um fluxo focalizado dos fluidos mineralizantes (Vieira, 1988, 1991). Na Folha Itabira, os jazimentos encontrados no Brumal de Santa Bárbara apresentam algumas similaridades com este modelo;

- b) jazimentos associados a sequência metassedimentar paleoproterozóica (Supergrupo Minas)

- nos metassedimentos da Formação Moeda, que constituem a unidade basal do Supergrupo Minas, há evidências de acumulações auríferas detriticas relativamente expressivas em metaconglomerados do sinclinal de Gandarela (e mais ao sul da área, no sinclinal de Ouro Fino), depositados em paleocanais fluviais (Renger *et al.*, 1988; Minter *et al.*, 1990), com uma grande semelhança tipológica em relação aos importantes depósitos de ouro nos leques aluviais proximais a distais de Witwatersrand, na África do Sul. Dentro da Folha Itabira tais depósitos rudáceos não apresentam concentrações auríferas economicamente relevantes, talvez devido a uma relativa instabilidade do bloco continental durante a deposição da sequência sedimentar, na transição do Arqueano para o Paleoproterozóico;

- nas formações ferríferas da Formação Cauê (Grupo Itabira), particularmente nos itabiritos friáveis denominados de "jacutingas", há concentrações de ouro bastante erráticas, ainda que de médio a alto teor e eventualmente com volumes apreciáveis, a exemplo das encontradas na antiga mina de Gongo Soco. A hipótese genética mais provável para esse tipo compreende uma concentração supergênica do ouro superposta a uma mineralização epigenética primária, associada à circulação de fluidos hidrotermais. O ouro presente nas formações ferríferas da serra do Tamanduá e da região de Itabira pode ser enquadrado neste modelo;

- c) jazimentos detriticos em pláceres cenozóicos (ouro secundário):

- ao longo de todo o curso dos rios Conceição, Santa Bárbara, Piracicaba etc, são encontrados terraços terciários a quaternários constituídos de depósitos de cascalhos e conglomerados cimentados por limonita (os "congelados"), e que foram muito lavrados no passado para extrair o ouro contido na matriz;

- os jazimentos auríferos mais recentes encontram-se nas aluviões quaternárias da região, com

destaque para os sedimentos ativos e/ou acumulados na planície dos rios acima citados.

4.2.8 Prata

O principal tipo de mineralização da área corresponde às de prata hospedada em formações ferríferas bandadas (distais?), do tipo Algoma, de fácies óxido e carbonato, onde aquele metal encontra-se associado a ouro e sulfetos (predominantemente pirita, pirrotita e arsenopirita).

Em termos estratigráficos, os jazimentos de prata (São Bento e Brumal), assim como os de ouro, são mais frequentes nos estratos acumulados no fundo oceânico, em ambiente pelágico e regime distensivo, com o qual se identifica a Unidade Santa Quitéria. Como a atividade vulcânica parece ter sido bastante subordinada, ao tempo daquela deposição, é possível supor que a sedimentação química seja do tipo distal, sedex ou sedimentar-exalativa.

Por outro lado, na unidade Córrego do Sítio e possivelmente em posição estratigráfica mais elevada, os registros de formações ferríferas e mineralizações de ouro e prata (Capitão Taylor?) são mais escassos e menos importantes. Isto pode ser devido a uma mudança no regime tectônico, de divergente para convergente, como permitem supor as múltiplas interdigitações de material pelágico (ou hemipelágico) com sedimentos terrígenos.

4.2.9 Titânio

O jazimento de ferro e titânio de Candidópolis faz parte de um complexo acamadado de natureza básica e teve uma origem nitidamente magmática e intrusiva (sinvulcânica), em decorrência do fracionamento no interior de uma câmara. Ocorre junto com ciclos repetitivos que formam espessas zonas com bandamento rítmico, nas quais ele se alterna com rochas feldspáticas (metanortositos) e anfíbilitos de granulação fina a grossa (metagabros). O enriquecimento em titânio no magma, bem como de ferro e talvez de vanádio, foi uma consequência do fracionamento do plagioclásio, evidenciado pelas camadas metanortosíticas. O quimismo do magma que gerou o corpo gabróico era toleítico, e como este se encontra em ambiente de *greenstone belt* arqueano, pode ser estabelecida uma analogia com o Complexo de Dore Lake, em Quebec (Canadá). A disposição periférica do minério de magnetita e hematita, similar à dos locais onde foram observados blocos rolados de minério, sugere uma grande continuidade do "horizonte" mineralizado, bem

como o fato de que seja um evento único dentro da evolução magmática do corpo gabróico.

4.3 Áreas de Potencialidade Mineral

Área I

Compreende um grande número de jazimentos auríferos dispostos ao longo dos alinhamentos denominados São Bento e Campo Grande, na região situada entre Santa Bárbara e Barão de Cocais. A grande maioria é de ouro primário, com destaque para as minas São Bento (que apresenta um dos teores médios mais elevados, com 9,7g/t de Au) e Santa Quitéria, ocorrendo também um grande número de escavações antigas superficiais. Eventualmente são portadores de prata (mina São Bento, com 0,6g/t de Ag) e como o minério é sulfetado, exibem também altos teores de S e As. Correspondem a mineralizações do tipo *stratabound*, de idade provavelmente arqueana e hospedadas em camadas de formações ferríferas bandadas (distais?), do tipo Algoma, que representam o principal metalotecto da área, e de *metachert* intercaladas principalmente em xistos pelíticos carbonosos da Unidade Santa Quitéria (clástico-química, de fundo oceânico, com exalações distais). A idade desse tipo de mineralização, obtida através de determinações geocronológicas baseadas nos sulfetos associados, também é arqueana (De Witt, 1995, comunicação oral). Na Unidade Córrego do Sítio, que admite uma grande participação de sedimentos detríticos, provavelmente terrígenos e associados a fluxos gravitacionais as ocorrências de formações ferríferas, camadas de *metachert* e depósitos de ouro são bastante mais raros. De importância bem mais reduzida, em volume de minério, são as mineralizações filoneano-hidrotermais, presentes sob a forma de veios de quartzo com uma paragênese mineralógica que pode incluir sulfetos e carbonatos. As rochas regionais e os diversos corpos de minério exibem os efeitos de intensas alterações endógenas hidrotermais (cloritização, sericitização, silicificação e carbonatação) e um forte controle tectônico, com caimentos para ESE-SE. Nesta área destacam-se várias anomalias eletromagnéticas de dimensões variadas e provavelmente associadas a corpos sulfetados e/ou de formações ferríferas; essas anomalias geofísicas podem ser de dimensões reduzidas ou bastante contínuas (neste caso, provavelmente estão associadas a formações ferríferas bandadas) e uma delas coincide com o jazimento

mento aurífero da mina São Bento. Nas drenagens da região há freqüentes anomalias geoquímicas de elementos indicadores (ouro) e farejadores (arsênio e antimônio) em sedimentos de corrente. No segmento meridional (morro da Donana) ocorrem jazidas de manganês, geradas a partir da alteração superficial de formações manganíferas, e também estão presentes em zonas de alteração caulínica em rochas metapelíticas (xistos/filitos). Na mesma região do manganês, ocorrem concentrações de ferro em zonas lateríticas (canga) sobre formações ferríferas bandadas; há algumas décadas ocorreram algumas tentativas malsucedidas de lavra do material eluvial/coluvial, talvez devido ao conteúdo de fósforo relativamente elevado (um pouco acima de 1.000ppm ou 0,1%), o que não favorece o seu aproveitamento na indústria siderúrgica. Mineralizações de ouro em veios de quartzo são pouco expressivas.

Área II

Vários corpos de minério aurífero encontram-se distribuídos ao longo dos alinhamentos Brumal e Sumidouro, que passam nas proximidades de Santa Bárbara, e não raro coincidem com fortes anomalias geofísicas eletromagnéticas. O maior volume de minério aurífero primário (com alguma prata) apresenta uma morfologia do tipo *stratabound* e ocorre intimamente associado a formações ferríferas bandadas (Unidade Santa Quitéria), a exemplo da mina São Jorge (cerca de 1,2 milhão de toneladas de minério com 7,1g/t de Au e 1,1g/t de Ag). Outros corpos (escavações antigas) são do tipo filoneano-hidrotermal e correspondem a veios de quartzo com sulfetos alojados nas ou próximo das zonas de cisalhamento dúctil que deformam e limitam o Grupo Quebra Osso. Assim, os principais metalotectos são as formações ferríferas bandadas do tipo Algoma e veios de quartzo sulfetado em rochas metaultramáficas. Para a geração desses últimos podem ser sugeridos fluxos focalizados de fluidos hidrotermais ao longo de rampas frontais como a da falha de Água Quente.

Área III

Nas proximidades de Florália há alguns corpos de minério aurífero associados a formações ferríferas (mina do Pari), anfíbolitos e xistos sericiticos com ankerita (Morro da Mina/Patrimônio), que ca-

racterizam delgados pacotes de rochas supracrustais (metassedimentos químicos e metavulcânicas máficas) do Grupo Nova Lima por vezes tectonicamente intercalados em ortognaisses do Complexo Santa Bárbara. Os corpos de minério encontram-se freqüentemente posicionados segundo uma lineação de estiramento (em torno de 90°/25°) e podem ser entendidos como mineralizações do tipo *stratabound* quando contidos em metassedimentos químicos (formações ferríferas do tipo Algoma). Os xistos carbonáticos, por sua vez, são sugestivos de processos de alteração hidrotermal que teriam transformado as rochas anfíbolíticas e controlado uma deposição epigenética do ouro, caracterizando jazimentos similares aos da mina Grande, em Nova Lima. Nesta área também foram observadas algumas anomalias geoquímicas pouco intensas de As e Au na drenagem.

Área IV

Em um dos corpos de rochas metaultramáficas expostas na região a sudeste de Itabira (serra dos Correias), no domínio do Grupo Nova Lima, foram identificadas pequenas ocorrências lenticulares de cromititos, que atestam uma natureza cumulática e intrusiva (complexos acamadados), ao menos para parte daquelas rochas. É provável que correspondam a *sills* sinvulcânicos, uma vez que se encontram associadas com uma seqüência metavulcano-sedimentar, e onde as camadas ricas em cromita resultaram do fracionamento do líquido magmático (toleítico) sob condições de injeções múltiplas de outras porções de magma primitivo em sistema de câmara aberta. Nesta região também são identificadas algumas anomalias magnéticas, ainda que de pequena intensidade, além de importantes anomalias geoquímicas de Cr (Co e Au), que podem representar indicações de outros jazimentos. Ouro pode estar presente em veios de quartzo em rochas metamáficas.

Área V

Na região de Candidópolis, ao sul de Itabira, e em situação semelhante à das rochas metaultramáficas com cromititos, numa evidente associação com rochas supracrustais, ocorre um corpo de rocha metabásica (anfíbolito) que por vezes mostra mais de uma dezena de camadas ricas em magnetita e ilmenita, alternadas com anfíbolitos de

granulação fina a grossa (metagabro) e camadas feldspáticas (metanortosito), caracterizando um acamamento rítmico. O minério de Fe-Ti desse complexo acamado é maciço a bandado e resultou do fracionamento magmático do plagioclásio (gerando as camadas de rochas feldspáticas); a provável associação petrotextônica é de corpos gabróicos em ambiente sinvulcânico (*greenstone belt* arqueano). Uma grande anomalia magnética circular coincide com a área desse complexo acamado, e há uma outra similar nas vizinhanças. Além de Fe e Ti, corpos desta natureza também apresentam boas perspectivas quanto a jazimentos de vanádio.

Área VI

Intensas anomalias geoquímicas de metais básicos (Cu, Pb e Zn) estão presentes nas drenagens que cortam seqüências metavulcano-sedimentares, anfíbolitos e ortognaisses arqueanos, a SW de Itabira, e são sugestivas da presença de corpos sulfetados. Algumas amostras de rochas metamáficas, coletadas nesta mesma região, exibem teores bastante elevados de Pb (4.000ppm em anfíbolito cisalhado) e de Zn (7.800ppm). Além disso, por estarem situadas numa zona periférica de metagranitóides paleoproterozóicos (Suíte Borrachudos), tais concentrações também podem ser relacionadas à instalação de sistemas de circulação de fluidos pela intrusão granítica. Nas áreas com anomalias geoquímica de Cu, Pb e Zn também há a possibilidade de ocorrências de mineralizações de ouro em zonas de cisalhamento e na periferia de granitóides.

Áreas VIIa, b

Contêm jazimentos de ferro relacionados a formações ferríferas presumidas como sendo integrantes da seqüência metavulcano-sedimentar do Complexo Guanhães. Na Área VIIa, mais setentrional (Piçarrão), as reservas de minério já se encontram praticamente esauridas e, a se confirmar uma idade arqueana para tais litótipos, exemplificam um caso bastante raro de aproveitamento econômico de formações ferríferas do tipo Algoma. Na outra área (VIIb, a NNW de Nova Era), o padrão contínuo e intenso das anomalias magnéticas sugere uma correlação das formações ferríferas, delgadas e muito rompidas, com a Formação Cauê. Mineraliza-

ções de ouro podem estar presentes em zonas de alteração hidrotermal e nas próprias formações ferríferas.

Áreas VIIIa, b, c

Delimitam as áreas de ocorrência da Formação Cauê, notabilizada pelos grandes depósitos estratiformes e eventualmente lenticulares de minério de ferro constituídos por formações ferríferas bandadas do tipo Lago Superior (itabiritos e hematita pulverulenta a compacta), com cerca de 5 bilhões de toneladas. Na serra do Tamanduá (Área VIIIa), em Itabira (VIIIb) e em João Monlevade - Rio Piracicaba (VIIIc) tais registros líticos, que representam os restos da sedimentação plataformal paleoproterozóica, encontram-se delineados pela sua composição mineralógica, junto com o relevo realçado, coberturas lateríticas (canga) e as anomalias magnetométricas. Várias minas são responsáveis pela grande produção de minério de ferro, com destaque para a região de Itabira (Cauê, Dois Córregos e Conceição), onde têm sido extraídos mais de 50 milhões de toneladas anuais. Em alguns locais, como na mina do Cauê, são conhecidas concentrações auríferas relativamente importantes, associadas a itabiritos cisalhados, e são possivelmente derivadas de alterações hidrotermais e meteóricas. Índícios indiretos (geoquímicos) correspondem principalmente a anomalias de Au e As na drenagem. Os depósitos de manganês referidos nesta unidade do Grupo Itabira são geralmente pouco expressivos, em termos de reservas (até cerca de 200.000t) e na região de Rio Piracicaba há corpos de gonditos intercalados em xistos granatíferos. Na região de Itabira foram lavrados vários corpos de minério de manganês associados às formações ferríferas e eles se estendiam desde a região de Dois Córregos até a mina de Chacrinha. Em meio às extensas coberturas lateríticas da serra do Tamanduá ocorrem níveis argilosos com concentrações de bauxita, atualmente em fase de lavra em dois locais.

Áreas IXa, b, c

Destacam importantes regiões de produção de esmeralda, alexandrita e outras gemas, nas quais as mineralizações muitas vezes correspondem, na verdade, a um grande número de locais ou frentes de lavra. A seqüência metavulcano-sedimentar do Complexo Guanhães (biotita/flogopita-anfíbólio

xistos, quartzitos, xistos pelíticos) encontra-se profusamente recortada por corpos pegmatíticos berilíferos nas proximidades do contato com os granitóides da Suíte Borrachudos (áreas IXa e IXb). Nos locais onde esses corpos atravessam rochas meta-ultramáficas cromitíferas (intrusivas?), desenvolvem-se porfiroblastos de esmeraldas nas encalçantes, a exemplo dos jazimentos da mina subterrânea de Belmont (Itabira) e do garimpo da Capoeirana (Nova Era). Nos pegmatitos, a paragênese mineral compreende ainda outras gemas, como água-marinha, alexandrita, berilo e crisoberilo, e a sua erosão eventualmente pode gerar jazimentos detríticos em placer, a exemplo dos lavrados e garimpados na região da fazenda Liberdade (Área IXb). Ao sul de Nova Era (Área IXc) alguns pegmatitos mineralizados com gemas (p. ex., mina Cantagalo) ocorrem em xistos situados no contexto do Complexo Mantiqueira, a cerca de 2 a 3km de distância do contato com granitóides do tipo Borrachudos. Um lineamento radiométrico (U-Th-K) coincide com a área das mineralizações, contornando e parcialmente adentrando um corpo batolítico (domo de granitóides da Suíte Borrachudos), intrusivo em rochas supracrustais.

Área X

Abrange uma extensa faixa de quartzitos associados a micaxistos do Complexo Guanhões, a leste e NE de Itabira. Por serem essencialmente quartzosos, com 98% ou mais de SiO_2 , os elúvios e colúvios provenientes da alteração superficial dos quartzitos têm sido estudados visando o seu aproveitamento como areia industrial, o que vem sendo realizado apenas num local, na serra da Pedra Branca. Talvez por se encontrar nas proximidades de granitóides da Suíte Borrachudos, neste conjunto litológico também ocorrem pegmatitos mineralizados em ametista, esmeralda e quartzo.

Área XI

Os elúvios e colúvios de quartzitos e quartzo-mica xistos encontrados a norte e nordeste de Florália apresentam teores de SiO_2 bastante superiores a 90%, o que tem propiciado o seu uso econômico na obtenção de areia industrial (para fundição). Os quartzitos integram uma estrutura regional em forma de arco, que contorna ortognaisses do

Complexo Santa Bárbara. Nesta área um pegmatito vem sendo garimpado para ametista.

Área XIIa, b, c

Nos terraços sedimentares terciário-quaternários e aluviões quaternários existentes ao longo dos vales dos rios Santa Bárbara, Conceição e Piracicaba, dentre outros, foram realizados intensos trabalhos de extração de ouro, concentrado mormente nos níveis cascalhentos, e que remontam aos primórdios do primeiro Ciclo do Ouro no Brasil (século XVIII). Na atualidade, a lavra do ouro praticamente restringe-se à dragagem e garimpagem das aluviões, cujo teor médio normalmente tem variado de 0,2 a 0,6g/m³ de Au. As áreas com terraços sedimentares foram praticamente exauridas deste os trabalhos pioneiros dos bandeirantes.

4.4 Panorama metalogenético

4.4.1 Complexos Acaiaça, Mantiqueira, Granítico-Gnaissico-Migmatítico e Santa Bárbara

As rochas destas unidades integram a infra-estrutura plutônica de um núcleo antigo (arqueano) fortemente retrabalhado durante sucessivos eventos tectônicos. Com os restos do Supergrupo Rio das Velhas e do Complexo Guanhões, constituem um terreno granito-*greenstone* arqueano sobre o qual se depositou a sequência do Supergrupo Minas e, posteriormente, do Supergrupo Espinhaço.

No interior destas unidades também se fazem presentes jazimentos de gemas, em corpos de pegmatitos mineralizados em esmeralda, alexandrita, água-marinha, crisoberilo, berilo, feldspato e quartzo. A similaridade da paragênese mineralógica e a relativa proximidade dos outros campos pegmatíticos sugerem uma gênese idêntica (periferia de granitóides) e relativamente contemporânea. Cabe destacar neste contexto a mina Cantagalo (Área IXc), atualmente paralisada, onde um corpo de pegmatito encontra-se alojado em xisto aluminoso (com biotita, granada e estaurolita), que não foi individualizado na presente cartografia.

Duas ocorrências de níquel são relatadas em rochas metaultramáficas.

Não há evidências de indícios consistentes de mineralizações de ouro. As poucas anomalias detectadas neste ambiente correspondem a pintas de ouro contadas em concentrados de bateia e o seu significado não foi definido.

As rochas gnáissicas (basicamente ortoderivadas) são utilizadas na obtenção de brita, e não há notícias sobre o seu aproveitamento como rochas ornamentais.

4.4.2 Sequência Gnáissica-Anfibolítica, Complexo Guanhães e Supergrupo Rio das Velhas

Compreendem extensas áreas de seqüências metavulcano-sedimentares arqueanas (Supergrupo Rio das Velhas e Complexo Guanhães), do tipo *greenstone belt*, por vezes associadas com rochas gnáissicas e anfibolíticas.

A constituição destas pilhas aparentemente teve início dentro de um regime distensivo, com a acumulação das rochas verdes (metaultramáficas e metamáficas) de quimismo predominantemente toleítico, representadas no Quadrilátero Ferrífero e alguns dos seus prolongamentos pelas unidades Quebra Osso (com possível componente komatiítica) e Nova Lima (Ouro Fino). As rochas anfibolíticas das demais unidades arqueanas podem ter tido uma gênese similar. Em estreita associação com o vulcanismo ocorreu uma sedimentação quimico-exalativa de fundo oceânico, bem como sedimentação clástica (xistos carbonosos). As formações ferríferas e manganíferas foram geradas neste ambiente, propiciando a geração de depósitos de ouro e associados (prata, arsênio, enxofre). Também pode ter ocorrido nesta fase o desenvolvimento de complexos acamadados que contêm mineralizações de Fe-Ti (Candidópolis) e intrusões básicas diferenciadas (cromititos da serra dos Correias).

Uma mudança no regime tectônico para convergente modificou substancialmente o ambiente de sedimentação, passando a predominar, no sentido do topo da seqüência, o aporte de sedimentos detriticos, através de fluxos gravitacionais.

Os eventos tectônicos proterozóicos também devem ser considerados na formulação de hipóteses sobre a gênese de jazimentos auríferos, muitas dos quais são condizentes com os modelos de metamorfismo hidrotermal.

As rochas quartzíticas têm demonstrado um grande potencial para a obtenção de areias especiais (quartzosa, industrial ou para fundição).

4.4.3 Supergrupo Minas

Representa uma sedimentação paleoproterozóica em ambiente de plataforma estável, típica de margem passiva.

A unidade basal (Grupo Caraça) de pequena espessura, é areno-pelítica e foi metamorfizada em quartzitos, filitos e xistos. A ausência de metaconglomerados não permite propor a existência de depósitos auríferos do tipo Witwatersrand para a área denominada de Sinclinal de Gandarela, a sudoeste da folha.

No Grupo Itabira, que constitui a unidade intermediária, encontram-se as grandes acumulações de depósitos de ferro do tipo Lago Superior, dos quais têm sido extraídas anualmente várias dezenas de milhões de toneladas de minério de ferro.

A unidade superior (Grupo Piracicaba), exceção feita a pequenos corpos de gnoditos, não apresenta qualquer interesse metalogenético na área da folha.

4.4.4 Suíte Borrachudos

Esta granitogênese pode ter desempenhado um papel de extrema importância na constituição dos jazimentos de pegmatitos e gemas, cujas ocorrências apresentam-se quase sempre a periferia de grandes domos batolíticos ou mesmo no interior dos mesmos. Também podem estar relacionados à constituição de jazidas de metais básicos (cobre, chumbo e zinco).

4.4.5 Supergrupo Espinhaço

Na área de ocorrência desta unidade proterozóica só foi registrada uma jazida de quartzo, e não há notícias sobre a presença de diamantes nas drenagens que dissecam a serra do Espinhaço, embora estejam presentes vários estratos conglomeráticos correlacionados à Formação Sopa-Brumadinho.

4.4.6 Coberturas Cenozóicas

Nas coberturas detrítico-lateríticas como as cangas são observados importantes acréscimos nos teores de ferro em relação aos estratos itabiríticos subjacentes, o que tem favorecido o seu aproveitamento sistemático como minério, embora as reservas normalmente sejam pequenas. Colúvios desse material, junto com fragmentos de itabiritos, têm sido lavrados em todo o QF, por exemplo, na região de Rio Piracicaba.

Lentes de argila intercaladas nos mantos eluviais/coluviais associados a superfícies erosivas antigas podem conter concentrações bauxíticas relativamente importantes, observando-se dois jazimentos em fase de lavra.

As coberturas aluvionares quaternárias têm propiciado a exploração de areia para construção civil, e os sedimentos ativos, especialmente nos horizontes rudáceos, também vêm sendo garimpados para ouro.

Início	Geofísica	Geoquímica	Rec.	Gestão	Rec.	Oport.
Bens	Prod. &	Inf.	Hídricos	Territorial	Minerais	Minerais
Minerais	Serv.	Geocientif.	Biblioteca	Unid.	Base de	Busca
				Regionais	Dados	

OURO

•USOS E APLICAÇÕES

No campo industrial a joalheira permanece como o maior setor individual de consumo de ouro em todo o mundo, embora as aplicações em eletrônica venham apresentando constante incremento e a dentística ainda permaneça como uma importante aplicação em muitos países.

Grande parte do ouro empregado em joalheira é em ligas com prata, cobre e zinco, para a produção de diversas tonalidades de ouro amarelo, ou níquel, cobre e zinco para ouro branco. A maior parte desse ouro é de 14 quilates.

•PRODUÇÃO

A África do Sul continua sendo o maior produtor mundial de ouro. Das 50 maiores empresas produtoras no mundo, 32 estão localizadas naquele país, cinco no Canadá, cinco nos Estados Unidos da América, duas nas Filipinas, uma na República Dominicana, uma em Gana, uma no Brasil, uma na Suíça, uma na Austrália e uma na Colômbia.

Entre os demais países, em 1983 a URSS respondeu por quase 20% da produção mundial, seguida do Canadá (4,9%), China (3,9%), Brasil (3,7%) e Estados Unidos da América (3,5%), dando ao nosso país o 30 lugar no grupo das nações capitalistas naquele ano. Essa posição deslocou-se para o 50 lugar em 1986 (67,4t) precedida pela África do Sul (640t) EEUU (108t), Canadá (107,5t) e Austrália (75t) (Milling-Stanley, 1987)

A produção primária brasileira, provém de dois tipos de mineração: a industrial e a garimpeira, esta respondendo por mais de 85% da produção oficial ou por mais de 91% da estimada.

A Mineração Morro Velho S/A é a maior empresa produtora no Brasil.

Entre as zonas garimpeiras, a maior, tanto em área trabalhada como em

número de pessoas envolvidas, é a do Tapajós-Parauari (PA/AM), em atividade desde o início da década de 50, numa área com mais de 150.000 km² e um contingente de mais de 60.000 garimpeiros. Seguem-lhe Alta Floresta – MT, Cumaru – PA, Serra Pelada – PA. Outras grandes áreas garimpeiras são as de Peixoto de Azevedo (MT), Xingu-Araguaia; rio Madeira, em Rondônia; Cuiabá-Poconé, Mato Grosso; Gurupi, no Maranhão; Tepequém, Roraima; Mara Rosa-Crixás – Pilar, Goiás; Cassiporé-Lourenço, Amapá; Aripuanã-Gavião, Amazonas.

● CLASSIFICAÇÃO DOS DEPÓSITOS

Utilizando a classificação de Simons & Prinz pode-se dizer que o grupo de jazimentos do tipo veios de quartzo e bonanzas é o que maior variedade e abrangência apresenta, incluindo depósitos em veios de quartzo hidrotermais (Kirkland Lake e Porcupine, Canadá; Mara Rosa/Amaralina, Goiás e inúmeras ocorrências em Mato Grosso, especialmente na região de Cuiabá, e em Minas Gerais, Goiás, Bahia, entre outras áreas); depósitos de substituição (Homestake, U.S.A.; Noranda, Canadá; Morro Velho e outros no Brasil, em parte); depósito de preenchimento ao longo de zonas de fraturas e contatos estratigráficos (Mother Lode, U.S.A.; Bendigo, Austrália; Serra Pelada, em parte, no Brasil); depósitos metassomáticos de contato (Nickel Plate e French, Canadá).

● CLASSIFICAÇÃO DOS DEPÓSITOS DE OURO (SEGUNDO SIMON)

1. *Veios de Quartzo e Bonanzas*: Ex.: Mother Lode (Califórnia, USA), Homestake (Dakota do Sul, USA), Alaska Juneau (Alaska), Kirkland Lake (Canadá), Morro Velho (Brasil), Kolar (Índia), Bendigo (Austrália), Kargoorlie (Austrália); Goldfield (USA), El Oro (México);
2. *Depósitos de Placers Fluviais Jovens*: Ex.: Diversos no Alaska, Rússia, Austrália, Brasil etc;
3. *Depósitos de Placers Fluviais Antigos*: Ex.: Witwatersrand (África do Sul, Tarkwa (Gana), Jacobina (Bahia, Brasil), Elliot Lake – Blind River (Canadá);
4. *Depósitos de Placers Marinhos*: Ex.: Malásia, Tailândia, Indonésia, Mar de Bering;
5. *Depósitos de Ouro Disseminado*: Ex.: Carlin, Cortez, Getchell, Gold Acres (Nevada, USA), Mara Rosa – Amaralina (Goiás, Brasil), Araci (Bahia, Brasil), Rodésia, África do Sul;
6. *Depósitos de Ouro Como Subproduto*: Ex.: Vários na Austrália, Canadá, Japão, Nicarágua, Peru, Filipinas, Chapada Grande (Goiás, Brasil); Salobo (Pará).

● VEIOS DE QUARTZO E BONANZAS

As dimensões dos veios de quartzo desses tipos de depósitos são

bastante variáveis, assim como os teores auríferos. Homestake, na Dakota do Sul, U.S.A., o mais produtivo depósito desse tipo, forneceu, desde sua descoberta em 1876, mais de 930t de ouro e a jazida de Kolar, na Índia, teve sua mineração iniciada há mais de 2.000 anos (Simons & Prinz, 1973).

Os depósitos dessa classe aparecem encaixados em uma grande variedade de rochas, sobretudo vulcânicas, mas também em sedimentos e granitos e seus correspondentes metamórficos. Em geral os teores minerados estão entre 7 e 18g/t, algumas minas conseguindo operar com teores menores (3g/t). Estima-se que a produção mundial a partir desse tipo de jazida seja da ordem de 20-25% do total.

As jazidas do subtipo bonanza são de origem epitermal e bastante comuns nas cordilheiras ocidentais norte-americanas (como Goldfield e Tonopah, Cripple Creek, Telluride, Silverton, El Oro, Pachuca, Guanajuato), Romênia, Nicarágua, Filipinas, Nova Zelândia e Japão. No subtipo bonanza são comuns, além do quartzo, os carbonatos, barita, fluorita e os teluretos.

A associação com formações ferríferas nos depósitos dessa classe é um fato comum. Tais formações ferríferas, no sentido dado por James, 1954, podem pertencer a uma das quatro fácies clássicas: óxido, carbonato, sulfeto e silicato.

● PLACERS JOVENS

A segunda classe de Simons & Prinz é a dos depósitos de placers jovens, compostos primariamente de areias e cascalhos inconsolidados, onde o ouro aparece associado a diversos minerais pesados. Pode-se dizer que no passado, e no Brasil atual, foram essas as jazidas mais exploradas pela facilidade de descoberta e mineração, tendo respondido, até hoje, por mais de ¼ da produção mundial. Em nosso país, correspondem a mais de 90% da produção estimada.

● PLACERS ANTIGOS

Os depósitos de placers antigos constituem-se, na realidade, os mais importantes, não só pelas dimensões como pela produção comercializada. Em 1983, por exemplo, a região de Witwatersrand, na África do Sul, foi responsável por cerca de 60% da produção dos países capitalistas, ou cerca de 45% da produção mundial. Além da província de Witwatersrand, onde

mais de 90 minas profundas estão operando, são exemplos significativos desse tipo de jazimento, os de Tarkwa (Gana) e Jacobina (Bahia).

● PLACERS MARINHOS

Quanto aos jazimentos relacionados a placers marinhos na classificação de Simons & Prinz, nenhum deles tem sido motivo de lavra econômica para ouro, de per si, embora em muitas partes do mundo os sedimentos do assoalho oceânico contenham o metal. Várias dessas ocorrências são derivadas do transporte, a partir da área continental, por rios; outros têm origem no retrabalhamento de rochas auríferas imersas. Entre essas regiões oceânicas com quantidades anômalas de ouro destacam-se o Mar de Bering (30-100 ppb Au) ao longo da Península Seward (Alaska), a plataforma continental do Oregon e norte da Califórnia (10-390 ppb), o litoral da Malásia, Tailândia e Indonésia onde o ouro constitui subproduto das minerações de estanho em placers marinhos, embora com pequena recuperação. No Ceilão, em depósitos litorâneos de ilmenita, e na Austrália, em jazimentos costeiros de ilmenita e rutilo, o ouro aparece em pequenas quantidades (Simons & Prinz). No Brasil, o local aparentemente mais favorável para esse tipo de depósito, ao nível do conhecimento atual, é o litoral maranhense, em particular na zona da foz dos rios Gurupí e Turiaçu.

● OURO DISSEMINADO

Jazidas de ouro disseminado, como as de Nevada (Carlin, Cortez, Getchell, Gold Acres) e sul de Idaho, de acordo com a classificação de Simons & Prinz, constituem importantíssimas fontes do metal nos Estados Unidos da América, onde já respondem por mais de 25% do total de ouro produzido no país. Tais depósitos contêm ouro finíssimo (0,01-10 micra, ou 0,00001-0,10mm) disseminado em rochas carbonáticas ou em calcários dolomíticos siltosos e carbonosos, e associado a quartzo, alguma pirita, arsenopirita, calcopirita, pirrotita, barita, realgar, orpiment e cinábrio. Uma suíte característica de elementos-traço está quase sempre presente: As, Ag, Sb, Tl, e menos comumente W. São jazidas de natureza epitermal, com teores econômicos em geral em torno de 7-10g/t, e, embora possam teoricamente ter qualquer idade, as mais produtivas pertencem ao terciário.

Trata-se, na realidade, de depósitos de substituição, com larguras

geralmente compreendidas entre 6 a 30m, silificados, de prospecção relativamente difícil, cuja origem, segundo hipóteses mais aceitas, está relacionada a fontes e emanações fumarólicas. No Brasil, constitui-se área com grande favorabilidade para este tipo de depósito, a região do vale do rio Ribeira, no sul de São Paulo e norte do Paraná.

Por último, resta lembrar que o ouro é um constituinte menor de muitos outros depósitos minerais, dos quais é aproveitado como subproduto.

Nos Estados Unidos da América, cerca de 40% do ouro produzido corresponde a este tipo de jazimento.

●OURO COMO SUBPRODUTO

Entre as principais associações com outros minérios, podem ser citados:

- A. Níquel-cobre em intrusões básicas estratiformes (tipo Sudbury, Canadá), onde o ouro, em geral, está intimamente ligado aos sulfetos, especialmente pirrotita, cubanita, calcopirita, pentlandita ou óxidos como a magnetita;
- B. Sulfetos maciços contendo essencialmente Fe, Cu, Pb e Zn em terrenos vulcano-sedimentares, como na região de Noranda-Bathurst ou do tipo Kuroko, Japão;
- C. Veios e massas polimetálicas contendo essencialmente sulfetos de Fe, Cu, Pb e Zn em terrenos vulcânicos e sedimentares, em vários cinturões vulcânicos no mundo;
- D. Depósitos de Cu-Mo pórfiros;
- E. Folhelhos e xistos piritosos e cupríferos do tipo kupferschiefer, da Europa;
- F. Arenitos cupríferos e argentíferos do tipo *red-bed*, como os da região central do Peru;
- G. Carbonatitos, como o de Phalaborwa, África do Sul, em quantidades muito pequenas (0,01ppm);
- H. Depósitos de platinóides como os do Merensky Reef, Complexo de Bushveld, África do Sul;
- I. Jazidas de areias negras, contendo magnetita, ilmenita e rutilo;
- J. Aluviões diamantíferas e estaníferas continentais, etc.

No Brasil, exemplos típicos de ouro como subproduto são os das jazidas de sulfetos de cobre da Chapada, Goiás; de Salobo, Pará; e de

Camaquã, Rio Grande do Sul; os placers diamantíferos da região de Diamantina, Minas Gerais, da Chapada dos Parecis e da Região Araguaia – rio das Almas, Mato Grosso, além de muitos placers estaníferos de Rondônia e Amazonas.

FONTE: BERBERT, C. O. GEOLOGIA DO OURO

PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS DO BRASIL. VOL. III

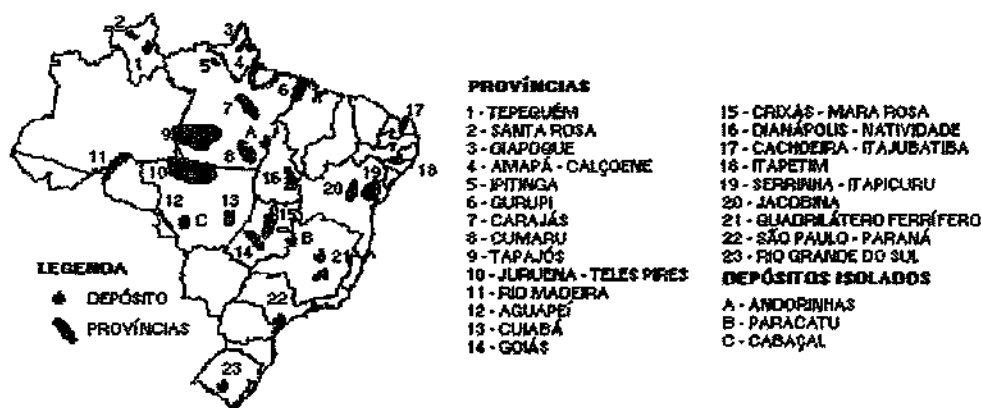
DNPM, 1988

●PRINCIPAIS DEPÓSITOS BRASILEIROS

INTRODUÇÃO

Minas Gerais, e em particular a sua região central, hoje conhecida mundialmente como Quadrilátero Ferrífero, tendo como marco histórico Ouro Preto, antiga Vila Rica, foi o maior produtor de ouro do Brasil, com o metal sendo lavrado de uma área delimitada por Ouro Preto, Mariana, Congonhas do Campo, Nova Lima, Raposos, Sabará, Caeté, Santa Bárbara e Ponte Nova. Ainda hoje, em termos de ouro primário, Minas Gerais ainda é o maior produtor.

PRINCIPAIS PROVÍNCIAS E DEPÓSITOS ISOLADOS DE OURO NO BRASIL



●PRINCIPAIS DEPÓSITOS DO QUADRILÁTERO FERRIFERO, MINAS GERAIS

INTRODUÇÃO

Dentre os diversos depósitos auríferos primários, ditos de rocha dura, e que foram encontrados a partir de suas acumulações secundárias, os aluviões, alguns se tornaram célebres na história da mineração de ouro em

Minas Gerais: Morro Velho, Raposos, São Bento, Cuiabá, Juca Vieira, e Santa Quitéria, todos estes encaixando-se, hoje se sabe, em rochas arqueanas pertencentes ao Cinturão de Rochas Verdes Rio das Velhas (CRVRV); e Passagem e Congo Soco, alojados em sucessão rochosa considerada na literatura como pertencente ao Supergrupo Minas.

O ouro se aloja, nos depósitos das minas de Morro Velho, Bicalho, Bela Fama e Urubu, na rocha conhecida como lapa seca, petrograficamente caracterizável como metachert carbonático impuro, enquanto nos depósitos de Raposos, Cuiabá, Faria, São Bento, hospeda-se em formação ferrífera bandada, tipo Algoma ou Arqueana. Estas hospedeiras são partes integrantes da coluna estratigráfica do Supergrupo Rio das Velhas, que constitui o Cinturão de Rochas Verdes Rio das Velhas, e se situam no Grupo Nova Lima, parte inferior da coluna.

●DEPÓSITO DE OURO DA MINA DE MORRO VELHO

LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A Mina de Morro Velho, situa-se em Nova Lima, no distrito mineiro homônimo, logo a sudeste da cidade de Belo Horizonte, a capital de Minas Gerais. As cidades mais importantes, todas elas nascidas da mineração do ouro como Nova Lima, Raposos, Rio Acima, ligam-se a capital por rodovia pavimentada distando, respectivamente, 20, 29 e 34 km.

GEOLOGIA DA ÁREA

A área do depósito, ao sul da Serra do Curral contém rochas do Grupo Nova Lima, constituído na base por xistos-verdes com delgadas camadas lenticulares de Formação Ferrífera Bandada e metacherts, seguem-se-lhe rochas metassedimentares de origem química composta pela Formação Lapa Seca e Formação Ferrífera Bandada Raposos que são interestratificadas com e sobrepostas por rochas verdes intercaladas com rochas vulcanoclásticas máficas a intermediárias metamorfizadas. Esta Sequência é recoberta por uma Unidade Clástica Superior de metaconglomerados, quartzo-xistos, quartzitos impuros e filitos grafitosos. O depósito em pó acha-se em uma estrutura anticlinal complexa, redobrada e compartilha do Anticlinóscio do Rio das Velhas.

TEORES

Os teores em gAu/t das minas ativas são os seguintes:

- Mina Velha, 12,9;
- Mina Grande, 11,0;
- Honório Bicalho, 9,9;
- Urubu, 7,0;
- Raposos, 9,0;
- Faria, 8,6; Bela Fama, 13,3.

PRODUÇÃO

A produção anual de ouro da Mineração Morro Velho S/A, de todas as minas em operação no Distrito de Nova Lima, é de cerca de 4 toneladas, o teor médio do minério sendo de 10,5gAu/t.

FONTE: LADEIRA, E.A.

*PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.301 .
DNPM, 1988*

●DEPÓSITO DE OURO DA MINA DE RAPOSOS

LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O depósito da mina de Raposos localiza-se no setor norte do Quadrilátero Ferrífero, na cidade homônima, distante cerca de 30km por estrada asfaltada que passando por Nova Lima a liga a Belo Horizonte.

GEOLOGIA DA ÁREA

O depósito localiza-se geologicamente no Grupo Nova Lima do Supergrupo Rio das Velhas. Em termos de estratigrafia mais refinada o depósito situa-se, segundo Ladeira no topo da Unidade Metassedimentar Química, tendo como hospedeira formação ferrífera bandada, designada de FFB Raposos, que tanto se sobrepõe à Formação Lapa Seca quanto passa lateralmente à mesma, conforme pode ser visto, por exemplo, no Nível 2600; do ponto de vista regional, ambas repousam sobre metabasaltos variolíticos espilitizados com intercalações de metatufos máficos e

intermediários.

CARACTERÍSTICAS DO MINÉRIO

O ouro ocorre em liga com a prata, isto é, o electrum, xenomorfo em forma de grãos, filetes e/ou plaquetas com dimensões variando, em geral de 3 micra a 60 micras. Ocasionalmente, observam-se lamelas de até 150 micras. Tais formas ocorrem em cavidades, fissuras, planos de clivagem dos sulfetos ou no seu interior, sem relacionar-se a tais descontinuidades, ou também na interface de vários ou do mesmo sulfeto. Os minerais carbonáticos podem ter até 20% em volume (Ladeira, 1980 a,b, 1985 a).

TEOR

O teor médio atualmente é de 8,90g/t.

FONTE: LADEIRA, E.A.

*PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.301 .
DNPM, 1988*

•DEPÓSITO DE OURO DA MINA DE CUIABÁ

LOCALIZAÇÃO E ACESSO

Este depósito situa-se na porção nordeste do Quadrilátero Ferrífero, a 6 km do centro da cidade de Sabará. Alcança-se a mina a partir de Belo Horizonte, através da Rodovia MG-05, que liga a capital a Caeté via Sabará, esta atingível após 18 km. A 6 km de Sabará alcança-se à esquerda, estrada de cascalho particular de acesso à área, avistando-se as instalações de tratamento; descendo-se a estrada, alcança-se a boca da mina, após 1 km quase ao fundo do vale.

GEOLOGIA DA ÁREA

A geologia regional constitui-se de rochas do Supergrupo Rio das Velhas com metassedimentos e metavulcânicas e do Supergrupo Minas com metassedimentos detríticos, químicos e detrítico-químicos.

Os litótipos ocorrentes na área da mina pertencem ao Grupo Nova Lima do Supergrupo Rio das Velhas e abrangem metabasaltos,

metassedimentos pelíticos e matatufos félsicos que encaixam uma Unidade de Formação Ferrífera Bandada (FFB), hospedeira dos corpos de minério. A camada dessa formação ferrífera apresenta-se nas fácies sulfeto e carbonato, exibindo 6-15m de potência e 1400km de extensão horizontal.

O depósito está situado num anticlinal com flanco norte invertido, estrangulado e quebrado durante o dobramento.

CARACTERÍSTICAS DO MINÉRIO

O minério tem como minerais-minérios, a pirita, arsenopirita e pirrotita, constituindo, respectivamente, 70%, 6,5% e 2,5% em volume de minério. A ganga constitui-se de quartzo, carbonatos, clorita, plagioclásio albitico e mica branca, os quais perfazem cerca de 70% do volume restante do minério. Minerais acessórios incluem: fuchcita, magneto-ilmenita, rutilo, leucoxênio, rara apatita, scheelita, grafita.

Os corpos de minério constituem a parte sulfetada da formação ferrífera e tem a área da seção horizontal variando de 50 a 900m². Apresentam forma de estilóide ou lápis, mantendo seção horizontal constante em profundidade, ao longo da lineação mineral desenvolvida durante o segundo evento deformativo-S540 – 780E/260 – 400.

O ouro ocorre sob a forma de electrum em partículas com dimensões entre 5 µm e 60 micra e localiza-se em cavidades ou fissuras no interior da pirita ou na interface de cristais de pirita, principalmente, bem como, mas, subordinadamente no interior da arsenopirita e na interface da pirita arsenopirita e pirrotita (Ladeira, 1981).

A razão Au:Ag com base em análise do minério run of mine é de 6:1 (Vieira et Alii, 1986).

A FFB contém dois tipos de pirita; o primeiro ocorre sob a forma de grãos finos em bandas alternando com bandas de metachert; o segundo de grãos mais grosseiros, em geral euédricos.

A textura do minério, da FFB hospedeira e das encaixantes é claramente metamórfica, a fácies sendo a xisto-verde. A pirita, sulfeto maioritário no minério, é tanto xenoblástica como euédrica, esta de geração claramente posterior. A arsenopirita é euédrica, porém, orientada segundo o bandamento que, aparentemente é a estrutura planar referencial mais antiga da rocha, que se acredita ser o acamamento; ocorre também incluída na pirita de segunda geração. A pirrotita é o sulfeto menos abundante, tendo

granulação muito fina, de submilimétrica a 5mm.

TEOR

O teor do minério varia de cerca de 4,7g/t até 15g/t Au, mas a média é de cerca de 9,04 (Pereira et Alii, 1985). **RESERVAS**

As reservas totais da mina de Cuiabá são da ordem de 7 milhões de toneladas a um teor médio de 10g/Au/t.

FONTE: LADEIRA, E.A. PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.301 . DNPM, 1988

•DEPÓSITO DE OURO DA MINA DE SÃO BENTO

LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A Mina de Ouro de São Bento localiza-se no setor nordeste do Quadrilátero Ferrífero, na vila de Barra Feliz, no município de Santa Bárbara, sendo alcançável por 50 km de estrada asfaltada que liga Belo Horizonte a esta cidade.

GEOLOGICA REGIONAL

A região situa-se no flanco SE do Anticlinal Escavado de Conceição, de traço axial NE-SW, estando numa faixa comprimida e cisalhada entre o Sinclinal Suspenso do Gandarela a NW, o soerguimento do Caraça a SE e o Complexo Granítico-Gnáissico de Santa Bárbara, que delimita a leste, por contato de cavalgamento, o Quadrilátero Ferrífero.

GEOLOGIA DA ÁREA

Os litótipos observadas em São Bento fazem parte do Grupo Nova Lima, do Supergrupo Rio das Velhas, que constitui o Cinturão de Rochas Verdes homônimas, de idade arqueana, no Quadrilátero Ferrífero.

Espessos pacotes de mica-xistos e clorita-xistos grafitosos e carbonáticos encerram horizontes bem definidos de formação ferrífera bandada (BIF), fácies óxido, carbonato, silicato e sulfeto. A estrutural local é homoclinal, com as rochas orientadas consistentemente numa direção em torno de N30-350E, mergulho para SE, de 50-550, em geral.

Um dos horizontes de formação ferrífera bandada, cuja espessura atinge de 100 a 120 metros, local e informalmente designado Formação Ferrífera São Bento, é o hospedeiro principal da mineralização aurífera.

Na porção superior dessa unidade é assinalada a presença das fácies óxido (quartzo e magnetita), silicática (estilpnomelana, clorita) e carbonática (ankerita, siderita).

Na porção basal, além dessas, está presente a fácies sulfetada, constituída principalmente por arsenopirita, pirrotita e pirita, que juntos perfazem mais de 95% do total dos sulfetos.

CARACTERÍSTICAS DO MINÉRIO

Arsenopirita e pirrotita predominam em geral sobre pirita, que localmente torna-se importante, os três sulfetos ocorrendo em bandas, que se alteram com bandas quartzosas-carbonáticas.

Já os horizontes médios M1, M2, M3 tem características muito variáveis. O M1 é essencialmente uma FFB fácies óxido (magnetita) e carbonática (ankerita e siderita) com fácies silicática (estilpnomelano e clorita). O M2 tem fácies mista carbonática-silicática com a fácies óxido subordinando-se. O M3 e M4 são unidades chert-carbonáticas com intercalações de clorita-xisto grafitoso e mica-carbonato-xisto com bandas ricas em magnetita.

O ouro está quase que inteiramente associado aos sulfetos, seja como inclusões ou nos interstícios dos mesmos. A proporção de ouro livre é inferior a 3%.

Esse fato, aliado ao elevado teor de arsênio (3,23%) e enxofre (5,97%) revestem o minério de São Bento de características especiais sob o ponto de vista metalúrgico. Através da aplicação, em várias etapas, de diversos métodos de beneficiamento, tais como: separação gravimétrica, flotação, oxidação sob pressão e carvão em lixiviação, obtém-se uma recuperação média de 91% de ouro contido no minério lavrado.

RESERVA E TEOR

A partir de 1980, a UNAMGEN Mineração e Metalurgia S.A. iniciaram um programa de pesquisa e reavaliação da antiga mina, que culminou com a definição de uma reserva potencial da ordem de sete milhões de toneladas de minério, com teor médio de ouro de 11g/t

aproximadamente.

FONTE: a) LADEIRA, E.A.

*PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.301 .
DNPM, 1988*

b) ABREU, A. S. et al

*PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.393-
411 . DNPM, 1988*

● **DEPÓSITO DE OURO DA MINA DE PASSAGEM**

LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O Depósito de Passagem de Mariana localiza-se no setor SE do Quadrilátero Ferrífero. Alcança-se o depósito, partindo-se de Belo Horizonte, tomando-se a BR-040, que liga a capital ao Rio de Janeiro, rodando-se 29km até o trevo desta, com a MG-262, Rodovia dos Inconfidentes, que leva a Ouro Preto (62km). Daí até a entrada da Companhia Minas de Passagem, viaja-se mais 7,5km.

GEOLOGIA REGIONAL

De acordo com os mapeamentos de Miranda Barbosa (in Dorr, 1969) e Fleischer (1971), o depósito aurífero de Passagem acha-se encaixado em rochas metassedimentares do Supergrupo Minas, que encontra-se estruturado no chamado Antiforme de Mariana, o depósito localizando-se no flanco sul da estrutura, em cujo núcleo afloram rochas do Supergrupo Rio das Velhas.

GEOLOGIA DA ÁREA

A mineralização está associada a um sistema de falhas de empurrão que coloca o itabirito (it) (Formação Cauê) em contato com diversas unidades: quartzito (Formação Moeda ou Grupo Maquiné), filito sericítico grafitoso (Formação Batatal ou Grupo Nova Lima), e rocha carbonática, quartzo-carbonato-biotita-sericita-xisto, filito sericítico grafitoso, BIF, rocha quartzosa pirrotítica (Grupo Nova Lima).

CARACTERÍSTICAS DA MINERALIZAÇÃO

A mineralização está confinada a uma zona tabular contendo vários corpos de minério, que cortam a xistosidade e os contatos litológicos com baixo ângulo. Turmalinitos ocorrem nos bordos dos veios de quartzo, relacionados a processo de turmalinização. O depósito é classificado como epigenético e relacionado a veios de quartzo.

Entre os minerais-minérios citam-se arsenopirita, pirita, maldonita, benjaminita, galena, stibinita, marcasita, tetradymita, bismuto nativo, telúrio-bismutita, cosallita, pirrotita, alguma calcopirita e berthierita, molibdenita, loellingita, wolframita (Guimares, 1965; Fleischer, 1971).

A ganga compõe-se de quartzo, turmalina, actinolita-tremolita, sericita, albita, granada, oligoclásio, zircão, clorita, dolomita ferroana, ankerita, dolomita e calcita, rutilo, magnetita, monazita, xenotima.

Os valores de ouro mais elevados reportados para o minério até 200g Au/t o foram para o turmalinito; as porções mais ricas em quartzo e quartzo + carbonato se mostram relativamente pobres com cerca de 2 ou 3gAu/t (Fleischer & Routhier, 1973). O ouro ocorre livre associado as massas de quartzo e/ou carbonatos no turmalinito ou associado aos minerais minérios, principalmente sulfetos, em suas interfaces ou cavidades e poros.

MINÉRIO

Dois tipos de minério ocorrem na Mina da Passagem: veios de quartzo sulfetados turmalínicos e anfibólio-xisto pirrotítico. Mais de 90% do ouro produzido proveio dos veios de quartzo, onde o ouro ocorre preferencialmente associado à arsenopirita.

TEOR Os teores de ouro médios recuperáveis quando a mina estava em franca operação eram de 6 a 14g Au/t.

FONTE: a) LADEIRA, E.A.

*PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.301 .
DNPM, 1988*

b) VIAL, D.S.

*PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.421-
430 DNPM, 1988*

•DEPÓSITO DE OURO DA MINA DE GONGO SOCO

LOCALIZAÇÃO

Este depósito localiza-se a SE de Caeté e de Belo Horizonte, em Minas Gerais.

GEOLÓGICA REGIONAL

A rocha hospedeira é uma jacutinga, nome indígena para o itabirito pulverulento rico em manganês, pertencente à Formação Cauê do Grupo Itabira. A lapa (footwall) da hospedeira é uma formação ferrífera bandada silicosa e a capa (hanging wall) é um filito hematítico, ambos os litotipos do mesmo grupo.

A Formação Cauê na área sotopõe-se à Formação Gandarela e sobrepõe-se à Formação Batatal, que por sua vez repousa sobre o Quartzito Moeda. O conjunto jaz sobre o Grupo Nova Lima, na nossa opinião, em contato de empurrão, via bedding thrust, localmente representado por clorita-xistos e quartzo-mica-xistos, que contém pelo menos uma camada de FFB tipo Algoma.

CARACTERÍSTICAS DO MINÉRIO

O ouro ocorre associado a massas quartzosas grosseiramente tabulares, mas muito boudinadas, assemelhando-se a veios, vários deles tendo sido lavrados. O enriquecimento local da jacutinga em óxidos de manganês tem sido considerado como um guia para o enriquecimento em ouro, por processo supergênico, embora seja uma relação empírica do processo de lavra. O ouro ocorre sob a forma de electrum, sendo o teor médio à época de lavra da ordem de 15g/t. Grãos de ouro dosados quimicamente acusam 5,1% Ag, 4,2% Pd, enquanto o de Pt não alcançava 0,10% (Henwood, 1871).

A ganga constitui-se de quartzo, mica branca, talco, hidróxidos de ferro e óxidos de manganês, rutilo e carbonatos, magnetita.

FONTE: LADEIRA, E.A.

*PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.301 .
DNPM, 1988*

●DEPÓSITO AURÍFERO DE PALEOPLACERS:

FORMAÇÃO MOEDA

LOCALIZAÇÃO

Ocorrem tais depósitos em vários pontos dos metaconglomerados da Formação Moeda, merecendo destaque as áreas da Serra das Gaivotas e Serra do Gandarela; o primeiro dista cerca de 20km, a SW de Belo Horizonte e o segundo 55km a SE da mesma cidade.

GEOLÓGICA REGIONAL

Os metaconglomerados situam-se na base da Formação Moeda do Grupo Caraça do Supergrupo Minas. Esta formação cujas rochas dominantes são quartzitos bem maduros, localmente com abundantes estratificação cruzada e gradacional, tem ampla distribuição no Quadrilátero Ferrífero, tendo características de formação tabular (blanquet deposit no dizer de Dorr, 1969). A formação assenta sobre rochas do Supergrupo Rio das Velhas ou sobre rochas dos complexos granítico-gnáissicos da região. Há evidências de que originalmente os contatos eram discordantes, porém intensa tectônica modificou tais contatos via cavalgamentos e/ou empurrões com desenvolvimento na base da Formação Moeda e nas zonas de contato, de cisalhamentos dúcteis notáveis.

CARACTERÍSTICAS DO MINÉRIO

A mineralização urano aurífera se associa aos metaconglomerados oligomícticos na base da Formação Moeda, com seixos de quartzo cinzentos (devido à cataclase, segundo Villaça & Moura, 1985) que apresentam uma auréola de crescimento, com seixos de metacherts muito subordinados. A matriz é quartzosa, sericítica, piritosa e com finos filmes carbonosos. Tanto o ouro, quanto o urênio, guardam certa relação com a presença de pirita e de matéria carbonosa. A pirita é o mais abundante mineral opaco ocorrendo sob a forma nodular e indomórfica. A pirita nodular tem diâmetros variáveis (submilimétricos a 2 ou 3cm), os maiores exibindo contatos entre o grão precursor e o crescimento secundário causado por recristalização, não raro formados aparentemente por agregação de nódulos menores (Raposo & Villaça, 1878). A pirita

idiomórfica é de origem claramente metamórfica, ocorrendo tanto nos metaconglomerados quanto nos quartzitos e não guarda nenhuma relação com as zonas mineralizadas. Adicionalmente, ocorrem zircão ($\phi = 30$ a $100 \mu\text{m}$) e rutilo rolados; os minerais radioativos principais são uraninita, brannerita, coffinita; grãos de zircão e xenotima têm fraca radioatividade (Villaça & Moura, 1985). No depósito da Serra das Gaivotas o ouro ocorre acima de 1g/t , mas muito erráticamente, a associação urânio-ouro não sendo muito clara.

Na “bota” do Sinclinal do Gandarela, a associação urânio-ouro é bem mais clara e segundo Villaça & Moura (1985) atinge o metal amarelo valores elevados, em vários pontos, superiores a 15g/t e os de urânio acima de 1000ppm . O ouro ocorre preferencialmente nos níveis basais conglomeráticos a seixos bem arredondados de quartzo de dimensões variáveis, distintamente piritosos, incluindo pirita nodular, e com filmes de matéria carbonosa, caracterizando-se estes níveis por serem radioativos e de matriz matura; seixos de metachert ocorrem subordinadamente; pode, contudo, o urânio ocorrer em elevados teores, mas sem ouro; ou este atingir valores elevados enquanto o urânio se revela com baixo teor. Mais de um nível de metaconglomerado é mineralizado. A relação Th/U varia de $0,1$ a $2,4$ com média de $1,2$ e, segundo os autores, indicam mais maturidade dos conglomerados dessa área em relação aos da Serra das Gaivotas, onde a relação é de $0,11$ a $1,20$, com média de $0,56$.

FONTE: LADEIRA, E.A.

*PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.301 .
DNPM, 1988*

•GEOLOGIA DO DISTRITO AURÍFERO DE NOVA LIMA, MINAS GERAIS

LOCALIZAÇÃO

O distrito Aurífero de Nova Lima está localizado na porção noroeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.

GEOLOGIA

O ouro ocorre em corpos sulfetados ou quartzosos associados a zonas

de alteração hidrotermal e encaixado numa sequência de rochas arqueanas que compõem o Greenstone Belt Rio das Velhas. Os corpos sulfetados são os mais abundantes, hospedados nos metassedimentos químicos - banded iron formation - BIF. Ocorreu também em lentes conglomeráticas. O Supergrupo Rio das Velhas é separado por discordância dos Supergrupos Minas, Espinhaço e Grupo Itacolomi. Esse supergrupo acha-se dividido em dois grupos:

- a. Nova Lima; basal e constituído por metavulcânicas e metassedimentos;
- b. Maquiné, no topo, compreendendo quartzitos, filitos e conglomerados.

As rochas ultramáficas do grupo Nova Lima constituem uma sequência Komatítica na porção basal do Greenstone Belt. Quatro eventos deformativos ocorreram na área, os dois primeiros com dobras isoclinais e xistosidade plano-axial associados ao metamorfismo e os dois últimos com dobras suaves e clivagem de crenulação. (Fonte: Vieira, F.W.R. & Oliveira, G.^aI. de In: DNPM-Principais Depósitos Minerais do Brasil – Vol. III; 1988 pp. 377-391).

CARACTERÍSTICAS DO MINÉRIO

O ouro ocorre em corpos sulfetados hospedados nos metassedimentos químicos (Formação Ferrífera Bandada e Lapa Seca) e subordinadamente em veios de quartzo. Os dois tipos de mineralização estão associados a zonas de alteração hidrotermal com forte controle estrutural. Feições singenéticas estão presentes, entretanto grande parte dos corpos apresentam feições epigenéticas. Variações no grau metamórfico também implicam em variações no tipo de mineralização.

O ouro acha-se preferencialmente em corpos sulfetados onde encontram-se incluso ou na interface dos grãos de sulfeto e em menor proporção na ganga.

O grão de ouro varia de 1 a 110 micras, sendo que o de granulação fina, abaixo de 10 micras, está associado à ganga e à arsenopirita; o de granulação média, entre 11 e 50 micras, à pirita e o grosseiro, 51 a 110 micras à pirrotita.

Menos frequente ocorre nos corpos quartzosos (veios de quartzo e metachert) na forma de ouro livre em piritas ou filetes.

Os veios de quartzo mineralizados estão associados a cinzalamentos dúcteis, ocupando a porção central de zonas de alteração hidrotermal com sericitização, carbonatação e cloritização.

No contato da zona de sericitização com o veio de quartzo desenvolve-se uma estreita zona de sulfetação com ouro associado.

Os corpos sulfetados são stratabound com dimensões de comprimento x largura x espessura da ordem de 800 a 4.500m x 50 a 300m x 1 a 20m.

Os corpos sulfetados estão geralmente associados à Formação Ferrífera Bandada e eventualmente às rochas vulcânicas.

RESERVA E TEOR

As reservas de minério totalizam 24.000 toneladas em números redondos com teor de 8,90g/t.

FONTE: a) LADEIRA, E.A.

*PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.301 .
DNPM, 1988*

b) VIEIRA, F.W.R. e OLIVEIRA, G.A. I de.

*PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.378-
391. DNPM, 1988*

•DEPÓSITO DE OURO DO MORRO DO OURO, PARACATU, MINAS GERAIS

HISTÓRICO

O Projeto Morro do Ouro teve início em 1980 através da Riofinex do Brasil Geologia e Pesquisa Ltda. (sucendida pela RTZ Mineração Ltda.), quando esta companhia criou uma divisão de pesquisa para ouro e o alvo escolhido foi depósitos de grande volume, ainda que com teores baixos, passíveis de serem explorados a céu aberto e com baixos custos de operação.

Experiência em que o grupo RTZ tem a liderança no mundo da mineração.

O Projeto Morro do Ouro não foge a esta característica, tendo-se desenvolvido técnicas pioneiras na sua fase de avaliação, onde milhares de análises foram realizadas com intenso tratamento geoestatístico, obtendo-se teores médios de ordem de 0,64 gramas de ouro por tonelada, o que coloca

esta jazida entre as de menor teor do mundo e a de menor teor em rocha a ser explorada no País.

Também na área de beneficiamento, inovações foram introduzidas durante a fase de usina-piloto, que operou durante um ano, tendo processado 4.000 toneladas de rochas até a otimização do processo.

LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área do Projeto está localizada nas elevações imediatamente ao norte da cidade de Paracatu, Município de Paracatu, Estado de Minas Gerais, que é localizada pelas coordenadas geográficas de 17013'01" sul e 46052'17" oeste, no local conhecido como Morro do Ouro.

A sede do Município de Paracatu situa-se à margem da rodovia BR-040, Belo Horizonte-Brasília, a 239Km de Brasília e 500Km de Belo Horizonte, podendo ser alcançada em um tempo de viagem de automóvel em torno de três horas de Brasília e seis horas de Belo Horizonte.

Existem vários horários de linhas comerciais de ônibus de Paracatu para as duas capitais e vice-versa.

O acesso à área de pesquisa propriamente dita é feito a partir de trevo da BR-040 em Paracatu, tomando-se 2Km até o centro da área.

Paracatu possui uma pista de pouso com fina cobertura asfáltica, homologada pelo Ministério da Aeronáutica, que permite pouso de avião tipo Bandeirante. Não existem linhas comerciais regulares.

GEOLOGIA LOCAL

T1 - É a unidade de transição entre a Fácies Serra do Landim, da Formação Vazante e a Fácies Morro do Ouro, da Formação Paracatu. Aflora no sopé do Morro do Ouro ao norte, nordeste, leste e sudeste, e é constituída por ardósias e filitos grafitosos com intercalações de horizontes e lentes de arenitos quartzosos impuros e quartzíticos.

A - É a unidade basal da Fácies Morro do Ouro propriamente dita, e que constitui a lapa do horizonte mineralizado.

Igualmente à unidade anterior, é essencialmente constituída por filitos argilo-siltico, grafitoso, levemente carbonático, com finas intercalações de arenitos quartzosos impuros, geralmente quartzíticos e, às vezes, recristalizados

O filito é constituído principalmente por moscovita, quartzo e clorita. O sulfeto comum, às vezes arranjado alternadamente, configurando um ritmito, é a pirita e raramente arsenopirita.

B + C - São as unidades superiores portadoras de ouro.

Em área aflorante, são as unidades que dominam no Morro do Ouro, com a unidade B ocorrendo predominantemente nos flancos norte, nordeste e sudeste da estrutura do Morro do Ouro, e a unidade C estendendo-se de nordeste a sudeste, ocupando sempre as posições mais elevadas.

Na realidade trata-se de um filito grafitoso argilosilto-arenoso, com aspecto rítmico pela alternância de lâminas silto-arenosas claras e argilo-grafitosas escuras, com boudins de quartzo.

Em superfície ou quando pouco intemperizado, sua cor é cinza-escuro com lâminas claras (Unidade B); porém quando intemperizado, é de cor cinza-amarelado/lilás, sericítico e oxidado (Unidade C).

O filito é constituído, principalmente, de moscovita (50%) e quartzo (45%); acessoriamente ocorrem carbonatos (2%), plagioclásio (1%), turmalina, leucoxênio e epidoto.

Os opacos são representados por pirita, arsenopirita, pirrotita, tetraedrita, galena, blenda, calcopirita, ouro, magnetita, ilmenita e hematita.

Na porção intemperizada, os sulfetos e carbonatos são muito raros, sendo representados por boxworks ferruginosos preenchidos ou revestidos por óxidos hidratados de ferro.

A espessura da Unidade B + C é de cerca de 200m no extremo nordeste da estrutura Morro do Ouro, podendo ser superior a 100m a sudoeste do mesmo, apresentando como média 70m.

Laterito/Metapelito Laterizado - Nas cotas mais elevadas do Morro do Ouro, principalmente em sua porção centro-norte há uma capa de laterito concrecionar, às vezes maciço e bastante endurecido.

É descontínua, uma vez que foi removida por trabalhos antigos, e sua espessura é bastante irregular, mas pode variar desde alguns centímetros até 3 metros.

As maiores espessuras ocorrem onde o quartzito é subaflorante.

D - É a unidade que constitui a capa da sequência mineralizada, ocorrendo a oeste do córrego Rico e da área em apreço.

Trata-se de um filito grafitoso, pouco rítmico e mais homogêneo que os tipos anteriores, com finas lentes de arenito quartzítico.

É constituído principalmente por quartzo e sericita, sendo rara a pirita.

Sedimentos Aluviais - Do Morro do Ouro irradiam quatro drenagens principais: córregos do Estáquio, Santo Antônio, São Domingos e Rico. Próximo ao Morro do Ouro, todos apresentam perfil escavado com sedimentos grosseiros e reduzidos aluviões.

São sedimentos predominantemente grosseiros, constituídos principalmente por areias e seixos, e blocos de quartzo, laterito e arenitos quartzíticos. Níveis decimétricos argilosos são também observados.

De uma maneira geral a tectônica na área do Morro do Ouro é bastante discreta e sutil.

A análise em detalhe, porém, permite a individualização de pelo menos 4 sistemas principais de fraturamento, alguns dos quais superpostos.

A tectônica plástica é evidente em pequenas dobras isoclinais deitadas com eixo noroeste/sudeste, e em step folds.

Estruturas sinsedimentares tipo slumping são relativamente comuns, principalmente na borda da estrutura, denotando escorregamento na bacia de deposição.

O comportamento do acamamento das rochas é algo peculiar, mas em termos globais, varia de subhorizontal a 100 na porção noroeste e central, e a mais 300 na porção sudoeste, já próximo ao córrego Rico.

As rochas mostram um baixo grau de metamorfismo, mas localmente têm aspecto xistoso, devido à concentrações locais de boudins de quartzo e zonas de intenso cisalhamento.

MINERALIZAÇÃO

O ouro ocorre em três formas diversas nas rochas do Morro do Ouro:

- o ouro livre, em concentrações de sílica, como boudins de quartzo;
- ouro residual, resultante da decomposição de sulfetos, principalmente pirita e arsenopirita; e
- ouro em sulfetos, distribuído nas estruturas ou microfraturas de sulfetos de ferro ou arsênio.

O ouro está disseminado na rocha de uma maneira uniforme e mais ou menos regular. Em detalhe, porém, verifica-se uma maior concentração de ouro nos boudins de quartzo.

Observações mais recentes confirmam, outrossim, maiores concentrações de ouro ligadas a box works limoníticos derivados de intemperismo de

carbonatos.

Com respeito a tamanho de grão, o ouro é considerado muito fino e difícil de ser visto a olho nu.

Porém, se comparado com o de certos depósitos do tipo Carlin, o ouro do Morro do Ouro seria considerado grosseiro.

RESERVAS

Medidas: 42.314.191 toneladas com teor de corte de 0,50g/ton.

Indicadas: 52.617.487 toneladas com teor de corte de 0,50g/ton.

FONTE: a) LADEIRA, E.A.

PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.301 .

DNPM, 1988 b) ZINI, A. et al.

PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.479-489. DNPM, 1988

● MINA DE OURO DE FAZENDA BRASILEIRO, BAHIA

LOCALIZAÇÃO E HISTÓRICO

A mina de ouro de Fazenda Brasileiro localiza-se à nordeste do Estado da Bahia, no extremo sul do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, em uma seqüência de rochas vulcano-sedimentares metamorfisadas na fácies xisto-verde, denominada Faixa Weber.

Sua descoberta se deu em 1976 através de trabalhos de pesquisa desenvolvidos pela Rio Doce Geologia e Mineração – DOCEGEO, subsidiária da Cia. Vale do Rio Doce.

GEOLOGIA

A geologia local foi dividida em: Seqüência Riacho do Incó (clorita-xistos intercalados com xistos grafitosos).

Seqüência Fazenda Brasileiro (dois níveis de quartzo-clorita-xisto separados por clorita-carbonato-xisto com intercalações de plagioclásio-actinolita-xisto) e Seqüência Canto (semelhante à primeira seqüência, com maior abundância de xistos grafitosos).

MINÉRIO

O minério primário é dividido em dois tipos: o primeiro é representado por veios sulfetados, encaixados nas camadas de quartzo-clorita-xisto da Sequência Fazenda Brasileiro, apresentando muitas vezes zona de alteração hidrotermal nas suas bordas; o segundo é formado por veios de quartzo encaixados nos demais tipos litológicos.

Os corpos de minério possuem um controle estrutural apresentando variação de forma tanto lateralmente como no sentido do seu caimento.

A mineralogia básica dos veios de minérios é quartzo, plagioclásio e arsenopirita.

O ouro ocorre em partículas de tamanho médio entre 15 e 20 micra, associado principalmente à arsenopirita, podendo ocorrer também associado à pirita e à pirrotita, ou como ouro livre no quartzo.

Em superfície os corpos de minério estão parcialmente intemperizados, tendo como características principais a oxidação dos sulfetos e a lixiviação dos carbonatos.

No minério intemperizado o ouro ocorre associado à hematita e à goethita, que preenchem as fraturas e a xistosidade, ou associado a sulfatos e arseniatos em boxworks dos sulfetos.

RESERVA E TEOR

As reservas atuais de minério primário somam 13.382.844 toneladas com o teor médio de 7,74g Au/t, totalizando 103.572kg de ouro contido.

FONTE: SANTOS, O.M. de et al.

PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III
PP.431-444. DNPM, 1988

●JAZIDA DE OURO DA FAZENDA MARIA PRETA, SANTA LUZ, BAHIA

LOCALIZAÇÃO E ACESSO

Este depósito localiza-se a nordeste do estado da Bahia, a cerca de 300km de Salvador.

O acesso, a partir de Salvador, é feito pela BR-324 até a cidade de Feira de

Santana e, pela BR-116 até a cidade de Serrinha. A partir daí segue-se pela rodovia pavimentada BA-409, até a cidade de Santa Luz. Daí, através da rodovia BA-120 chega-se até a cidade de Nordestina

GEOLOGIA

Os corpos de minério auríferos da área de influência do Projeto Fazenda Maria Preta, associam-se à veios de quartzo em zonas de cisalhamento sendo compostos por xistos grafitosos brechados, metadacitos venulados, metandesitos brechados, metagabros venulados e veios de quartzo cisalhados que englobam rochas encaixantes. Encontram-se sulfetos que perfazem menos que 1% de minério.

RESERVA E TEOR

A reserva total da jazida até 100m de profundidade, está atualmente calculada em cerca de 1.500.000 toneladas de minério com teor médio de 5,70g/t e 8,5 toneladas de ouro contido.

FONTE: GITEW/SUMEN - CVRD PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.445-461. DNPM, 1988

•DEPÓSITOS DE OURO DE JACOBINA, BAHIA

LOCALIZAÇÃO

A cidade de Jacobina situa-se nas coordenadas 110 15'S e 400 30'W e dista 350km a noroeste de da cidade de Salvador.

GEOLOGIA LOCAL

O Grupo Jacobina é representado por uma sequência de sedimentos conglomeráticos, quartzíticos e pelíticos de idade pré-cambriana, depositados sobre uma superfície irregular de terrenos arqueanos.

Em geral, o Grupo Jacobina em sua parte central é constituído pelas formações Serra do Córrego, Rio do Ouro e Cruz das Almas.

Importantes depósitos auríferos estão associados aos conglomerados da Formação Serra do Córrego, que foram depositados em um sistema de drenagem fluvial, anastomosada, que fluía de leste para oeste.

Evidências sedimentológicas sustentam a origem sedimentar das mineralizações, embora algumas redistribuições locais de ouro tenham ocorrido no decurso da evolução geológica da área.

Sob o ponto de vista estrutural o Grupo Jacobina é descrito como um homoclinal, mergulhando forte para leste. Está dividido em blocos, separados por falhas originadas, principalmente, por esforços compressivos provenientes do sudeste.

Diques básicos ocupam geralmente, os planos de falha e em seus afloramentos são caracterizados por um relevo negativo, entre as cristas de quartzitos e conglomerados.

•DEPÓSITO DE OURO DE “MINA” III, CRIXÁS, GOIÁS

LOCALIZAÇÃO E ACESSO

Este depósito localiza-se em uma área próximo à cidade de Crixas, Município de Crixas, Estado de Goiás, limitada pelas coordenadas geográficas 140 32' 03" de latitude sul e 500 56' 50" a 49059' 18" de longitude oeste, cobrindo uma superfície de aproximadamente 80km².

O acesso, a partir da cidade de Goiânia, é feito através das rodovias asfaltadas GO -080, BR-153 e Go-336 até Itapaci; daí pega-se a rodovia não asfaltada GO-336 até a cidade de Crixás. O percurso total Goiânia - Crixás é de 308km.

GEOLOGIA DA ÁREA

O depósito de ouro denominado “Mina” III, em Crixás, ocorre dentro de rochas metassedimentares com contribuição vulcânica, pertencentes à Formação Ribeirão das Antas, subdivisão do Grupo Pilar de Goiás, de idade pré-cambriana inferior (arqueana).

A mineralização de ouro tipo stratabound e estratiforme ocorre em estratos essencialmente constituídos por sedimentos químicos e pelíticos intercalados. Ocorrem também contribuições vulcânicas de cherts, lavas basálticas e ainda tufos felsíticos entremeados.

Essas rochas foram metamorfoseadas a xistos de fácies xisto-verde, grau fraco a médio, bem foliadas, consistindo em grande parte de clorita, biotita, grafita, carbonato, quartzo, sericita e feldspato, com pequenas quantidades de cloritóide e granada.

Há quem sugira tratar-se de ambiente recifal (Bulmer, 1982), que acredita ter identificado estromatólitos nas rochas calcárias.

MINÉRIO

O ouro na “Mina” III está associado aos sulfetos maciços e disseminados de arsenopirita e pirrotita concentrados dentro de três zonas de minério: superior, intermediária e inferior, nesta última incluindo-se a subzona de granada.

Os corpos de minério dos três horizontes são alongados na direção WNW, apresentando caimento de cerca de 150 e estão mais ou menos sobrepostos. Cerca de 60 metros de rocha estéril separam a zona superior da zona intermediária e, outro tanto, a zona intermediária da inferior.

A direção do alongamento dos corpos mineralizados é coincidentemente com a lineação predominante na “Mina” III. Foram observadas dobras isoclinais estreitas que mergulham para WNW, paralelas ao eixo maior do depósito. Essas dobras podem ter afetado os horizontes mineralizados, facilitando a remobilização de ouro e sulfetos nas charneiras das dobras antiformes de estilo isoclinal (Kuyumjian, 1981).

RESERVA E TEOR

O programa de sondagem efetuado na “Mina” III, de 1980 a 1985, bloqueou uma reserva geológica de 5,2 milhões de toneladas de minério com teor médio de 12,7 gramas de ouro por tonelada.

*FONTE: YAMAOKA, W. N e ARAÚJO, E.M.
PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.492-498. DNPM, 1988*

•DEPÓSITO DE OURO DE MEIA-PATACA, CRIXÁS-GO LOCALIZAÇÃO

O corpo de minério M1 do Meia-Pataca localiza-se no município de Crixás-GO, Região tradicionalmente histórica na exploração de ouro.

GEOLOGIA Ocorre nas porções superiores – Formação Ribeirão das Antas – do Greenstone Belt de Crixás – Faixa Crixás. A mineralização de

pirita, pirrotita, arsenopirita e ouro que constitui o corpo de minério M1 está contida num estrato litológico de natureza grafitosa-carbonatada com zonas feldspatizadas. Provavelmente essa mineralização é resultado de processos exalativos (singenéticos) e hidrotermais associados a zona de cisalhamento.

RESERVA E TEORES

Foram cubadas reservas da ordem de 160 mil toneladas de minério em rocha alterada e 460 mil toneladas em rocha fresca, a um teor de 2,55 e 2,20gr/t de ouro respectivamente.

FONTE: MAGALHÃES, L. F. Et al PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.499-522. DNPM, 1988

•DEPÓSITO DE OURO DE MARA ROSA, GOIÁS LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A jazida de Mara Rosa situa-se na parte central do Estado de Goiás, cerca de 4km a NE da cidade de Mara Rosa, sede municipal e centro urbano mais próximo, ligado a BR-153 por 8km de estrada asfaltada.

A cidade dista 376km de Goiânia via BR-153, que é a principal via de acesso, e pode ser alcançada também por táxi aéreo.

GEOLOGIA DA ÁREA

A seção mineralizada é um gnaiss félsico (metassiltito e metarcósio) com espessura de até 50 metros, com níveis subordinados de tufos máficos (anfíbolitos) de idade pré-cambriana.

Os horizontes mineralizados variam de 1 a 15 metros de espessura, com médias entre 3 e 30 g/t, podendo estar separados por níveis estéreis (ou fracamente mineralizados).

A seção mineralizada é contínua por um strike de 1.000 metros.

MINERALIZAÇÃO

A mineralização só é detectável após análise química, embora mineralógicamente o gnaiss seja constituído por microclina, oligoclásio e moscovita, com quantidades subordinadas de biotita, epidoto, calcita e até

10% de pirita.

O ouro abaixo de 10 micra aparece finamente disseminado nos silicatos (ouro livre) e na pirita.

Dois estágios resumem o modelo de mineralização: durante uma fase singenética originou-se uma mineralização de ouro-pirita por influência de uma célula epitermal no fundo do oceano, concomitante com a deposição dos tufos máficos da lapa. Uma segunda fase teve lugar após a deposição dos arcósios, durante a reativação da célula hidrotermal.

Este estágio produziu fluidos fortemente ácidos e redutores, que alteraram os tufos máficos da lapa, lixiviando o ouro e precipitando-o nos arcósios, na periferia da isoterma destrutiva

. Os produtos de alteração-síltica, illita, chamosita e caulim – foram metamorfisados a quartzo, moscovita, biotita e cianita.

RESERVAS

As reservas até uma profundidade de 300 metros somam cerca de 5 milhões de toneladas de minério, contendo cerca de 26 toneladas de ouro. A natureza stratabound da mineralização, admite a expectativa de uma reserva down dip / plunge bem maior.

FONTE: ANGEIRAS, A. G. Et al.

PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.523-534. DNPM, 1988

•DEPÓSITO DE OURO CABAÇAL I, MATO GROSSO LOCALIZAÇÃO E HISTÓRICO

O depósito de ouro Cabaçal I, localizado a 240km a W de Cuiabá, no SW de Mato Grosso, foi descoberto em 1983, após sistemáticos trabalhos de pesquisa mineral desenvolvidos pela Mineração Santa Martha S.A.

GEOLOGIA

Na região ocorrem rochas do chamado Greenstone Belt do Alto Jauru, representadas por vulcânicas ultrabásicas komatiíticas, vulcânicas básicas toleíticas e vulcânicas intermediárias a ácidas calco-alcalinas, além de sedimentos químicos e detríticos. A seqüência vulcano-sedimentar é

intrudida por magmatismos ultrabásico, básico e ácido de diferentes idades.

O depósito Cabaçal I está contido em unidade de rochas tufáceas ácidas e sedimentares químicas e detriticas, que sofreram processo de alteração hidrotermal (cloritização, sericitização e silicificação)

MINERALIZAÇÃO A mineralização aurífera está associada a sulfetos (calcopirita, pirita e pirrotita, além de esfalerita e galena), distribuídos em 5 zonas principais, onde ocorre sob a forma de quatro tipos principais de minério:

brechóide, venulado, disseminado e bandado. É comum a presença de ouro visível associado aos sulfetos.

RESERVA E TEOR

As reservas do Depósito Cabaçal I, até o momento, perfazem 1.110.000 toneladas a 11,6g/t Au equivalente.

FONTE: MONTEIRO, H et al.

PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.535-545. DNPM, 1988

•DEPÓSITO DE OURO DE SERRA PELADA, MARABÁ, PARÁ LOCALIZAÇÃO E HISTÓRICO

O depósito de ouro de Serra Pelada está localizado no espigão leste da Província Mineral de Carajás, Marabá, Pará. O depósito foi descoberto em janeiro de 1980, por garimpeiros e até abril/80 foram lavrados os depósitos secundários da Grota Rica.

A partir dessa data iniciou-se a lavra da mineralização primária na cava do garimpo denominada de Babilônia.

GEOLOGIA DA ÁREA

Geologicamente é constituído por uma faixa estreita e dobrada de rochas metassedimentares, considerada como da Formação Rio Fresco. Tal faixa é constituída por clásticos grosseiros na base e pelitos, com intercalação de sedimentos químicos, no topo. Rocha de composição gabróica corta todo o depósito.

Estruturalmente é interpretado como um sinclinal assimétrico reverso,

como os flancos mergulhando para o sul e eixo caindo para oeste. A mineralização aurífera apresenta um controle litológico-tectônico-estrutural, com maior concentração na região da charneira do dobramento.

MINÉRIO

Um aspecto importante e peculiar do ouro de Serra Pelada é o alto percentual de paládio que varia de 1 a 2%, podendo alcançar, em alguns casos pontuais, até 50%.

Um fato observável é a afinidade existente entre as rochas e os tipos de ouro presentes no depósito. No metassiltito cinza-carbonoso predomina o ouro paladiado de preferência escuro. Na brecha, a predominância é o ouro amarelado; quando ocorrem zonas cizalhadas, independente de litótipo, o ouro é amarelo, mesmo que seja paladiado. O ouro que ocorre no metassiltito vermelho, via de regra controlado por falhamentos, é sempre amarelo, o mesmo ocorrendo no metarenito.

Outro aspecto importante e peculiar do ouro de Serra Pelada é o percentual de paládio que caracteriza o tipo de ouro ali existente.

Três tipos são mais frequentes:

- ouro amarelo com 1 a 2% de Pd;
- ouro fino com 1 a 7% de Pd;
- ouro bombril com 9 a 10% de Pd.

Ocorrem, ainda, embora com menor frequência, variedades com 25 a 50% de Pd. Os outros componentes são Ag (0,5%), Fe (0,5-1,0%) e Cu (0,5%).

RESERVA

A Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) bloqueou uma reserva de ouro da ordem de 27.000kg, entre as cotas 230 e 150m. É válido ressaltar que hoje a cava garimpeira tem sua parte mais profunda na cota 200m, logicamente, já dilapidando parte das reservas cubadas pela titular do decreto.

FONTE: MEIRELES, E. M. De et al

PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.547-557. DNPM, 1988

•DEPÓSITOS DE OURO DA SERRA DAS ANDORINHAS, RIO

MARIA, PARÁ

LOCALIZAÇÃO

Os depósitos de ouro das áreas Babaçu, Mamão e Lagoa Seca localizam-se na parte basal do sinclinal de Andorinhas, Rio Maria-Pará.

A geologia, interpretada como um greenstone belt, comporta unidades do Complexo Xingu, Seqüência Babaçu (derrames de metabasaltos intercalados por metassedimentos predominantemente químicos, metatufos e talco-xistos) e Seqüência Lagoa Seca (derrames de lavas máfico-ultramáficas intercaladas com metassedimentos clástico-químicos e rochas de composição riodacítica).

MINÉRIO

O minério das áreas Babaçu e Mamão é o metachert, que ocorre sob forma de pequenas lentes descontínuas, alternando-se em corpos maciços e intercalações milimétricas no clorita-xisto.

O ouro ocorre sob forma livre, preenchendo fraturas ou disperso na matriz recristalizada do metachert.

No depósito de Lagoa Seca o ouro ocorre associado a sulfetos (pirita principalmente) em metassedimentos finos intercalados nas lavas metamorfasadas na fácies xisto-verde.

Supõe-se que o controle dessas mineralizações seja litológico- tectônico.

RESERVA E TEOR

As reservas bloqueadas, hoje dilapidadas por garimpeiros, atingiram 450 mil toneladas de minério com 4 toneladas de ouro contido e teor médio de 8,9g/t.

FONTE: SILVA A. R. B. da e CORDEIRO, A. A. C. de. PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.459-567. DNPM, 1988

HISTÓRICO E LOCALIZAÇÃO

A mina de ouro de Novo Planeta – operada pela Mineração Porto Estrela S.A., do Grupo Paranapanema – constitui hoje um dos mais

importantes empreendimentos em mineração aluvionar no país, em operação contínua na Amazônia desde 1982.

A mina de Novo Planeta situa-se no Município de Alta Floresta, Estado de Mato Grosso. A área enquadra-se na bacia hidrográfica do Tapajós, no interflúvio dos rios Ximari e Apiacás, nas proximidades de suas confluências com o rio Teles Pires.

A cidade de Alta Floresta constitui a base urbana da mina. Está interligada por linhas aéreas comerciais a Cuiabá e Santarém e, por via terrestre, à BR - 163 (rodovia Cuiabá - Santarém), através da MT - 208.

A ligação rodoviária com Alta Floresta, atualmente trafegável também na estação chuvosa, corresponde a distância aproximada de 250Km. O acesso aéreo é feito com aparelhos mono ou bimotores, com tempo de voo em torno de 25 minutos.

GEOLOGIA

A geologia da região é dominada por rochas arqueanas do Complexo Xingu, recobertas em parte por vulcanitos proterozóicos do Grupo Iriri, que ocorrem em faixa alongada margeando o graben do Cachimbo. Ambos os conjuntos alojam corpos intrusivos relacionados aos granitos tipo Teles Pires, de caráter anorogênico e origem profunda.

Na zona de borda dos granitos desenvolvem-se, em aluviões imaturos, importantes placers auríferos formados por enriquecimento supergênico em ambiente laterítico. Não há registro de mineralizações primárias expressivas.

FONTE: VEIGA, A. T. C. PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.569-574. DNPM, 1988

•DEPÓSITO DE OURO DO RIO MADEIRA, RONDÔNIA

LOCALIZAÇÃO

Este depósito está localizado na fronteira do Brasil com a Bolívia, no Estado de Rondônia, numa região delimitada por portarias do Ministério de Minas e Energia (nos. 1345/79 e 1034/80) e denominada Reserva Garimpeira do Rio Madeira e que ocupa uma área de 192km² ao longo do rio Madeira, entre as cachoeiras do Paredão e Teotônio, a partir da cidade

de Guajará-Mirim. Vários centros garimpeiros são aí conhecidos: Paredão, Embaúba, Tamborete, Jirau, Caiçara, Araras, Morrinho e Teotônio.

GEOLOGIA REGIONAL E LOCAL

Cinco conjuntos litológicos aparecem na área da reserva garimpeira: Complexo Xingu (pre- cambriano médio/superior): kinzigitos, anfíbolitos, dioritos, granodioritos, adamelitos e granitos, além de gnaisses, migmatitos e granulitos ácidos e básicos; metavulcânicas, metabasitos; Grupo Beneficient (pre- cambriano superior): arenitos ortoquartzíticos a arcossianos, siltitos, argilitos e folhelhos; tufos ácidos e riolitos intercalados, conglomerados, quartzitos sílticos e filíticos relacionados a zonas de falhas; Efusivas ácidas do Caripunas (pre-cambriano superior): riolitos, dacitos e riodacitos; metandesitos e metadacitos; tufos e ignimbritos; Granitos Rondonianos (pre-cambriano superior): granitos, granófiros, microgranitos com tendência alaskítica, subvulcânicos, circulares, cratogênicos, mineralizado ou não a nióbio, estanho, tântalo, zircônio, com presença de topázio azul e fluorita; Formação Solimões (Pliocênio Superior a Pleistoceno Superior): coberturas: argilitos, siltitos e arenitos ; elúvios e colúvios; depósitos de planície de inundação.

Os elementos tectônicos estão relacionados a sistema rígidos, representados por falhas e fraturas, havendo dois conjuntos preferências e que assumem a direção nordeste-noroeste. O diaclasamento é quase sempre vertical e obedece regularmente as direções NW-SE e SE-NW

CARACTERÍSTICAS DOS DEPÓSITOS

Pesquisa realizada pela Mineração Rio Novo Ltda, entre Guajará-Mirim e Abunã, revelou mineralizações auríferas até a profundidade de 20m, em sedimentos terciários , com teor variável ao longo do perfil dos furos

As mineralizações auríferas são encontradas nas praias, ilhas, margens e no próprio leito do rio Madeira, determinando variações da natureza do material como se segue:

- camada arenosa, granulometria média;

- horizontes cascalhíferos, soltos
- arenitos ferruginosos e/ou cascalhíferos
- sedimentos lateritizados
- arenitos conglomeráticos
- cascalhos antigos, parcialmente consolidados.

Os horizontes cascalhíferos são os que detêm teores mais elevados e de mais fácil recuperação, possuindo espessura variável, desde 0,2 a 0,3m. A profundidade desses níveis varia entre 0,5 a 3-4m. As camadas lateríticas, arenitos ferruginosos e/ou manganésíferos e os arenitos conglomeráticos são agrupados sob o nome de "mocarorô" e representam os sedimentos mais antigos. Nestas camadas, cuja espessura pode ultrapassar a 0,6m, os teores de ouro chegam até a 35g/m³.

TEORES

Embora o volume dos sedimentos mineralizados seja considerável, os teores são irregulares e erráticos. Em inúmeras catas localizadas adjacientemente, os teores variaram entre 30 e 3 g/m³, em um mesmo nível mineralizado de cascalho.

FONTE: BASTOS, J. B. S. Dos.

PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.575-580. DNPM, 1988

•DEPÓSITO DE OURO DE SALAMANGONE E MUTUM, CALÇOENE, AMAPÁ LOCALIZAÇÃO

Os depósitos de ouro de Salamangone e Mutum situam-se nas proximidades da localidade de Lourenço, latitude 20 18' 5" N, longitude 510 38' WGr. no centro do Território Federal do Amapá.

MINERALIZAÇÃO

A mineralização se refere a ouro livre ou associado a arsenopirita em veios de quartzo tabulares, cuja extensão varia da dezenas de metros até a centena ou mais, encaixados em biotita tonalitos.

RESERVA

As reservas atuais entre minério alterado, até a profundidade de 50m e minério fresco abaixo, ultrapassam 10t de ouro recuperável.

FONTE: FERRAN, A. PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.581-588. DNPM, 1988

●MINA DE OURO DE SÃO FRANCISCO, CURRAIS NOVOS, RIO GRANDE DO NORTE LOCALIZAÇÃO

As mineralizações da fazenda São Francisco são conhecidas desde a década de 40. Situam-se na margem da rodovia BR-226, a 150km de Natal e 30 km de Currais Novos.

MINERALIZAÇÃO

A mineralização ocorre em dois trends principais: o trend São Francisco e o trend Morro Pelado, ambos de extensão quilométrica, representados por horizontes de cherts auríferos recristalizados, encaixados em granada-biotita-xistos da formação Seridó, do grupo homônimo, de idade provavelmente transamazônica (cerca de 2,0Ga). As rochas tem direção geral NE-SW e a mineralização é concordante, mergulhando 450 para SE.

A sequência se apresenta formando anticlinório com redobramentos que remobilizaram a mineralização, enriquecendo-a localmente. O potencial da jazida é atualmente de 4t de ouro contido.

RESERVA E TEOR

Um programa de pesquisa com perfuração a percussão por circulação reversa permitiuubar uma reserva lavrável a

FONTE: FERRAN, A. PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS, VOL. III PP.581-588. DNPM, 1988

GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO (MÉTODO DE EVAPORAÇÃO) DAS ROCHAS DO EMBASAMENTO DO SETOR MERIDIONAL DO CINTURÃO ARAGUAIA - REGIÃO DE PARAÍSO DO TOCANTINS (TO)

SILVIA HELENA DE SOUZA ARCANJO & CANDIDO AUGUSTO VELOSO MOURA

ABSTRACT GEOCHRONOLOGY OF THE BASEMENT ROCKS OF THE SOUTHERN PORTION OF THE ARAGUAIA BELT - PARAÍSO DO TOCANTINS REGION (TO) Recent geochronological studies of the basement orthogneisses of the northern region of the Araguaia belt showed the occurrence of both Archean (2.85 Ga) and Early Proterozoic (1.85 Ga) rocks. The oldest gneisses were grouped in the Colmeia Complex, the younger were named the Cantão Gneiss. In the southern portion of the Araguaia belt, the basement sequences include metavolcano-sedimentary rocks, tonalitic, calc-silicate, and alkaline gneisses, and granitic rocks. All of these sequences have been considered as Archean in age, although no geochronological data are available to test this hypothesis. The metavolcano-sedimentary rocks are included in the Rio do Coco Group, while the granitic rocks are represented by the Serrote and Malaga granites. The tonalitic and calc-silicate gneisses were grouped with Colmeia and Rio dos Mangues Complexes, and the alkaline gneisses in the Monte Santo Suite. These gneisses were investigated geochronologically by single zircon Pb-evaporation methods in order to define their stratigraphic interrelationships, and to contribute to a greater understanding of the geological evolution of this crustal segment. The single zircon ages of the tonalitic and calc-silicate gneisses range between 1.8 and 2.1 Ga. An age of about 1.0 Ga. was obtained for the alkaline gneisses of Serra da Estrela (Monte Santo Suite). These data, along with the single zircon age of 1.85 Ga. published for the Serrote Granite, indicate the widespread occurrence of Proterozoic rocks in the basement of the southern part of Araguaia belt. However, the existence of Archean sequences in this region can not be discarded since the volcano-sedimentary rocks of the Rio do Coco Group have not as yet been dated. The correlation of tonalitic and calc-silicate gneisses with the Colmeia Complex was not confirmed, so these gneisses have been grouped with the Early Proterozoic Rio dos Mangues Complex. Thus, it is suggested that a significant part of the basement of the southern portion of the Araguaia belt may represent a younger crustal segment accreted to the Amazon Craton during the Early Proterozoic. The alkaline gneisses are interpreted as representative of the alkaline magmatism associated with the extensional phase that developed, in the Middle Proterozoic, the basin which received the sediments of Araguaia belt. This belt was deformed during the Brasiliano Cycle, and the published age of 510 Ma for the Matança Granite may date the final phase of this deformation.

Keywords: Araguaia belt, Geochronology, Pb-Pb Zircon.

RESUMO Estudos geocronológicos realizados nos ortogneisses do embasamento no segmento setentrional do Cinturão Araguaia revelaram a ocorrência de rochas tanto do Arqueano (2,85 Ga) como do Proterozóico Inferior (1,85 Ga). Os ortogneisses mais antigos foram reunidos no Complexo Colmeia enquanto que os mais jovens foram individualizados como Gnaisse Cantão. No segmento meridional do Cinturão Araguaia, as sequências do embasamento compreendem rochas metavolcano-sedimentares, gnaisse tonalítico, calcossilático e alcalino, além de rochas graníticas associadas. Todo esse conjunto tem sido considerado de idade arqueana embora não existam dados geocronológicos comprovando essa hipótese. As rochas metavolcano-sedimentares compõem o Grupo Rio do Coco e as rochas graníticas são representadas pelos granitóides Serrote e Matança. Os gnaisse tonalítico e calcossilático foram reunidos nos complexos Colmeia e Rio dos Mangues, enquanto que os gnaisse alcalinos foram agrupados na Suíte Monte Santo. Esses gnaisse foram investigadas geocronologicamente através do método de evaporação de chumbo (Pb) em monocristais de zircão visando definir as relações estratigráficas entre os mesmos, contribuindo, dessa forma, para o entendimento da evolução geológica desse segmento crustal. Para os gnaisse tonalítico e calcossilático, as idades obtidas em zircões situaram-se entre 1,8 e 2,1 Ga. Para os gnaisse silicático de Serra da Estrela (Suíte Monte Santo) obteve-se uma idade em torno de 1,0 Ga. Esses dados, juntamente com a idade de 1,85 Ga publicada para o Granito Serrote, indicam a ocorrência expressiva de rochas proterozóicas no embasamento da porção meridional do Cinturão Araguaia. No entanto, não se pode descartar totalmente a existência de sequências arqueanas nessa região visto que ainda não foram datadas rochas do Grupo Rio do Coco.

A sugerida correlação dos gnaisse tonalítico e calcossilático com o Complexo Colmeia não foi confirmada e, portanto, optou-se por agrupar esses gnaisse unicamente no Complexo Rio dos Mangues, caracterizado como uma unidade do Proterozóico Inferior. Dessa forma, é possível que uma parte significativa do segmento crustal do embasamento da porção meridional do Cinturão Araguaia represente um terreno mais novo, colado as rochas arqueanas do Cráton Amazônico durante o Proterozóico Inferior. Interpreta-se os gnaisse silicático como remanescentes do magmatismo alcalino associado à fase distensiva que gerou, no Proterozóico Médio, a bacia que recebeu os sedimentos do Cinturão Araguaia. Esse cinturão foi estruturado durante o Ciclo Brasiliano e a idade de 510 Ma publicada para o Granito Matança pode datar a fase final dessa estruturação.

Palavras-chaves: Cinturão Araguaia, Geocronologia, Pb-Pb em Zircão.

INTRODUÇÃO O Cinturão Araguaia situa-se na porção setentrional da Província Estrutural do Tocantins (Almeida *et al.* 1977) e compreende um conjunto de rochas metasedimentares, que aflora ao longo de aproximadamente 1200 quilômetros seguindo uma direção norte-sul (Fig. 1). A sequência supracrustal metamorfizada varia, de oeste para leste, desde rochas de baixo grau metamórfico até rochas de médio/grau, que foram reunidas no Supergrupo Baixo Araguaia (Almeida 1978, Hasui *et al.* 1984a). Esse cinturão foi estruturado durante o Ciclo Brasiliano (Moura & Gaudette 1993a) e separa o Cráton Amazônico dos domínios ocidentais que sofreram as influências desse ciclo durante a evolução do Gondwana. Rochas do embasamento do Cinturão Araguaia afloram no interior de braquistoclinais, no seu segmento setentrional, enquanto que na porção meridional (abaixo do paralelo 10° S) elas não estão confinadas a esse tipo de estrutura (Hasui *et al.* 1984 a,b, Dall'Agnol *et al.* 1988).

Estudos geocronológicos realizados por Moura & Gaudette (1993b) em ortogneisses do interior das estruturas dômicas revelaram que o substrato do Cinturão Araguaia, ao longo de seu segmento setentrional, é arqueano (2,85 Ga) e Paleoproterozóico (1,85 Ga). Dada a similaridade geocronológica e composicional entre esses ortogneisses e os granitóides arqueanos e proterozóicos da porção sudeste da Amazônia oriental, o embasamento do segmento setentrional do Cinturão Araguaia tem sido considerado como uma extensão do Cráton Amazônico (Moura & Gaudette 1994).

No segmento meridional do Cinturão Araguaia as rochas do embasamento possuem uma área de afloramento significativamente maior, fazendo contato tectônico a leste com as sequências de alto grau metamórfico do Maciço de Goiás (Hasui *et al.* 1984a). Os levantamentos geológicos realizados no embasamento dessa porção sul do Cinturão Araguaia permitiram o reconhecimento de pelo menos cinco unidades litostратográficas distintas. Essas sequências foram consideradas inicialmente como sendo de idade arqueana e, pelo menos em parte, correlacionáveis às rochas arqueanas do segmento norte do cinturão, com base em dados estruturais e litológicos (Costa *et al.* 1983, Hasui *et al.* 1984a,b). No entanto, a escassez de dados geocronológicos para essas cinco sequências enfraquece a correlação proposta e dificulta o entendimento tanto do quadro litostратográfico interno do embasamento do segmento meridional do Cinturão Araguaia, como das relações geológicas deste com o Maciço de Goiás e o Cráton Amazônico.

Neste trabalho são apresentados os resultados de estudos geocronológicos realizados em rochas gnáissicas do embasamento do segmento meridional (abaixo do paralelo 10° S) do Cinturão Araguaia, utilizando o método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão). A determinação das idades dessas rochas permitiu definir as relações litostратográficas entre algumas unidades do embasamento do segmento sul do Cinturão Araguaia possibilitando ainda melhor compreender a correlação dessas sequências com aquelas do embasamento aflorantes no seu segmento setentrional.

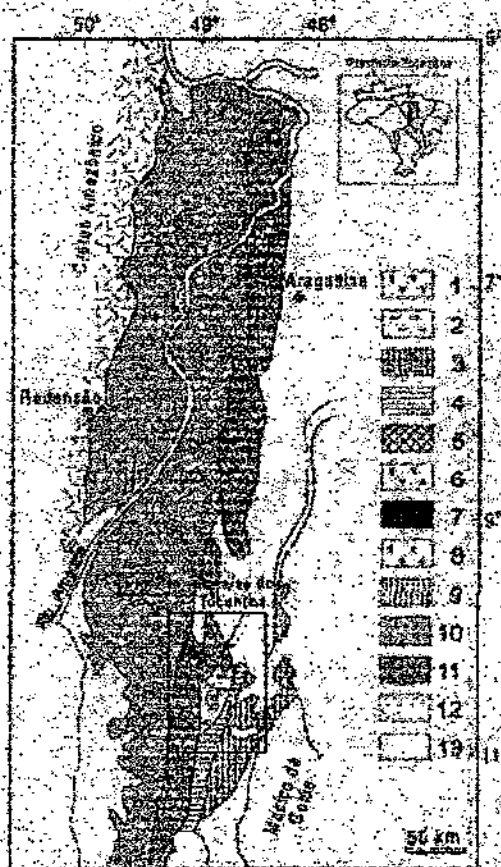


Figura 1 - Mapa geológico simplificado do Cinturão Araguaia segundo Costa et al. (1988). 1- Grupo Rio do Coco, 2- Complexo Colmeia, 3- Complexo Parí Nacional, 4- Complexo Rio dos Mangues, 5- Gnaiss Camão, 6- Granito Sertão, 7- Suíte Monte Santo, 8- Suíte Santa Luzia, 9- Granito Matança, 10- Grupo Tocantins, 11- Grupo Estrada, 12- Rochas ultrabásicas, 13- Sedimentos fanerozoicos, 14- Cráton Amazônico.

CONTEXTO GEOLÓGICO O Cinturão Araguaia (Hasui et al. 1980) está assentado sobre a borda oriental do Cráton Amazônico. Consiste em uma importante unidade geotectônica pertencente à Província Estrutural do Tocantins (ALMEIDA et al. 1977), situando-se em sua porção ocidental. Apresenta-se orientado na direção norte-sul, com um formato alongado atingindo extensão aproximada de 1.200 quilômetros, por até 130 Km de largura. O flanco leste do Cinturão Araguaia acha-se recoberto por sedimentos fanerozoicos da Bacia do Parnaíba e imediatamente a sudeste faz limite com o Maciço de Goiás (Almeida et al. 1976).

As rochas deste cinturão são representadas por uma sucessão metassedimentar que varia, de oeste para leste, desde rochas de baixo grau metamórfico até rochas de médio grau, entretidas no Supergupo Baixo Araguaia e são entremeadas por rochas vulcânicas básicas a ultrabásicas em forma de sills e diques (Abreu 1978, Abreu et al. 1994, Hasui et al. 1984a).

No segmento norte do Cinturão Araguaia, mais precisamente na sua porção oriental, rochas gnáissicas consideradas como representantes do embasamento, foram agrupadas em duas unidades litestratigráficas distintas: Complexo Colmeia e Gnaiss Camão (Costa 1980, Souza et al. 1985, Dall'Agnol et al. 1988). A primeira reflete ortognaisses de idade arqueana (~2,85 Ga - Pb/Pb em zircão) e é constituída predomi-

nantemente por gnaisses trondhjemíticos e, secundariamente, por gnaisses tonalíticos e granodioríticos (TIG), além de raras anfibolitos. O Gnaiss Camão, representado por ortognaisses graníticos, intrude o Complexo Colmeia e seu protólito foi formado no Paleoproterozoico (~1,85 Ga - Pb/Pb em zircão) (Moura & Gaudette 1993b, Moura & Gaudette 1999). Esse quadro é muito similar ao que ocorre no Cráton Amazônico onde, TIG's arqueanos são intrudidos por granitos paleoproterozoicos. A similaridade geotectônica entre essas seqüências do embasamento do Cinturão Araguaia e seus correspondentes em geológicos no Cráton Amazônico adjacente, levaram Moura &

Gaudette (1994) a sugerir que esta porção do embasamento do Cinturão Araguaia seria uma extensão desse cráton.

No segmento sul do Cinturão Araguaia as rochas do embasamento foram agrupadas por Costa et al. (1983) e Hasui et al. (1984a) em cinco unidades litestratigráficas consideradas como arqueanas (Fig. 2).

Os gnaisses tonalíticos, graníticos e calcossilicáticos, que apresentam uma estruturação relictual leste-oeste, foram correlacionados ao Complexo Colmeia, conforme definido na porção norte do cinturão (Costa 1980). Por sua vez, os gnaisses tonalíticos e calcossilicáticos, associados a quartzitos, micaxistos e anfibolitos, possuindo uma marcante estruturação com direção em torno de N30°E, foram reunidos na unidade denominada de Complexo Rio dos Mangues (Costa et al. 1983, Hasui et al. 1984b). Gnaisses alcalinos, representados pelos corpos de nefelina-sienito-gnaisses da Serra da Estrela e de Monte Santo foram reunidos na Suíte Monte Santo (Hasui et al. 1984b). O primeiro intrude o Complexo Rio dos Mangues, enquanto o segundo aflora entre os metassedimentos do Supergupo Baixo Araguaia. Rochas vulcano-sedimentares metamorfnadas nas fácies xisto-verde e com foliação de direção leste-oeste, que haviam sido originalmente depositadas de Sequência Vulcano-Sedimentar do Rio do Coco (Barreira & Dardenne 1981), foram formalmente reunidas no Grupo Rio do Coco (Costa et al. 1983). Recentemente esta unidade foi investigada geocronologicamente pelo método de Pb/Pb em monocristais de zircão e os resultados, ainda preliminares, confirmaram seu posicionamento estratigráfico no Arqueano, com idade de 2.618 ± 14 Ma (Arcanjo et al. submetido). O Granito Sertão, alojado nas seqüências gnáissicas correlacionadas ao Complexo Colmeia por Costa et al. (1983), teve igualmente sua idade atribuída ao Arqueano. No entanto ao ser datado pelo método de Pb/Pb em zircão revelou uma idade de 1.851 ± 41 Ma (Souza & Moura 1996).

Adicionalmente, dois corpos de granitóides ocorrem ainda nessa área: o Granitóide Matança, que está em contato tectônico com as seqüências pertencentes ao Maciço de Goiás (Hasui et al. 1984a) (Fig. 1) e, a Suíte Santa Luzia, um grupo de rochas graníticas descritas por Hasui et al. (1984b), que expõe-se em meio à seqüências supracrustais. Uma recente investigação geocronológica realizada por Goraieb et al. (2000), pelo método de Pb/Pb em zircão, revelou, para o Granitóide Matança, uma idade de cristalização de 564 ± 4 Ma. Dados geocronológicos pelo método Rb/Sr em rocha total obtidos por Avelar (1993), revelaram uma idade de 665 ± 12 Ma ($R_i = 0,70735$), representativa de uma idade mínima de cristalização para estas rochas.

MÉTODOS ANALÍTICOS Os estudos geocronológicos pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão) foram desenvolvidos no Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará - Pará-Iso. As rochas selecionadas para este estudo pertencem a três unidades litestratigráficas distintas, reconhecidas originalmente por Costa et al. (1983) e Hasui et al. (1984b) e consideradas de idade arqueana (Costa et al. 1983, Hasui et al. 1984b, Costa 1985, Hasui & Costa 1990 e Abreu et al. 1994). Dessa forma foram coletados: 1) ortognaisses granodioríticos e gnaisses calcossilicáticos, considerados como representantes do Complexo Colmeia; 2) gnaisses tonalíticos, agrupados no Complexo Rio dos Mangues e 3) gnaisses sieníticos da Serra da Estrela, possivelmente relacionados à Suíte Monte Santo.

A separação de zircão foi realizada a partir de concentrados de minerais pesados que foram obtidos pela pulverização e bateamento das rochas e posterior peneiramento nas frações granulométricas inferiores a 0,35 mm.

Os concentrados de minerais pesados foram submetidos inicialmente a tratamento com bromofórmio. A fração pesada sofreu, em seguida, separação magnética com um separador *Frantz Isodynamic*. Foram selecionados, preferencialmente, para análise geocronológica, os cristais da fração não magnética (NM) obtidos com 20° de inclinação longitudinal e 0° de inclinação lateral, com uma corrente de 1,5 amperes. Eventualmente, na ausência dessa fração, teve-se que analisar zircões da fração magnética (M) a 0°, ou não magnética com 1° de inclinação lateral.

Após limpeza com HNO₃ (50%), os cristais de zircão foram triados com o auxílio de uma lupa binocular. Os cristais selecionados para datação foram aprisionados em um filamento simples de rênio, em formato de canoa, e a composição isotópica do Pb foi determinada utilizando um espectrômetro de massa VG ISOMASS 54E equipado com um detector Daly (fotomultiplicador).

O método de datação aplicado consiste na determinação da idade aparente $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ de um único cristal de zircão. A razão $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ é obtida através da evaporação de Pb do zircão em sucessivas etapas de aquecimento. Cada incremento de temperatura é representado por um



Figura 2 - Mapa geológico simplificado da região de Paraisópolis do Tocantins segundo Costa et al. (1983). Amostras datadas são representadas pelo prefixo SH. A legenda encontra-se na figura 1.

conjunto (bloco) de 6 razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$. A média das razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ de cada bloco obtida, com aumentos sucessivos de temperatura, é plotada no diagrama idade versus etapas de aquecimento. Ao final da análise do Pb evaporado distintamente do zircão, os blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ de mais altas temperaturas, em geral, tendem a formar um platô de idades, o qual corresponde à composição isotópica do Pb evaporado das porções mais retentivas da estrutura cristalina do zircão. Correções do Pb comum (^{204}Pb) foram feitas mediante uso do modelo de evolução do Pb em estágio duplo proposto por Stacey & Kramers (1975).

No Pará-Iso são adotados alguns critérios metodológicos visando à interpretação das idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ obtidas (Gaudette et al. 1998). Entre eles, destacamos os seguintes:

- 1) Obtenção de sinal de Pb suficientemente intenso, duradouro e estável para que se possa definir um platô de idade a partir de pelo menos 5 blocos de razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$.
- 2) As razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ desses blocos devem ser inferiores a 0,0004 para tomar mínima a contaminação de Pb de contaminação ou inicial.

A aplicação do método Pb-Pb em monocristais de zircão, utilizando filamento simples, tem sido discutida por Gaudette et al. (1993), Macambira et al. (1994) e Moura et al. (1996). Uma descrição detalhada do procedimento experimental do método, incluindo o tratamento estatístico dos resultados e a interpretação dos mesmos encontra-se em Gaudette et al. (1998).

RESULTADOS Ao longo desse trabalho foram datados zircões de cinco rochas das sequências do embasamento do Cinturão Araguaia. Das rochas tidas como integrantes do Complexo Colmeia, foram selecionados um ortogneisse granodiorítico (SH40) e um gnaíse calciossilicático (SH12) com seu leucossoma de composição granodiorítica (SH15), enquanto que do Complexo Rio dos Mangues, foram datados zircões de um gnaíse tonalítico (SH36). Um gnaíse sienítico (SH33) da Serra da Estrela foi selecionado como representante da Suíte Monte Santo (Fig. 2). A Tabela 1 apresenta os resultados analíticos.

Gnaíse Granodiorítico (SH40) Essa rocha possui coloração cinza clara e é composta mineralogicamente por quartzo, ortoclásio e plagioclásio (An 29), como essenciais, e biotita, moscovita, epidoto, apatita, zircão e opacos, como acessórios. Apresenta fenocristais de plagioclásio com tamanhos variando de 2 a 5 mm. Esses cristais são subautomórficos e, em sua grande maioria, apresentam madramento do tipo albina.

Os cristais de zircão analisados do gnaíse granodiorítico pertencem às frações 0° M e 0° NM. São cristais predominantemente curtos, subautomórficos, de coloração castanho clara, com arestas levemente corroídas e fraturadas, apresentando ainda algumas inclusões. Foram



Figura 3 - Mapa geológico simplificado da região de Paraisópolis do Tocantins, modificada de Costa et al. (1983). Incorporação de rochas conhecidas como Complexo Colmeia no Complexo Rio dos Mangues. Ao lado, proposta estratigráfica sua área para as unidades do embasamento, na região de Paraisópolis do Tocantins, modificada de HASUI et al. (1981, 1984b) e COSTA (1985). Idades segundo: (1) Souza & Moura (1996); (2) Souza & Moura (1995); (3) Arcanjo et al. (2000); (4) Goryeb et al. (2000); (5) Avelar (1993).

analisados dezoito cristais, dos quais, nove não forneceram emissão para leitura espectrométrica e um cristal foi eliminado por apresentar número de blocos inferior a 5. Nos 8 zircões restantes, 128 blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ forneceram uma idade média de 2.014 ± 36 Ma, apesar de apresentarem idades variando entre 1.891 ± 73 Ma (cristal 5) e 2.126 ± 77 Ma (cristal 8) (Tab. 1, Fig. 4A).

Gnaíse Calciossilicático (SH12) O gnaíse calciossilicático apresenta granulação grossa sendo que se observa, por vezes, um bandamento desenhado por leitos de minerais médios de granulação fina, alternados com leitos de agregados quartzo-feldspáticos. Os minerais essenciais são microclínio, plagioclásio (An 28), quartzo, hornblenda, diopsídio e epidoto e os acessórios são titanita, apatita, zircão e opacos; entre os secundários tem-se clorita, moscovita e carbonatos. Localmente, tapito alguns minerais médios (hornblenda, titanita e epidoto), como os feldspatos, notadamente o quartzo, cujos grãos fazem contato geralmente por junção triplíce, apresentam textura em mosaico.

No gnaíse calciossilicático, foram separados e analisados 13 cristais de zircão pertencentes à fração 0° NM. São zircões bem cristalizados, prismáticos, subautomórficos, alongados e normalmente translúcidos com tonalidades rosadas, possuem fraturas e inclusões e raramente são metamíticos. Do total de cristais de zircão analisados, 10 foram considerados para o cálculo da idade, fornecendo 170 blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ e uma idade média de 2.063 ± 27 Ma. Simultaneamente à amostra anterior, existe uma variação significativa nas idades $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ obtidas que variaram entre 2.012 ± 20 Ma (cristal 11) e 2.200 ± 26 Ma (cristal 6) (Tab. 1, Fig. 4B).

O leucossoma granodiorítico (SH15) do gnaíse calciossilicático possui coloração rosada e é composto mineralogicamente por quartzo, microclínio e plagioclásio (An 21) como essenciais, e biotita, moscovita, epidoto, apatita, zircão e opacos como acessórios. Texturalmente destacam-se fenocristais de feldspato potássio com dimensões superiores a 5 mm, levemente orientados. O leucossoma pode exibir foliação incipiente, desenhada pela orientação de quartzo, moscovita e feldspato.

Os cristais de zircão do leucossoma analisados são pequenos, subautomórficos, alongados e normalmente metamíticos, com bordas corroídas, pertencem à fração 1° magnética (1° M), pois não foram obtidos cristais de zircão nas frações 0° NM e 0° M. Foram analisados dezesseis cristais de zircão, dos quais oito não forneceram emissão para leitura espectrométrica. Dois cristais foram eliminados, um por

apresentar um erro muito grande sobre a idade (2194 ± 285 Ma) e o outro por mostrar uma dispersão muito grande dos blocos em relação à média. A idade foi, portanto, calculada com 6 zircões, obtendo-se 128 blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$, que forneceram uma idade média de 1.811 ± 32 Ma (Tab. 1, Fig. 4C).

Gnaiss Tonalítico (SH36) O gnaiss tonalítico é uma rocha cinza escura e, como característica marcante, apresenta-se extremamente magnetizado. Mineralogicamente é constituído de plagioclásio (An 32), quartzo, biotita, alantita, epidoto, zircão, apatita, titanita, moscovita e poucos opacos. Os cristais de alantita encontram-se metamorfizados e cristais secundários de epidoto encontram-se normalmente em contato com o plagioclásio. Em lâmina delgada a rocha exibe textura xenoblástica e, localmente, apresenta grande quantidade de lamelas de biotita normalmente cloritizadas, orientadas e definindo uma foliação. Esta, por sua vez, é paralela ao bandamento, desenhado pela alternância de leitos máficos e félsicos.

No gnaiss tonalítico os cristais de zircão analisados pertencem à fração 0° NM e são translúcidos, prismáticos, autônomos a subautônomos, longos, normalmente fraturados e com inclusões. Quatorze grãos de zircão foram analisados, porém, desses, 6 não apresentaram emissão para a análise espectrométrica e 2 foram eliminados porque o número de blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ era inferior a 5.

As análises dos seis cristais de zircão restantes não permitiram a definição de uma idade única, pois constatou-se um padrão de crescimento contínuo das razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$, com o aumento da temperatura de análise, resultando em idades variando desde 500 Ma até valores superiores a 2.000 (Fig. 4D). A grande variação nos resultados das análises produz um erro elevado nas idades e, neste caso, a idade média obtida não tem significado geológico. As idades da ordem de 2.000

Ma obtidas nos blocos com mais elevadas temperaturas de evaporação, são interpretadas como idades mínimas de cristalização dos zircões (Tab. 1).

Gnaiss Sienítico (SH33) O gnaiss sienítico associado ao corpo de nefelina gnaiss da Serra da Estrela é caracterizado por uma coloração rosa predominante, destacando-se cristais orientados de feldspato que se integram em leitos acinzentados constituídos de minerais máficos. Mineralogicamente é constituído por cristais de albina, microclínio, titanita, aegirina-augita, biotita e opacos autônomos (magnetita). Essa rocha possui granulação média com tamanho dos grãos em torno de 2mm. A textura varia de granoblástica, principalmente entre os agregados de alcali-feldspato até xenoblástica onde normalmente predominam os cristais de plagioclásio.

Os cristais de zircão do gnaiss sienítico são curtos, autônomos a subautônomos, algo translúcidos, com muitas inclusões e bastante metamorfizados, prevalecendo a tonalidade caramelo. Foram separados e analisados 32 cristais de zircão da fração 0° NM, dos quais 11 não emitiram Pb suficiente para leitura espectrométrica. Dos 21 cristais de zircão restantes, somente dois foram aproveitados para a obtenção da idade por terem gerado número de blocos das razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ igual ou superior a cinco, após a correção do Pb de contaminação. Nos dois zircões que participaram do cálculo da idade foram lidos 11 blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ (Tab. 1), que forneceram uma idade média de 1.006 ± 86 Ma (Fig. 4E). Os demais zircões não aproveitados mostraram uma tendência para idades levemente inferiores ou próximas de 1.000 Ma.

DISCUSSÃO As idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ obtidas pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão têm sido interpre-

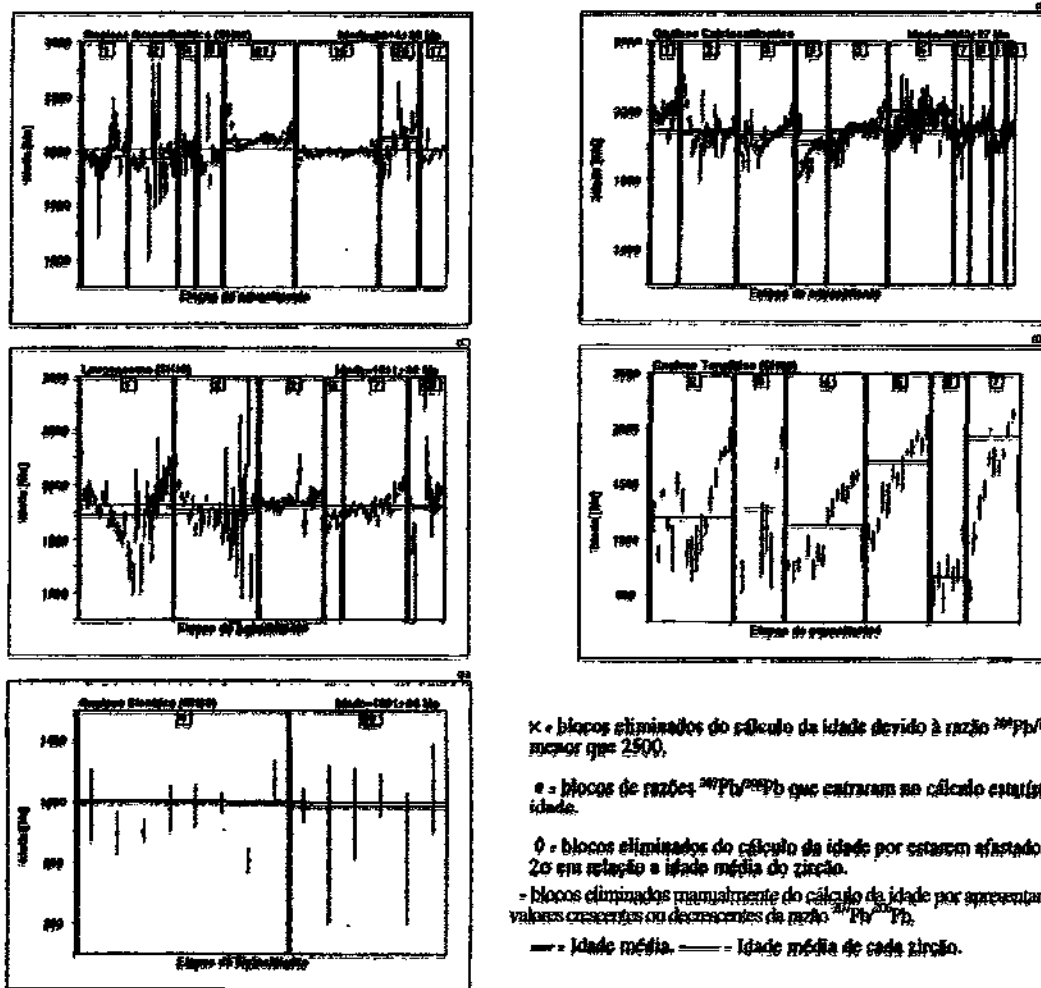


Figura 4 - Diagramas representando a idade (ordenada) versus etapas de aquecimento (abscissa), das rochas gnáissicas da região de Paratito do Tocantins, pelo método Pb/Pb em zircão. (A) 8 cristais de zircão pertencentes a gnáiss granodiorítico; (B) 10 cristais de zircão pertencentes a gnáiss calcossilicático; (C) 6 cristais de zircão pertencentes a leucossoma granodiorítico associado a gnáiss calcossilicático; (D) 6 cristais de zircão pertencentes a gnáiss tonalítico; (E) 2 cristais de zircão pertencentes a gnáiss sienítico.

tadas como idades mínimas de cristalização do zircão (Kober 1987), embora, tenha sido demonstrado por diversos autores que essas idades podem ser superiores, nos limites dos erros analíticos, às idades obtidas pelo método U/Pb em monocristais polidos de zircão (Kröner *et al.* 1996, Karabinus & Cromet 1993, Kröner *et al.* 1994).

Utilizando a técnica do filamento simples, Moura *et al.* (1996) e Gaudette *et al.* (1998) demonstraram que as idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de monocristais de zircão podem ser ligeiramente mais jovens que as idades U/Pb convencionais em zircão de rochas ígneas não deformadas ou levemente deformadas. No entanto, essas idades em geral se superpõem dentro dos limites dos erros analíticos. Dessa forma, as idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apresentadas neste trabalho são interpretadas como idades mínimas de cristalização dos cristais de zircão. Entretanto, acredita-se que essas idades, dentro dos limites dos erros analíticos, possam estar muito próximas da idade verdadeira de cristalização desse mineral.

A idade aparente $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2.014 ± 36 Ma (Fig. 3A) obtida nos zircões do gnaiss granulítico é interpretada como idade mínima de cristalização desses minerais. Dá-se preferência a esta interpretação sobretudo pelo fato de existir uma variação considerável nas idades dos cristais de zircão (Tab. 1). Dessa forma, essa idade média indica uma idade mínima de cristalização do protólito ígneo desse gnaiss uma vez que o sistema U/Pb em zircão é robusto o suficiente para preservar essa informação (Page & Bell 1985, Evans & Fisher 1986, Fanning *et al.* 1988). A aceitação dessa hipótese implica na existência de um evento magmático transamazônico sincronizado na região estudada, muito embora não existam dados Sm/Nd para corroborar esta hipótese.

O significado atribuído para a idade de 2.083 ± 28 Ma (Fig. 4B), obtida em zircões do gnaiss calcossilicático, depende da interpretação da origem dos cristais de zircão analisados. O fato desses cristais provirem de uma rocha metasedimentar abre a possibilidade dos zircões terem se formado durante o metamorfismo que atingiu a rocha ou constituírem grãos detriticos. No primeiro caso, os zircões teriam se formado durante processos metamórficos ligados ao Ciclo Transamazônico. Evidências nesse sentido foram encontradas por Gomayeb (1996) que determinou idades Rb-Sr em rocha total em rochas de alto grau metamórfico da região de Porto Nacional. As razões iniciais ($\sim 0,701$) são bastante baixas em quase todas as isócronas de granulitos máficos (2.010 ± 98 Ma) e enderbitos (2.182 ± 153 Ma) exceto nos kinzigitos (1.925 ± 121 Ma), com $\text{Ri} = \sim 0,704$. Essas idades foram interpretadas como indicadoras da idade mínima para os principais processos metamórficos e deformacionais atuantes na região. Alternativamente, no caso dos zircões serem detriticos, o resultado obtido poderia indicar a idade da rocha fonte da sedimentação, ou seja, os zircões seriam provenientes do reatamento através de um ciclo sedimentar de rochas formadas em torno de 2.100 Ma. Nesse caso, essa idade também estabelecerá o tempo máximo da sedimentação da rocha calcossilicática.

A idade de 1.818 ± 34 Ma fornecida pelos zircões do leucossoma granulítico (Fig. 4C) associado à rocha calcossilicática merece

uma discussão cautelosa visto que os cristais analisados são metamórficos, provenientes da reação 1°M , o que pode levar a obtenção de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ bem menores que a real. Essa idade foi afetada pela deformação relacionada com a instalação do Cinturão Araguaia, durante o Ciclo Brasileiro e o grau mais acentuado de metamorfização desses cristais de zircão, pode ter favorecido a abertura do sistema U-Pb, causando perda parcial de Pb. Não obstante, a idade obtida pode estar relacionada à influência do magmatismo que gerou o Granito Serrote datado de 1.851 ± 41 Ma (Souza & Moura 1996). A proximidade dessa amostra com esse corpo granítico (Fig. 2) reforça essa interpretação.

Os cristais de zircão analisados do gnaiss tonalítico (SH36) mostraram um padrão crescente das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, que fornece idades variando de 500 a 2.000 Ma. Esse tipo de padrão pode indicar uma mistura de duas fases causada, por exemplo, por um sobrecrescimento de uma borda mais jovem em um núcleo de idade mais antiga. Fenômenos de sobrecrescimento foram encontrados em grãos de zircão da amostra datada examinados em microscópio petrográfico. Como essa rocha apresenta-se intensamente migmatizada, é possível argumentar que esse sobrecrescimento estaria relacionado a essa migmatização, muito provavelmente de idade brasileira. Admite-se, portanto, que as idades em torno de 2,0 Ga (Fig. 4D), obtidas a mais altas temperaturas para os zircões analisados, representariam idades mínimas de cristalização para esse gnaiss tonalítico.

O gnaiss sienítico (SH33), associado aos gnaisses alcalinos da Serra da Estrela, forneceu uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão de 1.001 ± 86 Ma (Tab. 1, Fig. 4E), que foi interpretada como idade mínima de cristalização para essa rocha. Essa interpretação sugere que os gnaisses alcalinos, incluídos na Suíte Monte Santo, representariam um magmatismo alcalino do final do Mesoproterozoico, que marcaria a fase distensiva do processo de formação do Cinturão Araguaia. Magmatismos alcalinos dessa idade estão ligados a tectogênese no período Toniano, que resultou na fragmentação do Supercontinente Rodínia (Hoffman 1991). No Brasil, evidências desse evento distensivo têm sido encontradas na Amazônia (Bittencourt *et al.* 1999), bem como na Província Borborema (Brito Neves & Fuck 1999) e no Craton São Francisco (Machado & Noce 1993).

Os dados geocronológicos apresentados neste trabalho revelam uma expressiva ação do Ciclo Transamazônico na área estudada, contrapondo-se a concepção anterior de se tratar de um substrato essencialmente de idade arqueana (Costa *et al.* 1983, Hasui *et al.* 1984a, Costa 1985, Hasui & Costa 1990, Abreu *et al.* 1994). As amostras SH12, SH15 e SH40 são provenientes de áreas originalmente correlacionadas ao Complexo Coimbra, de idade arqueana, conforme definido no segmento setentrional do Cinturão Araguaia. Portanto, a suposta extensão da área de ocorrência dessa unidade litostrostratigráfica para a porção sul de embasamento do Cinturão Araguaia não é sustentada pelos dados geocronológicos.

O gnaiss tonalítico (amostra SH36), coletado na área mapeada como Complexo Rio dos Mangues, também foi formado mais provavelmente no Paleoproterozoico. Consequentemente, a idade arqueana

Tabela 1 - Resultados analíticos Pb/Pb por evaporação em zircão de rochas gnáissicas da região de Paraíso do Tocantins.

Amostra	Identificação	Idade	U (ppm)	206Pb/238U	207Pb/235U	207Pb/206Pb	Idade (Ma)
Gnaiss Granulítico (SH41)	19/17	Grânulo 1	17	0,00021609	0,122407	0,170869	191600
		Grânulo 2	5	0,00000001	0,120204	0,168138	188600
		Grânulo 3	5	0,00007704	0,120207	0,168000	188600
		Grânulo 4	9	0,00013604	0,117700	0,161707	180100
		Grânulo 11	19	0,00015704	0,124406	0,168000	188600
		Grânulo 12	27	0,00017505	0,122005	0,162905	186900
		Grânulo 16	12	0,00014005	0,120006	0,161006	185400
		Grânulo 17	12	0,00014005	0,120405	0,161007	185400
							185400
							185400
Gnaiss Calcossilicático (SH33)	19/17	Grânulo 1	12	0,00012005	0,120201	0,167700	187400
		Grânulo 2	25	0,00017004	0,120006	0,167000	186000
		Grânulo 3	30	0,00016004	0,117700	0,161700	180100
		Grânulo 4	2	0,00000000	0,120006	0,167000	186000
		Grânulo 5	20	0,00012003	0,120006	0,167000	186000
		Grânulo 6	9	0,00010003	0,120102	0,167000	186000
		Grânulo 7	7	0,00000000	0,120007	0,167000	186000
		Grânulo 8	10	0,00011003	0,120004	0,167000	186000
		Grânulo 11	7	0,00017000	0,120700	0,168000	188000
		Grânulo 12	5	0,00000000	0,120001	0,167000	186000
Leucossoma (SH35)	19/17	Grânulo 1	10	0,00011005	0,119000	0,166000	185000
		Grânulo 2	10	0,00011005	0,119000	0,166000	185000
		Grânulo 3	10	0,00011005	0,119000	0,166000	185000
		Grânulo 4	5	0,00011005	0,119000	0,166000	185000
		Grânulo 11	11	0,00017000	0,121000	0,168000	188000
Gnaiss Tonalítico (SH36)	19/17	Grânulo 1	7	0,00000000	0,111000	0,158000	182000
		Grânulo 2	2	0,00000000	0,111000	0,158000	182000
		Grânulo 3	17	0,00017000	0,120000	0,167000	186000
		Grânulo 4	9	0,00012000	0,120000	0,167000	186000
		Grânulo 5	5	0,00012000	0,120000	0,167000	186000
		Grânulo 6	5	0,00012000	0,120000	0,167000	186000
		Grânulo 7	2	0,00000000	0,120000	0,167000	186000
Leucossoma (SH40)	19/17	Grânulo 1	5	0,00000000	0,119000	0,166000	185000
		Grânulo 2	6	0,00000000	0,119000	0,166000	185000

sugerida para esta unidade é igualmente questionável com base nesse dado geocronológico. Da mesma forma, a idade do gnaiss sientitico (amostra SH133) permite descartar a idade arqueana sugerida para a Suíte Monte Santo.

No que concerne às rochas do embasamento do Cinturão Araguaia, a única similaridade registrada entre as porções norte e sul desse cinturão é a presença de corpos graníticos intrusivos do Paleoproterozóico, deformados no ciclo Brasiliano. No segmento norte, essas rochas são representadas pelo Gnaiss Cantão, com idade Pb-Pb em zircão de 1,85 Ga (Moura & Gaudette 1993b, Moura & Gaudette 1999). Na porção sul ocorre o Granitóide Serrote cuja datação pelo método de Pb-Pb em zircão, indicou uma idade mínima de cristalização para esse corpo de 1,851 ± 41 Ma (Souza & Moura 1996). Não se sabe, no entanto, se o contexto tectônico em que se alojou esse batólito era similar àquela em que se formou o protólito do Gnaiss Cantão, seu contemporâneo no segmento norte do Cinturão Araguaia.

Os dados geocronológicos aqui apresentados e aqueles disponíveis na literatura sugerem que o embasamento da porção sul do Cinturão Araguaia pode ser considerado como um terreno distinto daquele que constitui o embasamento da porção norte desse cinturão. No segmento norte, o embasamento é caracterizado por rochas de idade arqueana (Complexo Colmeia), intrudido por granitóides do Paleoproterozóico (Gnaiss Cantão) e é entendido como sendo uma extensão do Craton Amazônico (Moura & Gaudette 1994). Contrariamente, o embasamento do segmento meridional do Cinturão Araguaia é constituído, predominantemente, de rochas do Paleoproterozóico, sendo que a existência de rochas de idade arqueana não foi ainda confirmada, embora faltem dados geocronológicos por outros métodos e datações complementares em rochas vulcânicas-sedimentares do Grupo Rio do Coco. Consequentemente, propõe-se neste trabalho um novo ordenamento litotectônico para as rochas do embasamento do segmento sul do Cinturão Araguaia.

Nesta proposta, pelo fato de não existirem dados geocronológicos para o Grupo Rio do Coco, ainda manteve-se essa unidade como a

única possível representante do Arqueano na área. Devido à não comprovação da existência de rochas gnáissicas de idade arqueana, foi adotada a sugestão correlação dos complexos gnáissicos da área estudada com o Complexo Colmeia (Moura & Souza 1996). Em função disso, optou-se pela expansão do termo Complexo Rio dos Mangues para agrupar as rochas gnáissicas estruturadas no Paleoproterozóico. Ao final do Paleoproterozóico, alojou-se nas rochas gnáissicas do Complexo Rio dos Mangues, o Granito Serrote, datado de 1,85 Ga (Souza & Moura 1996). No Mesoproterozóico se alojaram as rochas da Suíte Monte Santo, provavelmente relacionadas ao processo de rifamento responsável pela formação da bacia que resultou na deposição dos sedimentos do Supergupo Baixo Araguaia. Finalmente, no Ciclo Brasiliano, ligado ao processo de estruturação do Cinturão Araguaia, houve a colocação do Granitóide Matança, cuja idade Pb-Pb em zircão é de 564 ± 4 Ma (Grazzini et al. 2000).

CONCLUSÕES Os dados geocronológicos apresentados neste trabalho revelam uma expressiva ocorrência de rochas de idade proterozóica na área estudada, correspondendo-se a concepção anterior de se tratar de um substrato essencialmente de idade arqueana. Tanto as amostras SH12, SH15 e SH40, que são provenientes de áreas originalmente correlacionadas ao Complexo Colmeia, como a amostra SH36, coletada na área marcada como Complexo Rio dos Mangues, possuem idades $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ paleoproterozóicas. Da mesma forma, a idade de 1001 ± 86 Ma do gnaiss sientitico (amostra SH133) permite descartar a idade arqueana sugerida para a Suíte Monte Santo.

Agradecimentos Este trabalho é parte da dissertação de mestrado da primeira autora e contou com o apoio do CNPq através da concessão de uma bolsa de estudo (OF, N.º 216/93-CPCO). O apoio financeiro concedido pela UFPA através do Curso de pós-graduação em Geologia e Geoquímica foi fundamental para a realização dos trabalhos de campo no Estado do Tocantins. A dois revisores anônimos da RBG pela análise crítica do original.

Referências

- Alcibi F.A.M. 1978. O Supergupo Baixo Araguaia. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 30, Recife, Anais, 2: 594-595.
- Alcibi F.A.M., Gaudette P.S.S., Hani V. 1994. Tectônica e Evolução Metamórfica do Cinturão Araguaia. In: SBG, Simpósio Geologia Araguaia, 4, Belém, Resumos Expandidos, 1-4.
- Almeida F.E.M., Hani V., Neves B.B.B., Fuchs K.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, Simpósio Geologia Nordeste, 8, Caruaru, Grando, 363-391.
- Almeida F.E.M., Hani V., Neves B.B.B. 1976. The upper Proterozoic of South America. In: *Boletim do Instituto de Geociências da USP*, 7: 45-80.
- Arcejo S.H.S., Moura C.A.V., Alcibi F.A.M., Gaudette P.S.S. 2000. Rio do Coco Group: a 2.6 Ga old terrane in the Paleoproterozoic Tocantins Shear Belt, Central Brazil. In: SBG, Congresso Internacional de Geologia, 31, Rio de Janeiro, (In Press).
- Avôz W.G. de. 1993. Estudo Petrográfico e Petroquímico do Estado Santa Luísa, região de Passagem do Norte - Tocantins. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, Trabalho de Conclusão de Curso, 30p.
- Barradas J.A.S., Lafon J.M., Kotschoubey B. 1992. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr da região de Monte do Carmo - Porto Nacional, TO. Novos resultados. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 30, São Paulo, Anais, 2: 182-183.
- Barradas J.A.S. & Gaudette P.S.S. 1981. Sequência vulcânica-sedimentar do Rio do Coco. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1, Goiânia, Anais, 241-246.
- Brito Neves B.B. & Fuchs K.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brazilian-Pan African Cycle and orogenic collage. *Earth Sci. Reviews*, 22(3): 155-165.
- Costa J.B.S. 1980. Estratigrafia da região de Colmeia. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 31, Curitiba, Anais, 2: 720-728.
- Costa J.B.S. 1985. Aspectos bio-culturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, Tese de Desenvolvimento, 200p.
- Costa J.B.S., Gaudette P.S.S., de S., Barradas J.A.S., Gama J.R., Kotschoubey B., Lemos R.L. 1983. Projeto Passagem do Norte, relatório final. Belém, UFPA, Centro de Geociências, 12p.
- Costa J.B.S., Hani V., Gaudette P.S.S. 1988. Cinturão Araguaia. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 35, Belém, Relatório de Exatidão, 71-92.
- Dall'agnol R., Teixeira N.P., Menezes J.R., Kotschoubey B., Gaudette P.S.S., Santos M.D. 1988. Petrologia dos Gnaisses e Migmatitos da porção norte da Folha de Dobramentos Araguaia-GO - Brasil. In: SBG, Congresso Latino Americano Geologia, 7, Belém, Anais, 1: 1-9.
- Evan K.V. & Fisher L.B. 1986. U-Pb geochronology of two zircon grains from a late-orogenic melt and tectonic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 1919-1927.
- Fanning C.M., Flett R.B., Porter A.J., Lister G.P., Albee A.H. 1988. Revised Protocol for zircon U-Pb geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 263-268.
- Gaudette P.S.S., Lafon J.M., Moura C.A.V., Scheller T. 1993. Datação de zircão por absorção de Pb no Laboratório de Geologia Isotópica - UFPA: resultados e aplicações. In: SBG, Congresso Brasileiro Geociências, 4, Brasília, Anais, 235-237.
- Gaudette P.S.S., Lafon J.M., Moura C.A.V., Scheller T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/analysis versus gas with conventional U-Pb analysis: examples from the Proterozoic of Brazil. *Journal South American Earth Sciences*, 10(4): 351-363.
- Gaudette P.S.S. 1996. Petrologia e evolução crustal das rochas do alto grau de Porto Nacional - TO. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, Tese de Desenvolvimento, 250p.
- Gaudette P.S.S., Moura C.A.V., Arcejo S.H.S. 2000. Geocronologia zircão na região do Porto Nacional - Passagem do Norte, Tocantins. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 31, Rio de Janeiro, (In Press).
- Hani V. & Costa J.B.S. 1990. O Cinturão Araguaia: Um novo modelo tectônico-estratigráfico. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 30, Niterói, Anais, 2: 2535-2549.
- Hani V., Costa J.B.S., Alcibi F.A.M. 1984a. Província Tocantins. In: Hani V. & Alcibi F.A.M., *Ofic. Cartográfico do Brasil*, São Paulo, Editora Blücher, 1: 187-204.
- Hani V., Costa J.B.S., Gaudette P.S.S., Lemos R.L., Gama J.R., Kotschoubey B. 1984b. Geologia do Pré-Cambriano da região de Passagem do Norte de Goiás-GO. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 30, Rio de Janeiro, Anais, 2220-2223.
- Hani V., Teixeira N.P., Gama J.R., Alcibi F.E.M., Kotschoubey B. 1980. Datação Rb-Sr e K-Ar do granito norte do Brasil e sua significação geotectônica. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 31, Curitiba, Anais, 2: 2499-2507.
- Hollister P.P. 1991. Did the breakup of Laurentia turn Gondwanaland inside out? *Science*, 252: 1405-1412.
- Kramarski P. & Gromet L.P. 1993. Application of single-grain U-Pb zirconium analyses to detrital grain studies and age discrimination in igneous rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 4252-4267.
- Kober B. 1987. Single Grain Evaporation Combined with Pb Enrichment Holding. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Investigations using Thermal Ion Mass Spectrometry and Implications to Zirconology. *Contributions Mineralogy and Petrology*, 96: 63-71.
- Kroder A., Jurek P., Williams L.S. 1998. Pb-Pb patterns in zircons from a high-grade metamorphic terrane as revealed by different dating methods: U-Pb and Pb-Pb ages for igneous and metamorphic zircons from northern Sri Lanka. *Preparation Research*, 66: 151-161.
- Kröner A., Hegerl E., Wendt J.L., Byrre G.R. 1996. The oldest part of the Barberton granulite terrain, South Africa: evidence for crust formation between 3.5 and 3.7 Ga. *Preparation Research*, 70: 105-124.
- Macambira J.B., Moura C.A.V., Lafon J.M., Scheller T. 1996. O método Pb-Pb por Evaporação em Zircão: Avaliação dos Dados Obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 35, Curitiba, Anais, 242-246.
- Macpherson N. & Hodge C.M. 1993. A avaliação do spot U-Pb do zircão do São Francisco entre 3,1 e 0,5 Ge baseada em geocronologia U-Pb. In: Simpósio sobre o Craton do São Francisco, 3, Salvador, Anais, 100-102.
- Moura C.A.V. & Gaudette P.S.S. 1993a. Evidence of Brasiliano/Pan-African deformation in the Araguaia Belt: Implication for Gondwana evolution. In: *Revista Brasileira de Geociências*, 26(2): 117-125.
- Moura C.A.V. & Gaudette P.S.S. 1993b. Zircon Ages of the Basement Ophiolites of the Araguaia Belt, North-Central Brazil. In: SBG, Congresso Brasileiro Geociências, 4, Brasília, Resumos Expandidos, 232-234.
- Moura C.A.V. & Gaudette P.S.S. 1994. Geochronology of the Brasiliano/Pan-African deformation in the Araguaia Belt, Tocantins-Brazil. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 35, Curitiba, Anais, 2240-241.
- Moura C.A.V. & Gaudette P.S.S. 1999. Zircon ages of basement ophiolites from the northern segment of the Araguaia Belt, Brazil. In: *Barberton Tectonics*, 13: 155-176.
- Moura C.A.V., Gaudette P.S.S., Macambira J.B., Lafon J.M., Scheller T. 1996. Datação de zircão por absorção de Pb no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 35, Salvador, Anais, 6480-6483.
- Moura C.A.V. & Souza S.H.P. 1996. Síntese dos dados Geocronológicos das rochas do Embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações Estratigráficas. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 35, Salvador, Anais, 631-644.
- Pago R.W. & Bell T.H. 1985. Isotopic and structural responses of zircons to successive deformation and metamorphism. *Journal of Geology*, 93: 365-379.
- Santos A.C., Dall'agnol R., Teixeira N.P. 1985. Petrologia do Gnaiss Cantão: Implicações na Folha de Dobramentos Araguaia-Serra do Estremo-GO. *Revista Brasileira de Geociências*, 15: 300-310.
- Souza S.H.P. & Moura C.A.V. 1996. Estudo Geocronológico do Granito Serrote, Paraisópolis do Tocantins. In: SBG, Congresso Brasileiro Geociências, 5, Niterói, Anais, CD-ROM.
- Souza S.H.P. de. 1996. Geologia e Geoquímica da Região a sul de Paraisópolis do Tocantins. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, Dissertação de Mestrado, 127p.
- Stacey J.S. & Kilian J.D. 1975. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by two-stage Model. *Earth Planetary Science Letters*, 26(2): 207-221.
- Woddy B.F. 1984. The Evolving Crustal Crust. 2 ed. New York, John Wiley, 399 p.

Manuscrito A-116

Recebido em 25 de agosto de 1999

Revisão dos autores em 16 de julho de 2000

Revisão aceita em 15 de julho de 2000

Artigos
> Oligoterapia (Junho de 2000) > Oligoelementos e Nutrição (Dezembro de 1999)
Ponto de Encontro...
> News (Home) > Entrevista da semana > Depoimentos médicos > Editorial
Página Principal
> Clique aqui para retornar à página principal
Publicidade


OLIGOTERAPIA

Antonio Brusco - MS

RESUMO HISTÓRICO

A primeira utilização conhecida dos oligoelementos em terapia humana remonta ao XIII século. Nesta época, após os trabalhos de Arnaud de Villeneuve, um médico, Basile Velentin, tratou com esponjas queimadas o bócio endêmico que assolou a Suíça.

Ele precisou esperar 1819 e os trabalhos de Coindet para descobrir que esta terapia original aportava o lodo necessário à correção das carências devidas ao solo dessas regiões.

As primeiras verdadeiras pesquisas sobre os elementos traços são as de Gabriel Bertrand no fim do século passado. Em 1912, ele demonstrou a necessidade do manganês no meio de cultura para desenvolver um fungo, a *Aspergillus niger*. Em 1922, forneceu a prova de que o cobalto é necessário ao crescimento do camundongo, fazendo a mesma constatação para o manganês, em 1928.

Em 1935, MacCraft mostrou que as porcas submetidas a um regime pobre em cobre reproduziam leitões anêmicos que não se podiam tratar pela simples adição de ferro (ao invés, era necessário corrigir a carência de cobre, que intervém na síntese da hemoglobina).

Foram estas as primeiras correções de carências que ocasionavam doenças e que foram corrigidas pela adição deste ou daquele oligoelemento; descobriu-se que o cobalto curou a anemia que dizimava os rebanhos de bovinos australianos (Aston 1937) e que o cobre melhorava a qualidade da lã das ovelhas (Marston, 1952).

No homem, as primeiras experiências terapêuticas foram feitas em 1932, por Menetrier. Ele se interessava há muito tempo pela medicina do terreno, tendo defendido sua tese em 1939 (sob o título de "Considerações sobre as receptividades às doenças"), obtendo no mesmo ano a medalha de prata e o prêmio Bouloumié. No final de 1943, organizou o Centro de estudos biológicos. Nos deixou, em "A Medicina das funções", o testemunho sempre atual :

"Por necessidade, a medicina se opôs ao mais evidente, ao mais imediato: a doença que ameaça diretamente a vida. No plano das infecções, assim como no domínio dos distúrbios anatomopatológicos, tóxicos ou acidentais, enfim em todos os casos onde o primeiro papel do médico é de se opor, de aliviar e de tratar, pode-se afirmar atualmente que a arte e a ciência terapêuticas trouxeram soluções eficazes e incomparavelmente superiores aos processos antigos. Pode-se também certificar que os progressos dos meios de diagnóstico dão à espécie humana garantias desconhecidas há alguns decênios".

Ou ainda: "Devemos afirmar que a especialização exagerada e o isolado partido sintomático fizeram o médico perder seu senso clínico e a medicina sua arte, em detrimento de uma pseudo-ciência, freqüentemente ilusória. Não pretendemos culpar só o abandono de uma anamnese precisa e sintética, mas, também, a utilização de exames sistemáticos inadaptados à compreensão de cada caso."

Seguramente, se nós subscrevemos como absoluta a necessidade de uma anamnese bem conduzida, não podemos rejeitar as perspectivas novas que nos trouxeram os mais recentes exames, colocados à nossa disposição (scanner, ecografias, exames biológicos,

etc.)

Mas é verdade que o paciente reclama, cada vez mais, de não ter sido entendido pelo seu médico. É necessário deixar novamente de lado o "monólogo do doente", no início da consulta, e saber colher a história clínica de seus sintomas.

O que faz o sucesso da homeopatia, quaisquer que sejam as provas a favor e contra sua fundamentação é, sobretudo, a anamnese homeopática, que se interessa por todos os sintomas e particularidades do paciente, considerando-o como um ser global.

Já se constatou que a semiologia homeopática é muito mais rica que aquela que nos foi proposta pelos primeiros oligoterapeutas. Mas ela pode servir de base para o médico neófito antes dele progredir na terapia com oligoelementos.

Para Menetrier: "Existem diateses e terrenos que dão uma unicidade a uma multiplicidade de sintomas". Estas diateses, para as quais detalharemos os aspectos clínicos, "constituem uma entidade etiológica que pode ser provada pela ação plurisintomática de um oligoelemento ou de um agrupamento de oligoelementos específicos".

Na utilização da Oligoterapia nutricional, não são utilizadas as diateses, mas elas são ainda muito usadas na Oligoterapia catalítica.

O Dr. Henri Picard, que preconizou a terapia por oligoelementos em milhares de casos, nos seus últimos anos de trabalho, abandonou o dogma das diateses, tanto que dava a seus pacientes reumáticos — que constituíam a maioria deles, — um número variado de oligoelementos, o que à luz dos últimos estudos científicos parece representar a melhor atitude terapêutica.

É conveniente prescrever os oligoelementos essenciais de maneira seguida e contínua, levando-se em conta as incompatibilidades que existem entre eles e sem favorecer de maneira marcante um único oligoelemento.

VANTAGENS DO USO DA OLIGOTERAPIA

Quais são as vantagens desta nova concepção nosológica e terapêutica? Por que utilizá-la?

Para responder a essas perguntas devemos analisar a Oligoterapia sob 4 aspectos:

- a) frequência das doenças funcionais
- b) interesse terapêutico
- c) interesse social
- d) interesse econômico

a) A FREQUÊNCIA DAS DOENÇAS FUNCIONAIS

É grande o número de pacientes que chegam às clínicas apresentando doenças ditas funcionais.

É necessário que se defina corretamente o que entende por doenças funcionais. Alguns autores, na atualidade, parecem confundir as doenças funcionais com as psicossomáticas. Outros chegaram a propor a substituição do termo "funcional" por "psico-funcional", demonstrando assim, a importância que eles dão ao fator psíquico no aparecimento e evolução das doenças funcionais.

Seria fácil responder que se o psiquismo tem uma ação frequentemente determinante sobre o soma, o inverso também é verdadeiro. Nenhum interesse em se criar um debate sobre a proeminência do fator psíquico ou do somático.

É importante lembrar que estes dois dependem, juntos ou

separados, de um terceiro que é o equilíbrio (ou desequilíbrio) das trocas (oxido-redução e ácido-base).

B) O INTERESSE TERAPÊUTICO

Sem se negar o valor das terapêuticas clássicas, devemos recordar que a oligoterapia vem felizmente complementar as terapêuticas usuais que agem sobre os agentes patogênicos, mas que pouco efeito tem sobre o terreno. Outros fatores, como a alimentação, o meio-ambiente, etc., também podem, de certo modo, agir sobre o terreno.

Mas, os oligoelementos, cuja presença é obrigatória ao equilíbrio biológico, são os únicos que, sem danificar, podem restabelecer o equilíbrio das trocas.

Com efeito, basta a introdução de um catalizador iônico numa concentração da ordem de miligrama por litro para se obter a regularização dos diversos circuitos metabólicos regidos pelas enzimas utilizadas para a estocagem ou o transporte do ion considerado.

c) O INTERESSE SOCIAL

Sendo uma terapia eficaz (mais do que comprovada) e de um largo espectro de aplicação, que permite a cura e melhora rápidas de numerosas doenças, fazendo recuperar mais celeremente as capacidades profissionais, é inequivocamente de interesse social. Se for utilizada no início de uma doença, em sua fase puramente funcional, permitirá graças ao "reforço do terreno" evitar a evolução para o estado lesional. E ela não só evitará a doença com seus sofrimentos, como permitirá a luta mais eficaz e mais humana contra o absentismo. Ela é uma outra forma de "medicina preventiva".

d) O INTERESSE ECONOMICO

Trata-se de uma terapia relativamente barata. O paciente dispendirá no caso de um frasco com 5 oligoelementos R\$1,60 por dia e no caso de 2 frascos com 5 oligoelementos cada, R\$ 3,20 por dia.

Em se tratando de uma "medicina preventiva" permite que os gastos do governo com a seguridade social sejam reduzidos.

Utilizada na França há mais de 40 anos, na atualidade milhares de médicos franceses e italianos utilizam a Oligoterapia.

No Brasil centenas de médicos a em utilizado com grandes resultados.

A OLIGOTERAPIA E OS OUTROS TRATAMENTOS

A OLIGOTERAPIA

Devemos analisá-la sob dois aspectos : a prevenção e os estados patológicos manifestos.

É no campo da prevenção que a oligoterapia demonstra-se como uma arma indispensável. Alguns médicos chegam a atribuir a ela um papel exclusivo ou pelo menos um lugar privilegiado quantificável em cerca de 80% das prescrições. O percentual restante é reservado aos minerais que requerem doses mais "substanciais" (como o magnésio, o potássio, o cálcio) ou da integração das vitaminas (grupo B,E,C).

Nos estados patológicos manifestos, a oligoterapia sera utilizada

como um complemento (indispensável) às terapias clássicas.

OLIGOTERAPIA E MEDICINA ALOPÁTICA

A associação da oligoterapia aos fármacos alopáticos não apresenta nenhum inconveniente.

Ao contrário, os oligoelementos, na grande maioria dos casos reforça a ação dos antibióticos e dos quimioterápicos anti-infecciosos modernos, permitindo assim uma cura mais rápida e uma redução das doses deles, e ainda, as recaídas e as recidivas serão mais raras (ou mesmo suprimidas.), pelo fato de se ter atacado o agente patogênico e modificado a receptividade às infecções.

Outra associação interessante é a da oligoterapia com a opoterapia. Utilizando-se extratos totais de órgãos, em doses moderadas (equilibrantes e não substitutivos) associados aos oligoelementos correspondentes, se obtém uma harmonização do sistema endócrino referente.

A relação entre o manganês é a tireoide são extremamente evidentes. Da mesma maneira há uma relação estreita entre o fósforo e paratireoides, entre o cobre e as suprarrenais, entre o zinco e a hipófise.

O Zinco e o cobre se associará eficazmente à tireoide, à hipófise e a timo para agir sobre o desenvolvimento somático das crianças. Os mesmos oligoelementos associados à tireoide, à hipófise e às glândulas genitais trará resultados sensíveis sobre o eixo hipofiso-genital. O Zinco, o níquel e o cobalto associados ao pâncreas harmonizará o eixo hipofiso-pancreático. Tudo se passa como se a adição opoterápica "ativasse" a catálise no sentido preciso da glândula correspondente.

Apesar de não existir uma verdadeira ou mesmo uma incompatibilidade, devemos assinalar que os oligoelementos não são indicados, ou pelo menos sua ação é drasticamente atenuada, quando prescritos simultaneamente a fármacos psicotrópicos, aos estupefacientes ou à cortisona.

OLIGOTERAPIA E FITOTERAPIA

Vários fitoterapeutas que utilizam oligoelementos tem observado que as duas terapias são absolutamente complementares.

A OLIGOTERAPIA E A HOMEOPATIA

Sabemos que numerosos adeptos das teorias Hanemaniana utilizam voluntariamente oligoelementos paralelamente à homeopatia, com excelentes resultados. Dada sua formação, os homeopatas são mais aptos a entender o papel dos oligoelementos como reguladores do fator "terreno". Não se pode no entanto confundir as duas terapias, que são distintas tanto pelo sua concepção teórica como pelas suas aplicações práticas. Deve-se ter em conta unicamente que as duas terapias são compatíveis e complementares.

OLIGOTERAPIA E ACUPUNTURA

Ciência milenar que tem mais de um traço comum com a oligoterapia. A acupuntura foi a primeira das práticas médicas que dispôs a tratar o doente e não a doença determinada.

Foi a primeira que também procurou, graças à aplicação das agulhas, modificar o terreno particular da doença.

OLIGOTERAPIA E FISIOTERAPIA

Tão importante como efetuar boas manipulações vertebrais , ou mais genericamente, articulares, é se melhorar o estado geral do paciente a fim de evitar recidivas. É certo que ginásticas médicas, reeducações funcionais são muito importantes. Mas , um sujeito fatigado ou apresentando lassidez ligamentar, ficará sujeito a recidivas. Daí ser importante o tratamento com oligoelementos, que permitirá recuperar seu estado de saúde e consolidar os ligamentos.

Nem seria necessário dizer que não existe incompatibilidade entre as vacinas e os oligoelementos.

Pelo contrário, a associação entre eles só pode ser benéfica, sejam elas puramente preventivas ou com efeitos terapeuticos: sendo o reforço do terreno já uma forma de prevenção, obteremos uma melhora da defesa orgânica contra as infecções. Os oligoelementos não substituem as vacinas, mas agem em sinergia com elas.

O TRATAMENTO

As vias que se utiliza para a administração dos oligoelementos são :

- via oral (caso dos oligoelementos em soluções iônicas);
- via perlingual (caso dos oligoelementos originários de gluconatos);
- via injetável (sub-cutânea ou intra-muscular)-pouco utilizada;
- via transdérmica através da ionoforese (corrente galvânica).

Posologia : a mais simples se dá quando os oligoelementos estão na forma se soluções iônicas glicero-aquosas e manipuláveis, com concentrações pré-determinadas. O médico prescreve no mínimo 3 e no máximo 5 oligoelementos para um frasco de 125ml. O paciente tomará 5 ml da mistura em 1/2 copo de água , em jejum, durante 25 dias. Descança 05 dias e reinicia o tratamento. Se o médico quiser prescrever mais de 5 oligoelementos , deverá fazê-lo num segundo frasco, seguindo a mesma regra. O paciente deverá tomar 5 ml do segundo frasco, à noite ao deitar-se, sempre no mínimo 1 hora após a última refeição.

Duração do tratamento: no mínimo 03 meses , podendo continuar por vários anos, como no caso da artrose.

APRESENTAÇÃO COMERCIAL DOS OLIGOELEMENTOS

Os oligoelementos são fabricados em 03 dosagens:

- a) catalítica - concentrações de milionésimo de grama -são os Oligosols da Labcatal francesa, que se apresentam na forma monoelementar , ou no máximo em associações de 2 a 3 oligoelementos, e são produtos acabados.
- b) nutricional - dosagem da ordem de miligramas por litro ou fração de miligrama - são os SIGOLS da Oligopharma francesa, que apresenta 23 oligoelementos individuais, que podem ser associados em complexos multiminerais, por manipulação farmacêutica, permitindo um tratamento personalizado, adaptado às necessidades do paciente.
- c) farmacológica - da ordem de mg/l e g/l - amino-ácido quelato.

CONCLUSÃO

De tudo que se disse, pode-se concluir, que as prescrições dos terapeutas e as suplementações dietéticas não devem jamais serem

monoelementares e sim multielementares, mesmo se multimicronutricionais, pois :

- oligoelementos e vitaminas tem entre si relações complexas às vezes bem conhecidas e outras vezes não.
- os micronutrientes reagem também com os AGPI e os aminoácidos.

É pois necessário que o terapeuta se conscientize que a prescrição deve ser multielementar , equilibrada e também racional.

Os meios terapeuticos ou de suplementação dietética existentes no mercado não são satisfatórios. Os produtos à disposição do Corpo Médico, em matéria de oligoelementos apresentam os seguintes problemas:

- são excessivamente dosados para fins terapêuticos : exemplo , Fe ou Mg.,
- são monoelementares, apesar de a experiência ter demonstrado que os distúrbios se derivam de vários oligoelementos e certamente também de outros micronutrientes , principalmente as vitaminas;
- as preparações multielementares, apresentam associações de elementos cujos constituintes tem papel teórico desconhecido e de complementariedade discutível. As proporções dos elementos são pouco coerentes.

ESTRATIGRAFIA PRELIMINAR DA BACIA SEDIMENTAR DO ALTO TAPAJÓS

Abdorman Ferreira Santiago
João Orestes Schneider Santos
Raimundo Geraldo Nobre Maia
CPRM MANAUS

ABSTRACT

A regional program for coal research, was developed by CPRM geologists during 1979, in a sedimentary basin near the southern border between Para and Amazonas states. The region, mapped up in 1979 as platform cover (Beneficente, Prosperança or Gorotire), where in field works revealed a heterogeneous sedimentary sequence, not so much tectonically disturbed, and composed by nine particular formations, totalizing more than 1.100 m in thickness. The basis is Palmares Formation, locally folded and fractured, described as continental red beds (arkoses, mudstones, conglomerate and chert), correlated to Prosperança or Gorotire Formation. Palmares Formation is covered by a thick and dominantly marine sequence beginning by Borrachudo Formation (gray siltstones and fine sandstones interbedded with occasional coal laminae) that is followed by the next formations: Capoeiras (white quartz sandstone interbedded with pink and red claystones and siltstones); São Benedito (green shale); Ipixuna (quartz sandstones); F Unit (red limestone, intraformational breccia and paleo reef); G Unit (fine sandstones); Navalha Formation (gray limestone, siltstone, sandstone with calcite cement and calciferous siltstone); I and J Units (without field information). There are palynological evidences for a Siluro/Devonian Borrachudo Formation age and Devonian age for São Benedito Formation. These informations, if confirmed in the future, with more analysed samples, will may indicate that the Alto Tapajós Basin is the fifth Brazilian Paleozoic basin. This fact, together with the coal presence in Borrachudo Formation, made CPRM to programate a new field campaign, to select the best site for a stratigraphic perforation.

1. INTRODUÇÃO

Com o agravamento da crise energética devido a escassez de petróleo, tornou-se prioritária a busca de fontes alternativas para minimizar a dependência deste bem mineral. Desse modo, a política mineral brasileira voltou-se a pesquisa de novos recursos minerais energéticos, em especial os combustíveis fósseis (carvão, lenhito e turfa). Visando esse objetivo a CPRM através da SUREG-MA desenvolveu no período de outubro a dezembro/79, em cumprimento a programação estabelecida para a Seleção de Novas Áreas Mineralizadas, uma campanha a nível de pré-pesquisa para "Carvões Antigos" numa área da bacia hidrográfica do Tapajós com base na metalogenia previsional (SUSZCZYNSKI, 1978) e a partir de conhecimentos obtidos sobre os ambientes geológicos e indícios de material carbonoso nos sistemas regressivos identificados em fotografias aéreas.

A área trabalhada localiza-se na porção meridional da Amazônia brasileira, na fronteira triplíce interestadual Amazonas/Pará/Mato Grosso do Norte, abrangendo parte das bacias dos rios Tapajós e seus formadores Juruena e Taes Pires.

Os trabalhos de campo consistiram na amostragem de pontos em clareiras naturais ou fabricadas utilizando helicóptero do tipo JET-RANGER, ao longo de picadas a partir das estações executadas com o helicóptero, ao longo de rios com auxílio de botes de alumínio e ao longo da rodovia BR-230. As estações visitadas com o helicóptero tiveram um pré-selecionamento com o objetivo de testar os contatos litológicos.

Ao final da pré-pesquisa os pontos foram plotados em cartas planimétricas na escala 1:250.000, sendo percorridos trechos dos seguintes rios: Tapajós, Bararati, Cururu, Parauriti, Cadiriri, Juarena e Teles Pires. Foram voadas 134 horas de helicóptero, percorridos 980 km de barco e 120 km a pé, descritos 165 afloramentos (sendo 51 de helicóptero) e coletadas 120 amostras de rocha.

2. HISTÓRICO

Das primeiras informações geológicas sobre as rochas desta bacia constam as de MOURA (1932) que, em reconhecimento no vale do alto Tapajós, considerou seus sedimentos da idade cretácea. Daí em diante, esta área tem figurado em cartas geológicas resultantes de reconhecimento em escalas regionais (1:1.000.000 e 1:500.000), todos com deficiente controle de campo. BARBOSA (1966) em investigação geológico-econômica na região, considerou parte dos sedimentos da Bacia do Alto Tapajós como Grupo Cubencranquem, admitindo "... uma sedimentação epinerítica e costeira, formada na plataforma do mar siluriano inferior". O mesmo autor posicionou, na mesma bacia, uma sequência permio-carbonífera que denominou Grupo Sucunduri, correlacionando-o com a Formação Prainha de ALMEIDA & NOGUEIRA FILHO (1959) e a Formação Nova U linda de KISTLER (1954). Posteriormente, trabalhos do Projeto RADAM (SANTOS et alii - 1975 e MONTALVÃO et alii - 1979) descreveram e cartografaram os sedimentos da Bacia do Alto Tapajós como pertencentes ao Grupo Beneficente, considerado como a sedimentação que se seguiu ao vulcano-plutonismo do Grupo Uatumã. No mapeamento de SUDAM/GEOMITEC (1976) parte dos sedimentos da bacia em estudo foram relatados à Formação Prosperança (PAIVA - 1929). SUSZCZYNSKI (1976), introduziu nova concepção que alterou substancialmente o padrão estratigráfico tradicional da região, incluindo a bacia antiga sedimentar do Alto Tapajós no "sistema vulcano-sedimentar dobrado" ou "sistema Cachimbo-Apiacas" o qual assinala "... reinício das grandes transgressões marinhas do fim do pré-Cambriano que persistiram até o Devoniano, abrangendo as Formações Trombetas e Curua que formariam "uma só série cronoestratigráfica situada no topo da Bacia Sedimentar antiga do Alto Tapajós". Desta forma modificou os conceitos introduzidos pelos geólogos da Petrobrás (KISTLER - 1954, LUDWIG - 1964, CAPUTO et alii - 1971 e outros) sobre a evolução e os estágios de sedimentação da Bacia Paleozóica do Amazonas.

ANDRADE et alii (1978), em estudo fotointerpretativo e reunindo as informações disponíveis, subdividiram a bacia em Formação Cubencranquem e Formação Gorotire (a base). Os trabalhos de campo desenvolvidos ultimamente pelo Projeto Tapajós-Sucunduri (BIZINELLA et alii, em preparação) e pelo programa de Seleção de Áreas da CPRM, constataram a existência de uma sequência sedimentar bastante heterogênea, incluindo diversas unidades estratigráficas perfeitamente reconhecíveis no campo e mesmo em imagens de satélite. Tal conjunto, caracterizado por dez formações distintas, completamente diferentes das coberturas de plataforma tipo Beneficente e Gorotire, também não faz parte do chamado sistema vulcano-sedimentar dobrado Cachimbo-Apiacas, visto que não está dobrado e não encerra intercalações vulcânicas. Parece constituir sedimentação intracratônica, em uma bacia com eixo disposto segundo N30°W e da qual apenas seu flanco norte é conhecido até o presente.

3. ESTRATIGRAFIA

A sequência sedimentar desta bacia foi estabelecida em seu flanco norte, a partir dos empilhamentos estratigráficos efetuados

principalmente ao longo da BR-230 e do rio Juruena, complementados com perfis adicionais levantados em picadas e outras drenagens. Na região dos rios Cadiriri, Cabitutu, Buiúçu e Tapajós os sedimentos recobrem em não conformidade a Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú (Arqueano) e o Granodiorito Jamanxim (Proterozóico Inferior e Arqueozóico). A base da sequência está sotoposta a uma extensa sedimentação cenozoica, no vale do rio Buiúçu, testemunha de antiga sedimentação do rio Tapajós e admitida como pleistocênica. As relações de contato com o Grupo Beneficente que ocorre a oeste, na região dos rios Sucunduri, Acari e Aripuana não foram verificadas, sendo necessários estudos futuros no rio Bararati e ao longo da rodovia Transamazônica para esclarecer esse ponto. Entre as dez unidades estratigráficas definidas, algumas ainda não receberam denominação, em função dos dados disponíveis ainda serem escassos, situação que será modificada com nova campanha de campo no final de 1980. Nesse pacote, chegando a totalizar 1.700 metros de possança existem duas seqüências distintas: A base, constituída pela Formação Palmares, de ambiente continental e rápida deposição, está tectonicamente dobrada, sendo admitida como cobertura de plataforma e equivalente cronologicamente ou do Grupo Beneficente ($\pm$ 1.600 m.a. - Proterozóico) ou da Formação Prosperança (Proterozóico Superior a Cambro-Ordoviciano). As demais nove formações são de ambiente predominantemente marinho, litologicamente diversificadas, pouco perturbadas tectonicamente, podendo constituir uma sedimentação em bacia intracratônica e de idade paleozóica.

3.1 - Formação Palmares

A denominação Formação Palmares é proposta, pela primeira vez, para designar um espesso conjunto de rochas sedimentares, predominantemente arcoseanas, depositadas sob condições continentais e posteriormente dobradas em ambiente cratogênico, na forma de macroestruturas, formando amplas e suaves sinclinais e anticlinais.

Como seções de referência da Formação Palmares citam-se, no âmbito da folha AB.21-Y-B-I, a seção do rio Tapajós no trecho de 6 km a jusante e 13 km a montante da foz do igarapé Palmares (seu afluente pela margem esquerda), bem como a seção deste no baixo e alto curso. No caminhar da rodovia Transamazônica (BR-230), entre os igarapés Borrachudo e Palmares, também são encontradas boas exposições desta formação, onde podem ser vistos dobramentos.

A espessura total da Formação Palmares permanece como incógnita, haja visto, que se trata de uma cobertura proterozóica bastante irregular, de distribuição muito ampla e em grande parte removida por erosão. Na área de BR-230 (rodovia Transamazônica), no trecho entre os igarapés Palmares e Borrachudo, avalia-se uma espessura mínima de 760,00 m. O mais provável é que todo o conjunto tenha originalmente alcançado vários milhares de metros de espessura, como acontece com as demais coberturas de plataforma (Beneficente, Roraima, Gorotire, etc).

Os sedimentos constituintes da Formação Palmares compreendem representantes de caráter pseníticos, psamíticos e pelíticos. Entretanto, predominam arenitos de natureza feldspática, algo caulinizados, coloração avermelhada, sugerindo um ambiente oxidante de deposição. Apresentam direção geral NW/SE e mergulhos para NE e SW.

Os conglomerados afloram em diferentes locais e posições dentro do pacote sedimentar que constitui esta formação; entretanto, não oferecem condições para serem mapeados em separado do conjunto, já que as evidências de campo demonstram tratar-se de lentes (até 6,00 m de espessura), intercaladas em arcóscos, notadamente na base da sequência. Possuem matriz arenosa, fina a média e apresentam seixos, blocos e calhaus de variados tamanhos e composição tais como: arenito, argilito, quartzo, rochas metamórficas, chert evidenciando que além da contribuição fornecida por rochas mais antigas, houve retrabalhamento sobre o próprio sedimento.

Os arenitos são a litologia dominante na Formação Palmares. São na essência de natureza feldspática, sendo classificados como arcóseos e subarcóseos. Ainda foi constatada de maneira esporádica, a presença de arenitos líticos (LO-39 e AT-164), sendo que, os mesmos apresentam teores relativamente altos de feldspatos. Apresentam coloração avermelhada ou rósea clara, tornando-se às vezes esbranquiçada, devido a caulínização dos feldspatos. A granulometria varia de areia fina a média. Alguns exemplares mostram fortes evidências de cataclase, com finas fraturas preenchidas por sílica.

Os clásticos finos ocorrem geralmente como intercalações nos arenitos feldspáticos, sem expressão mapeável, com exceção da faixa norte e noroeste da bacia hidrográfica do rio Buiú onde predominam. Identificam-se principalmente como argilitos e subordinadamente siltitos, ocorrendo variações como argilito siltico, siltito argiloso e folhelho, nas cores bordô, vermelho ou rósea.

Nas intercalações lenticulares nos arenitos feldspáticos, observa-se, comumente, a presença de camadas de chert, com espessura inferior a um metro, de coloração vermelha.

3.2 - Formação Borrachudo

Uma faixa de arenitos finos contendo níveis carbonosos, com siltitos intercalados e estudada na parte norte da bacia, está sendo denominada de Formação Borrachudo. Esta unidade constitui nível basal da sequência sedimentar pós-Palmares, com indícios paleontológicos de idade paleozóica.

A Formação Borrachudo ocupa uma faixa alongada para NW/SE de cerca de 125 km², tendo como localidade-tipo a bacia do igarapé do mesmo nome que é afluente da margem esquerda do rio Tapajós. Suas melhores exposições são encontradas na seção natural desse igarapé.

Nos seus limites norte e nordeste, a Formação Borrachudo está em contato e sobre a Formação Palmares, sendo recoberta a sudoeste pela Formação Capoeiras, que estreita-lhe a área de ocorrência, a medida que o contato se expande para sudeste, devido ao caráter transgressivo da deposição dessa unidade.

Avalia-se de forma aproximativa, uma espessura mínima em torno de 200,00 m para a Formação Borrachudo. Valores mais precisos podem ser obtidos com melhor controle da topografia entre a base e o topo desta unidade.

A litologia encontrada aflorante na Formação Borrachudo é constituída de arenito fino, cinzento, de tendência a escuro, micáceo, caulínico, com matriz argilosa, com intercalações de siltitos argilosos de colorações cinza clara a creme amarelados. Nestes sedimentos, na estação AS-252, no leito do igarapé Borrachudo foram encontrados níveis de matéria carbonosa, em um fácies diagenético de hulha (IAT entre 3,75 e 4,00). Nos afloramentos verificados na bacia hidrográfica do igarapé Borrachudo, as camadas dos sedimentos apresentam-se com leve inclinação (2° a 3°) para SW. Estruturas sedimentares como gretas de contração são observadas, ocorrendo marcas não muito distintas que podem ser rastros ou perfurações fósseis causadas por organismos (AS-252). Foi aventado verbalmente que o material (AS-252) coletado no leito do igarapé que deu nome a unidade, poderia conter restos retrabalhados de graptólitos. No entanto, por fatores adversos, não foi ainda dada a última palavra sobre a existência ou não destes fósseis que poderiam indicar idade siluriana, numa correspondência com a sedimentação Trombetas da Bacia Paleozóica do Amazonas. Essa amostra encerra abundantes cutículas vegetais, além de palimorfos (*Lophotriletes* sp., *Hymenozonotriletes* sp., *Aconthotriletes* sp. e *Apiculiretusispora* sp.) que indicaram idade siluriana/devoniana, talvez do Siegeniano. As gretas de contração, com preenchimento, encontradas nos arenitos finos de elevada maturidade, intercalados com siltito, indicam ambiente marinho costeiro, podendo-se admitir uma influência fluvio-continental, na zona litorânea da bacia. Baseando-se nos elementos paleobotânicos

da Formação São Benedito que faz parte da mesma sequência sedimentar, a Formação Borrachudo é seguramente paleozóica e mais provavelmente pré-devoniana.

3.3 - Formação Capoeiras

Investigações de campo, feitas na BR-230 entre os igarapés Borrachudo e Mingau (folha SB.21-Y-B-I) e em linhas de caminhamento paralelas, a norte desta via de acesso, possibilitaram que se delimitasse, em fotografias aéreas e imagens de satélite, um conjunto litológico formado por arenitos intercalados com siltitos e argilitos avermelhados. Para estas rochas, formula-se a denominação de Formação Capoeiras, em alusão ao trecho de corredeiras deste nome, no rio Tapajós, que se inicia a cerca de 95 km a montante de Jacareacanga, onde, foram melhor estudadas suas características litológicas.

A Formação Capoeiras ocupa, longitudinalmente, os terrenos do interflúvio entre os pequenos igarapés Mingau e Borrachudo, tributários do rio Tapajós pela margem esquerda. No corte da BR-230, merece destaque exposição a oeste do igarapé Mingau. No entanto, indica-se como seção-tipo a do Tapajós, onde também foi observada em grande número de afloramentos, principalmente nos travessões de Capoeiras e Chacorão. A montante de capoeiras expõe-se frequentemente, em ambas as margens do rio, até 5 km a jusante de Pesqueirinho.

Nas suas relações estratigráficas, a Formação Capoeiras está sobre a Formação Borrachudo e é sotoposta a Formação São Benedito. Não foram evidenciados contatos discordantes entre estas unidades de modo que suas separações, por enquanto, são respaldadas apenas em diferenças litológicas e ambientais. A Formação Capoeiras deve possuir uma espessura mínima de 100,00 m, faltando, no entanto, controle topográfico suficiente para cálculo mais preciso.

É constituída predominantemente de quartzo-arenitos, de cores branca e avermelhada, finos e bem selecionados. Em alguns afloramentos foram descritos siltitos e argilitos vermelhos que formam intercalações esparsas com os arenitos.

No quadrante SW da folha SB.21-Y-B-I entre os igarapés Borrachudo e Mingau, a Formação Capoeiras apresenta relevo escarpado e platô tabular. Nas faixas de afloramento, as interseções dos planos de camadas com a topografia formam lineamentos estruturais visíveis em fotografias aéreas e imagens de radar, estando orientadas para NNW e paralelas à direção dos estratos. Entre Chacorão e São Benedito as águas do Tapajós correm sobre esta unidade (da base para o topo), que também forma o relevo de baixa e meia encosta, na parte mais central do vale.

Suas camadas apresentam direção geral NNW com mergulhos suaves entre 2° e 5° para SW. Existem medidas discordantes consideradas como ondulações menores, subordinadas à atitude geral. De qualquer forma, o comportamento estrutural das camadas demonstra fraca pertubação, como numa tectônica não orogênica, de movimento verticais e consequentes basculamentos e falhamentos.

Tanto nos quartzo-arenitos como nos siltitos desta unidade como visto, na maioria dos afloramentos, é frequente o desenvolvimento de marcas de ondas como em AS-07, AS-28, AS-15, geralmente com o flancos de maior declive das corrugações inclinados para NE.

O posicionamento estratigráfico da Formação Capoeiras que ocupa a sucessão entre a Formação Borrachudo e a São Benedito, ambas com indícios palinológicos da era Paleozóica, acarreta a mesma datação para esta unidade, ficando sujeita às mesmas ressalvas quanto aos períodos e épocas destas outras duas. A boa seleção exibida pelos arenitos indicam que provieram de fragmentos retrabalhados em ambiente de alta energia, sendo difícil a preservação de fósseis, ao contrário do que ocorre com as outras unidades. Na Formação Capoeiras, ob

serva-se ainda que grãos oxidados de minerais de ferro desenvolveram camadas do tipo "red bed" fato que aliado a intensa frequência de marcas de ondas sugere condições de sedimentação em águas rasas cuja extensão demonstra estabilidade na plataforma continental e na bacia de deposição. Não há indícios para a exclusão de ambiente de água doce ou de correntes fluviais, sendo mais provável que tenha se depositado na zona litorânea e constituir uma fácies de inter-maré, em condições de maior recuo da beira-mar que a Formação Borrachudo, cujas características de deposição são mais propícias a zona supralitorânea.

3.4 - Formação São Benedito

Ao longo da rodovia Transamazônica, no trecho entre o rio Sucunduri e Jacareacanga, no sudoeste da folha SB.21-Y-B-I, existe um afloramento de um pacote com oito metros de espessura, de um folhelho cinza esverdeado, o qual encontra-se capeado pelos quartzos arenitos brancos da Formação Ipixuna e recobrimo a Formação Capoeiras. Os servando-se imagens de satélite, percebeu-se que a área constituida por esta litologia expressa características morfológicas singulares, com uma drenagem bastante densa e relevo ondulado, contrastando sobremaneira com as Formações Capoeiras e Ipixuna. O conjunto de folhelhos forma o reverso da crosta mantida pela Formação Ipixuna, sendo facilmente delineada em estudo fotointerpretativo. Dessa forma, vários locais para cheques foram programados ao longo de picadas e da rede hidrográfica, possibilitando o estudo global de dezenas de afloramentos. Observou-se que, os folhelhos em certos locais perdem a fissibilidade e aumentam sua granulometria, passando a siltitos cinza a cinza claro e que as melhores exposições situam-se na região de São Benedito, na margem esquerda do rio Tapajós, as quais já haviam sido estudadas por MOURA (1932), a qual emprestou o nome para designar esta unidade. Sua seção tipo é melhor observada no Morro São Benedito, onde forma escarpas íngremes com até 30,00 m de altura de rocha exposta. A partir daí, até 6,00 km rio acima, aflora quase que continuamente até cerca de 5,00 km a jusante do Travessão Pesqueirinho. Afloramentos desta unidade foram ainda observados no igarapé Mingau e no baixo curso do igarapé Ipixuna e no médio igarapé Parauariti, também chamado Pantanal, ambos afluentes do Tapajós.

Não se dispõe ainda de dados completos, tais como controle detalhado da topografia ou perfil de sondagem, para um cálculo mais preciso, no entanto avalia-se uma espessura mínima de 120,00 m para a Formação São Benedito, na borda norte da bacia.

As camadas de sedimentos da Formação São Benedito possuem direção geral NW, e mergulhos SW. Localmente podem se apresentar horizontais ou sub-horizontais. Os mergulhos medidos em afloramentos são todos suaves (2° a 5°), não ultrapassando 6° .

Dispõe-se ainda de poucos resultados, no estudo bioestratigráfico da Formação São Benedito, no entanto foi investigado o conteúdo palinológico de algumas amostras de suas camadas de folhelhos e siltito, contendo cutículas vegetais e esporos, identificados por N.M. da Costa Cruz: Reticulatisporites sp., Verrucosisporites sp., Convolutispora sp., Densosporites, sp. e Calmaospora sp.

Esse conjunto indicou uma idade paleozóica, possivelmente devoniana para a Formação São Benedito, fato que se vier a ser comprovado possibilitará correlacioná-la com os típicos depósitos marinhos de água profundas dessa época, como as Formações Curua (Membro Barreirinha) da bacia do Amazonas, Ponta Grossa (Bacia do Paraná) e Pimenteiras (Bacia Maranhão-Piauí). É possível ainda uma tentativa de correlação com os pacotes de folhelho da bacia de Pimenta Bueno, em Rondônia, que tenham revelado idade devoniana.

3.5 - Formação Ipixuna

Neste trabalho, denominou-se de Formação Ipixuna a uma seção da bacia sedimentar do Alto Tapajós, constituída de quartzo-

arenitos, posicionada entre a Formação São Benedito e a Unidade F, a pós ser investigada em superfície, no quadrante SW da quadrícula SB.21-Y-B-I da folha de Jacareacanga. Possui ampla distribuição geográfica, ocorrendo nos terrenos da bacia hidrográfica do igarapé Ipixuna do médio para o alto curso e de seus afluentes nas altas vertentes do vale rio Tapajós, do qual os tributários da margem direita como rio Cururu e igarapé Parauriti tem grande parte dos seus leitos entalhados nas rochas desta unidade. Muitas de suas exposições foram visitadas no platô entre as cabeceiras do rio Cadiriri e igarapé Parauriti. Na seção do Tapajós, as rochas que afloram no travessão de Pesqueirinho pertencem a esta formação. 12

Nas suas relações estratigráficas, esta unidade recobre transgressivamente as rochas das Formações São Benedito, Capoeiras, Borrachudo e Palmares.

Em primeira estimativa, avaliou-se uma espessura mínima de 140 m para o pacote de arenitos da Formação Ipixuna. A Formação Ipixuna é constituída essencialmente por quartzo-arenitos geralmente finos, às vezes médios, com cores brancas e menos frequentemente avermelhadas por oxidação. Estes arenitos são bem selecionados, indicando longo retrabalhamento, e apresentam-se com marcas ondulares, gretas de contração e estratificação cruzada. Ocupa geralmente os terrenos mais elevados de interflúvios, formando platôs e pequenos morros de feições tubulares, nos quais são comuns manchas de vegetação tipo campina e clareiras rochosas naturais. A drenagem é bastante aberta, contrastando sobremaneira com a morfologia ondulada e a drenagem densa da Formação São Benedito e da Unidade F.

A estratificação plano-paralela nem sempre é distinta. Quanto ao acaamento e geralmente horizontal a sub-horizontal e como as inclinações das camadas das unidades subjacentes são de ângulos muito baixos e às vezes também sub-horizontais, não se observou em campo discordância angular entre elas, embora a Formação Ipixuna possa truncar as seções das demais. Em afloramentos da seção do rio Cururu verificam-se fracas inclinações, indicando basculamento para SW.

Pode-se atribuir idade paleozóica para a Formação Ipixuna, pois recobre a Formação São Benedito e é cortada por diabásio datado em 177 m.a. (Diabásio Cururu). Recobre diretamente não só a Formação São Benedito mas também Capoeiras, Borrachudo e Palmares indicando uma superfície de discordância na base da Formação Ipixuna, assinalando o encerramento da sequência de sedimentação da Formação São Benedito que assim deve ter se depositado em mar regressivo. 13

3.6 - Unidade F

A unidade F localiza-se entre baixos cursos dos rios Cururu e Teles Pires, estendendo-se para oeste até o rio Tapajós, na altura da Ilha Grande do Cururu. Nesta área a unidade sofre uma inflexão aproximando-se da margem esquerda do rio Tapajós, para em seguida curvar-se em direção sul, e extremo SW da folha SB.21-Y-D, abrangendo uma área aproximada de 500 km². As rochas desta Formação estão recorrendo os arenitos ortoquartzíticos da unidade E (Formação Ipixuna). Morfologicamente é uma formação bem característica, com drenagem muito densa e relevo bastante ravinado, aspectos que contrastam sensivelmente com aqueles expressados pelas unidades com as quais faz contato, ambas quartzo-areníticas, com relevo plano e padrão de drenagem dendritico e aberto. Litologicamente é constituído por arenito vermelho na base, o qual geralmente é siltico ou argiloso, com manchas enbranquiçadas e ocasionalmente com cimento carbonático. Este é coberto por camada de calcário, igualmente vermelho, que por sua vez é sotoposto a uma camada de brecha sedimentar, composto por fragmentos de siltitos e argilitos bem laminados, geralmente esbranquiçados e envoltos por chert marrom. Esse conjunto, muito resistente, foi encontrado em diversos perfis ao longo de picadas, e na área de confluência Juruena/Teles Pires. A brecha, muito característica e com inúmeras exposições, constituiu uma camada guia importante para o empilhamento estratigráfico da bacia. Frequentemente inclui fragmentos e mesmo exemplares completos 14

de material classificado como estromatólito. A unidade F pode representar uma deposição em mar raso, evoluindo para uma sedimentação interrompida periodicamente por exposição subaérea, época de formação da brecha. Esta amerecer maiores investigações visando coleta de informações paleontológicas, representando boa fonte de calcáreo, com esboço de prospectável para fosfato.

3.7 - Unidade G

A unidade G faz-se representar por arenitos ortoquartzíticos que afloram em forma de lajes e blocos métricos tabulares. Sua distribuição é observada entre os cursos dos rios Bararati e Juruena e estende-se cortando a confluência dos referidos rios com o Tapajós ocupando ainda uma área próxima à sua margem esquerda. Foi localizada ainda na parte centro-oeste da folha SB.21-Y-D e abrange uma área de aproximadamente 2.500 km².

Apesar de não se ter observado em campo nenhuma superfície de contato, através de interpretação de fotografias aéreas ficou constatado que os sedimentos dessa unidade, encontram-se estratigraficamente abaixo da Formação Navalha e acima da unidade F.

Os arenitos constituintes dessa unidade apresentam uma coloração creme, levemente rosada, bem selecionados, granulação fina, pouco friáveis com algumas manchas de coloração escura (ferríferas), e grão de quartzo subarredondados, cimento silicoso e estratificação em geral indistinta (massivos). Merece destaque a presença quase que relativamente constante de marcas de onda visíveis na maioria dos afloramentos descritos.

3.8 - Formação Navalha

Já na zona próxima ao centro da bacia, recobrimdo os quartzos-arenitos da unidade G, uma segunda sequência carbonática foi depositada, caracterizada por arenitos rosa com cimento calcítico, silítico calcífero cinza claro e calcáreo nas cores creme e cinza claro. Estes últimos, são conhecidos desde MOURA (1932), no baixo curso do rio Teles Pires (margem esquerda), onde estão expostos na localidade de Navalha, localidade de referência para esta formação. Constitui faixas perfeitamente delimitáveis em estudo fotointerpretativo, em função de seu padrão de drenagem denso e relevo colinoso, as quais estendem-se para oeste, aflorando nos rios Juruena e Bararati. A Formação Navalha parece ter sido originada em ambiente exclusivamente marinho, sendo posicionada tentativamente no Permo carbonífero. É recoberto pela unidade I da qual não se dispõe de informação de campo, mas que denota padrão geomorfológico característico para arenitos. Já a unidade J teve exemplares de conglomerado, coletados na região do rio Bararati, de acordo com informação de técnicos da Mineração Morro Vermelho S/A, podendo corresponder a uma cobertura terrígena, talvez até mesozóica.

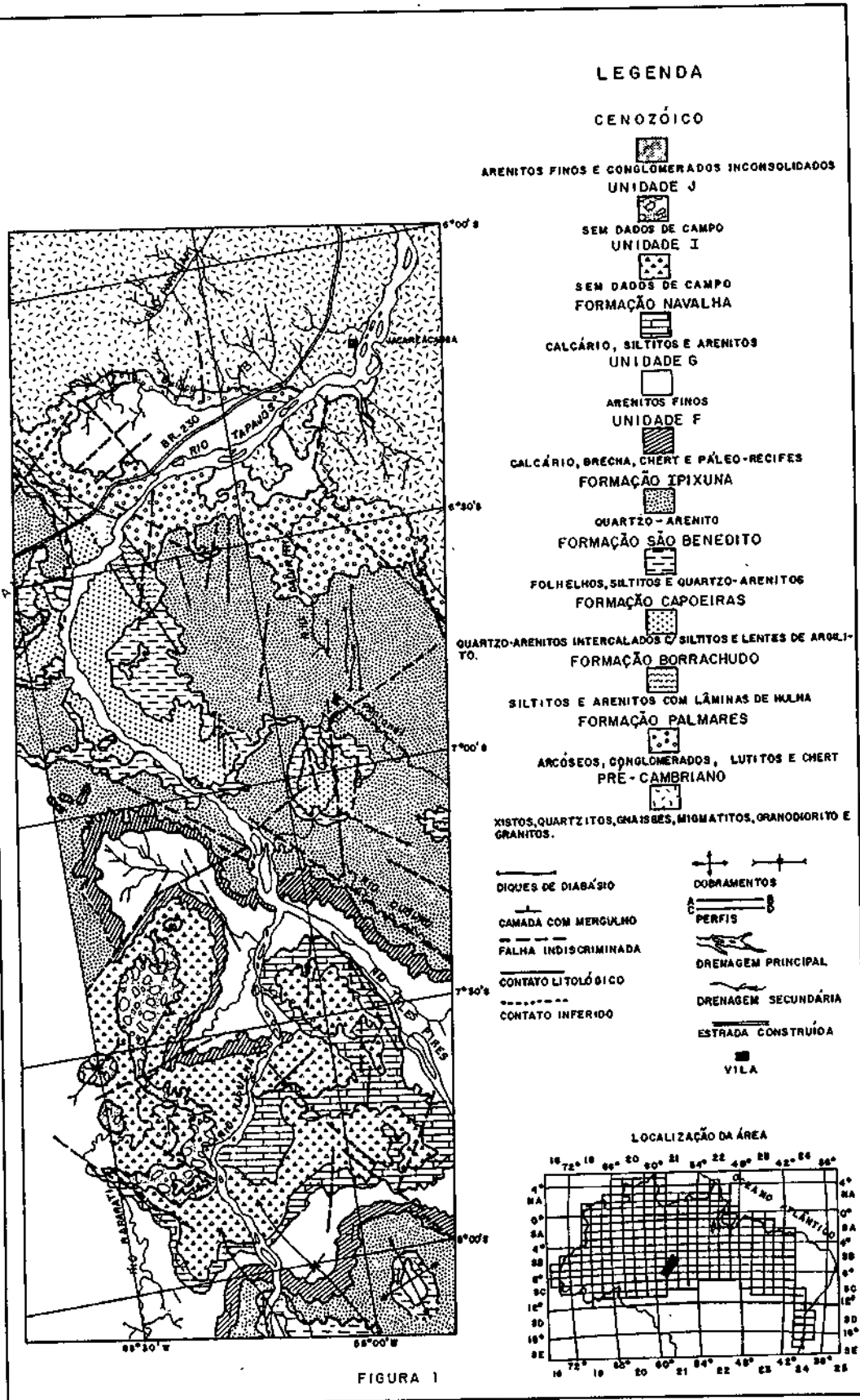
4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A sequência sedimentar do alto Tapajós, recobrimdo a cobertura da plataforma (Formação Palmares) e posicionada tentativamente no Paleozóico foi estudada apenas a nível de reconhecimento, sendo previstos novos trabalhos de campo na flanco sul da bacia, visando a seleção de local para um furo estratigráfico, o qual é necessário em vista da escassez de afloramentos (notadamente pelitos e calcáreos) nesta região amazônica, bem como coleta de novos exemplares para análises micropaleontológicas. É sugerido um estudo comparativo com a sequência de arenitos glauconíticos, folhelhos e calcáreos que recobrem o Grupo Beneditense a oeste, na região dos rios Aripuanã, Jatuarana e Juma e também com as formações da bacia paleozóica de Pimenta Bueno, em Rondônia. Apesar do caráter incipiente de seu conhecimento, a bacia do Alto Tapajós é potencialmente prospectável principalmente para carvão (Formação Borrachudo), calcáreo (Unidade F e Formação Navalha) e fosfato (Unidade F). Diversas ocorrências de sedimentos fosfáticos (com até 7% de P₂O₅) foram estudadas a oeste desta bacia, na rodovia

Transamazônica e no rio Jatuarana, em rochas a priori correlatas da unidade F (brecha sedimentar e brecha estromatolítica).

5. BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. & NOGUEIRA FILHO, J. do V. - 1959. Reconhecimento Geológico no rio Aripuanã. Bol. 199. Rio de Janeiro, DNPM.
- ANDRADE, A.F.; SANTIAGO, A.F.; MELO, C.F. de; BIZINELLA, G.A.; MOREIRA, H.L.; SANTOS, J.O.S.; OLIVEIRA, J.R. de; MOURA, P.A. de; LOPES, R. da C.; ROSA FILHO, S.F. & NEVES, S.A.V. - 1978. Projeto Tapajós-Sucunduri. Relatório de Integração Geológica (preliminar). Manaus, DNPM/CPRM. 1 v.
- BARBOSA, O. - 1966. Geologia Básica e Econômica da Região do Médio Tapajós, Brasil. DNPM, Rio de Janeiro (126): 1-53.
- BIZINELLA, G.A.; SANTIAGO, A.F.; ANDRADE, A.F.; OLIVEIRA, J. R. de; MELO, A.F.F. de; D'ANTONA, R. de J.G.; YAMAGUTI, H.S.; BORGES, F.R.; SANTOS, A. dos; GODOY, H.K.; OLIVEIRA, R.L.; LOPES, R.C. & ROSA FILHO, S.F. - 1980 (em preparação). Projeto Tapajós-Sucunduri. Relatório Final. Manaus DNPM/CPRM.
- CAPUTO, M.V. & ANDRADE, F.G. - 1968. Geologia do Flanco Sul da Bacia Amazônica. Entre os rios Cupari e Abacaxis - Relatório Interno nº 580a. Petrobras - Renor.
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R. & VASCONCELOS, D.N.N. de - 1971. Litoestratigráfica da Bacia do Amazonas. Relatório Interno nº 582. Petrobras - Renor.
- KISTLER, P. - 1954. Historical Resumé of the Amazon Basin. PETROBRÁS Relatório Interno 104A.
- LUDWIG, G. - 1964a. Divisão Estratigráfico-Faciológica do Paleozoico da Bacia Amazônica. Petrobras - CENAP, Mon. VII.
- MAIA, R.G.; GODOY, H.K.; YAMAGUTI, H.S.; MOURA, P.A. de; COSTA, F. S. da; HOLANDA, M.A. de & COSTA, J. de A. - 1977. Projeto Carvão no Alto Solimões. Relatório Final. DNPM/CPRM - Manaus.
- MONTALVÃO, R.M.G. de; SILVA, G.H.; PIMENTA, O.N. dos S. & BEZERRA, P.E.L. - fev. 1979. Coberturas Sedimentares e Vulcano-Sedimentares Pré-Cambrianas das folhas SB.20 - Purus, SC.20 - Porto Velho e SC.21 - Juruena. MME/DNPM - Projeto RADAMBRASIL (CEPED).
- MOURA, P. de - 1932. Reconhecimentos Geológicos no vale do Tapajós. MA/SGM. Rio de Janeiro.
- PAIVA, G. de - 1929. Vale do Rio Negro (Physiografia e Geologia). Boletim do SGMB. Rio de Janeiro, 40, 62 p. 27 est. 4 mapas.
- SANTOS, D.G. dos; FERNANDES, P.E.C.A.; DREHER, A.M.; CUNHA, F.M.B. da; BASEI, M.A.S. & TEIXEIRA, J.B.G. - 1975. Geologia da folha SB.21 - Tapajós. In: Brasil. DNPM. Projeto RADAM. Folha SB.21 - Tapajós. Rio de Janeiro. v. 7.
- SUDAM/GEOMITEC - 1976. Projeto Tapajós-Maués, geologia básica, prospecção geoquímica e por concentrados de bateia na região Tapajós-Maués. Belém, Relatório Inédito. [s.ident.], 4 v. il.
- SUSCZYNSKI, E. - 1976. Recursos Naturais e Potencialidades de Aproveitamento Econômico nos vales dos Rios Xingu e Tapajós. MI/SUDAM-SONDOTECHNICA S/A. Belém.



COLUNA LITOLÓGICA PRELIMINAR

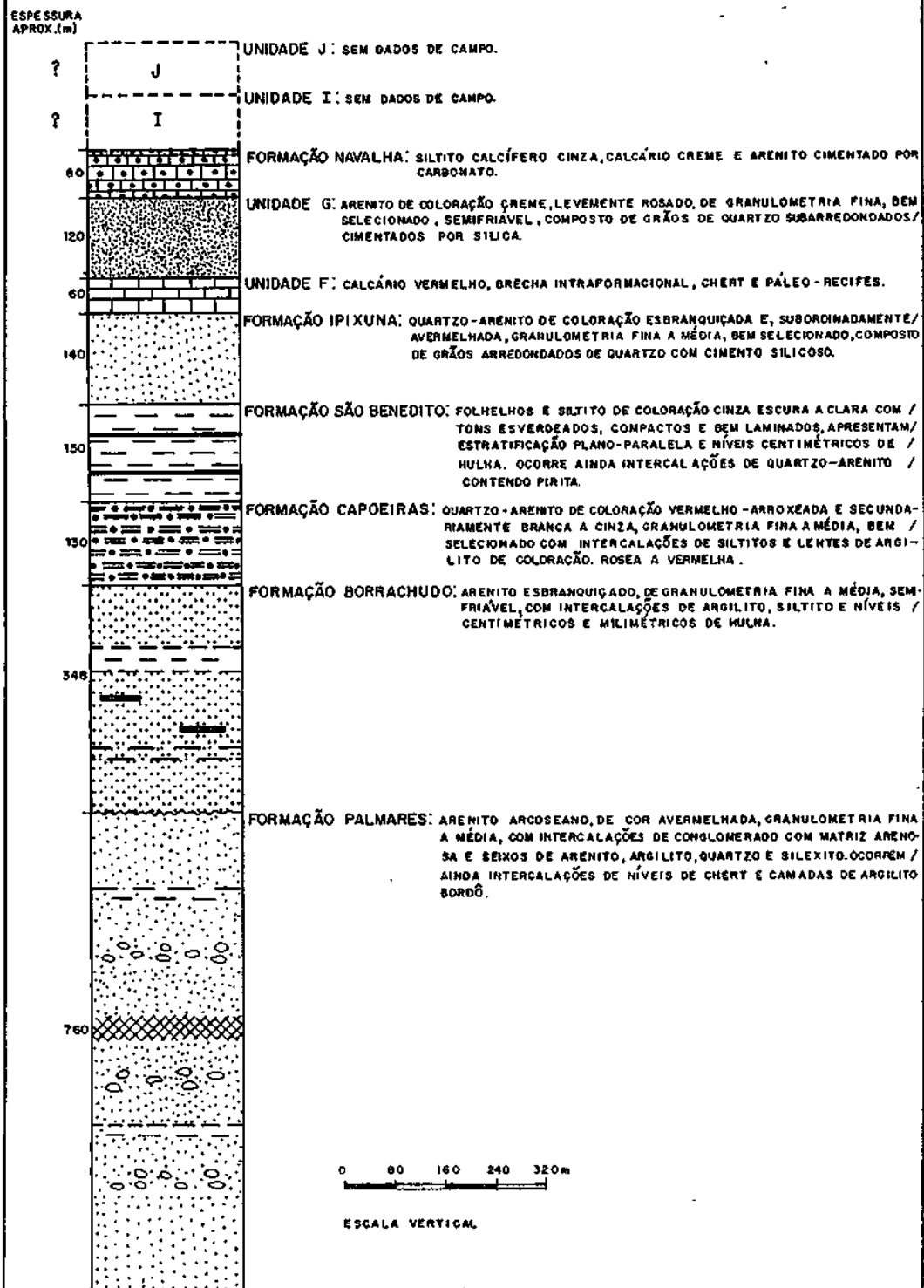


FIGURA 2

SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA DA BORDA NORTE DA BACIA
DO ALTO TAPAJÓS (CORTES AB e CD)

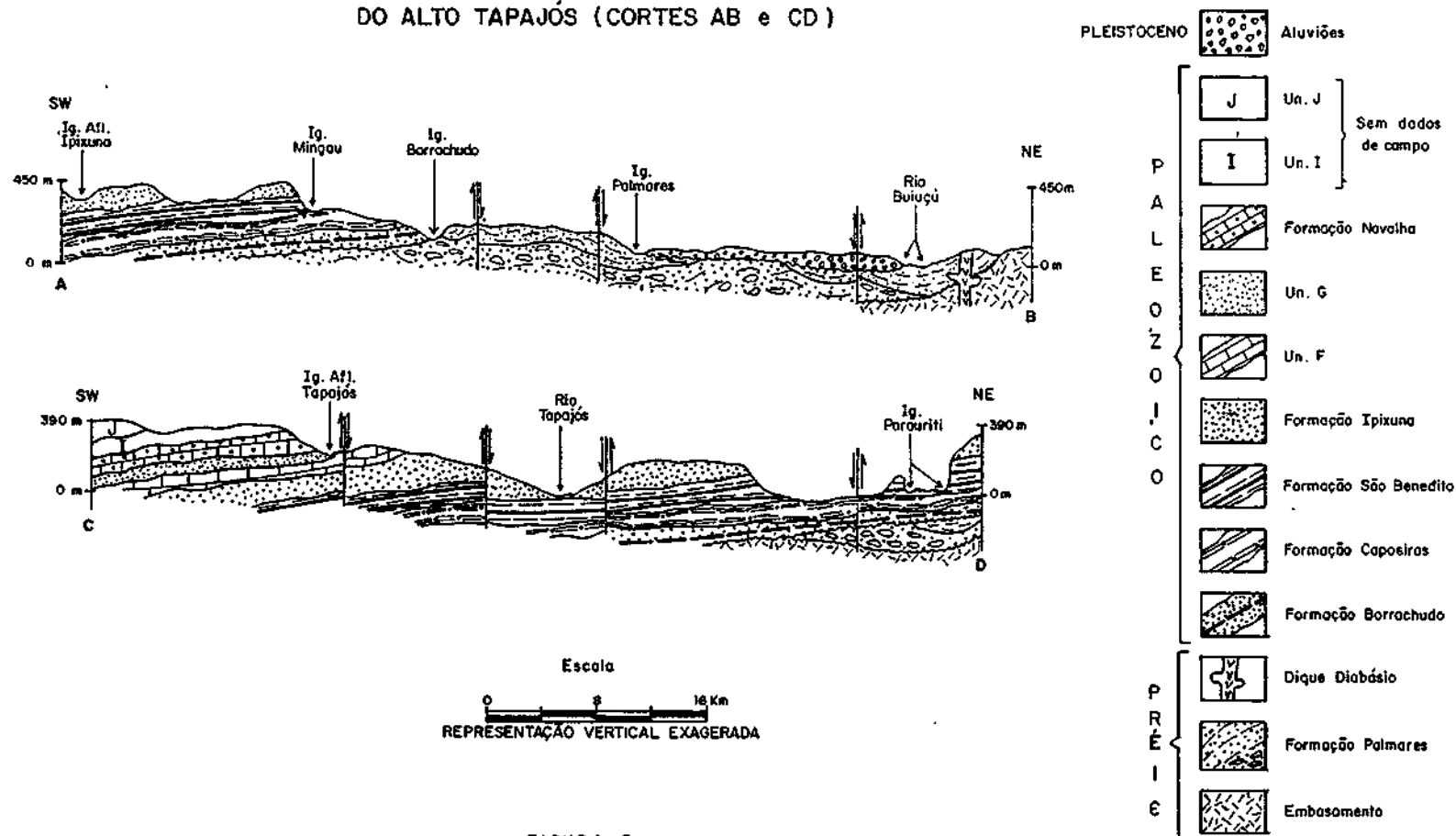


FIGURA 3

GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO (MÉTODO DE EVAPORAÇÃO) DAS ROCHAS DO EMBASAMENTO DO SETOR MERIDIONAL DO CINTURÃO ARAGUAIA - REGIÃO DE PARAÍSO DO TOCANTINS (TO)

SILVIA HELENA DE SOUZA ARCANJO & CANDIDO AUGUSTO VELOSO MOURA

ABSTRACT GEOCHRONOLOGY OF THE BASEMENT ROCKS OF THE SOUTHERN PORTION OF THE ARAGUAIA BELT - PARAÍSO DO TOCANTINS REGION (TO) Recent geochronological studies of the basement orthogneisses of the northern region of the Araguaia belt showed the occurrence of both Archean (2.85 Ga) and Early Proterozoic (1.85 Ga) rocks. The oldest gneisses were grouped in the Colmeia Complex, the younger were named the Cantão Gneiss. In the southern portion of the Araguaia belt, the basement sequences include metavolcanic-sedimentary rocks, tonalitic, calc-silicate, and alkaline gneisses, and granitic rocks. All of these sequences have been considered as Archean in age, although no geochronological data are available to test this hypothesis. The metavolcanic-sedimentary rocks are included in the Rio do Coco Group, while the granitic rocks are represented by the Serrote and Malaga granites. The tonalitic and calc-silicate gneisses were grouped with Colmeia and Rio dos Mangues Complexes, and the alkaline gneisses in the Monte Santo Suite. These gneisses were investigated geochronologically by single zircon Pb-evaporation methods in order to define their stratigraphic interrelationships, and to contribute to a greater understanding of the geological evolution of this crustal segment. The single zircon ages of the tonalitic and calc-silicate gneisses range between 1.8 and 2.1 Ga. An age of about 1.0 Ga. was obtained for the alkaline gneisses of Serra da Estrela (Monte Santo Suite). These data, along with the single zircon age of 1.85 Ga. published for the Serrote Granite, indicate the widespread occurrence of Proterozoic rocks in the basement of the southern part of Araguaia belt. However, the existence of Archean sequences in this region can not be discarded since the volcanic-sedimentary rocks of the Rio do Coco Group have not as yet been dated. The correlation of tonalitic and calc-silicate gneisses with the Colmeia Complex was not confirmed, so these gneisses have been grouped with the Early Proterozoic Rio dos Mangues Complex. Thus, it is suggested that a significant part of the basement of the southern portion of the Araguaia belt may represent a younger crustal segment accreted to the Amazon Craton during the Early Proterozoic. The alkaline gneisses are interpreted as representative of the alkaline magmatism associated with the extensional phase that developed, in the Middle Proterozoic, the basin which received the sediments of Araguaia belt. This belt was deformed during the Brasiliano Cycle, and the published age of 510 Ma for the Matança Granite may date the final phase of this deformation.

Keywords: Araguaia belt, Geochronology, Pb-Pb Zircon.

RESUMO Estudos geocronológicos realizados nos ortogneisses do embasamento no segmento setentrional do Cinturão Araguaia revelaram a ocorrência de rochas tanto do Arqueano (2,85 Ga) como do Proterozóico Inferior (1,85 Ga). Os ortogneisses mais antigos foram reunidos no Complexo Colmeia enquanto que os mais jovens foram individualizados como Gnaiss Cantão. No segmento meridional do Cinturão Araguaia, as seqüências do embasamento compreendem rochas metavolcano-sedimentares, gnaiss tonalíticos, calciossilicáticos e alcalinos, além de rochas graníticas associadas. Todo esse conjunto tem sido considerado de idade arqueana embora não existam dados geocronológicos comprovando essa hipótese. As rochas metavolcano-sedimentares compõem o Grupo Rio do Coco e as rochas graníticas são representadas pelos granitóides Serrote e Matança. Os gnaiss tonalíticos e calciossilicáticos foram reunidos nos complexos Colmeia e Rio dos Mangues, enquanto que os gnaiss alcalinos foram agrupados na Suíte Monte Santo.

Esses gnaiss foram investigadas geocronologicamente através do método de evaporação de chumbo (Pb) em monocristais de zircão visando definir as relações estratigráficas entre os mesmos, contribuindo, dessa forma, para o entendimento da evolução geológica desse segmento crustal. Para os gnaiss tonalíticos e calciossilicáticos, as idades obtidas em zircões situaram-se entre 1,8 e 2,1 Ga. Para os gnaiss sieníticos de Serra da Estrela (Suíte Monte Santo) obteve-se uma idade em torno de 1,0 Ga. Esses dados, juntamente com a idade de 1,85 Ga publicada para o Granito Serrote, indicam a ocorrência expressiva de rochas proterozóicas no embasamento da porção meridional do Cinturão Araguaia. No entanto, não se pode descartar totalmente a existência de seqüências arqueanas nessa região visto que ainda não foram datadas rochas do Grupo Rio do Coco.

A sugerida correlação dos gnaiss tonalíticos e calciossilicáticos com o Complexo Colmeia não foi confirmada e, portanto, optou-se por agrupar esses gnaiss unicamente no Complexo Rio dos Mangues, caracterizado como uma unidade do Proterozóico Inferior. Dessa forma, é possível que uma parte significativa do segmento crustal do embasamento da porção meridional do Cinturão Araguaia represente um terreno mais novo, / colado as rochas arqueanas do Cráton Amazônico durante o Proterozóico Inferior. Interpreta-se os gnaiss sieníticos como remanescentes do magmatismo alcalino associado à fase distensiva que gerou, no Proterozóico Médio, a bacia que recebeu os sedimentos do Cinturão Araguaia. Esse cinturão foi estruturado durante o Ciclo Brasiliano e a idade de 510 Ma publicada para o Granito Matança pode datar a fase final dessa estruturação.

Palavras-chaves: Cinturão Araguaia, Geocronologia, Pb-Pb em Zircão.

INTRODUÇÃO O Cinturão Araguaia situa-se na porção setentrional da Província Estrutural do Tocantins (Almeida *et al.* 1977) e compreende um conjunto de rochas metassedimentares, que aflora ao longo de aproximadamente 1200 quilômetros seguindo uma direção norte-sul (Fig. 1). A seqüência supracrustal metamorfizada varia, de oeste para leste, desde rochas de baixo grau metamórfico até rochas de médio grau, que foram reunidas no Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu 1978, Hasui *et al.* 1984a). Esse cinturão foi estruturado durante o Ciclo Brasiliano (Moura & Gaudette 1993a) e separa o Cráton Amazônico dos domínios ocidentais que sofreram as influências desse ciclo durante a evolução do Gondwana. Rochas do embasamento do Cinturão Araguaia afloram no interior de braquioclinais, no seu segmento setentrional, enquanto que na porção meridional (abaixo do paralelo 10° S) elas não estão confinadas a esse tipo de estrutura (Hasui *et al.* 1984 a,b, Dall'Agnol *et al.* 1988).

Estudos geocronológicos realizados por Moura & Gaudette (1993b) em ortogneisses do interior das estruturas dômicas revelaram que o substrato do Cinturão Araguaia, ao longo de seu segmento setentrional, é arqueano (2,85 Ga) e Paleoproterozóico (1,85 Ga). Dada a similaridade geocronológica e composicional entre esses ortogneisses e os granitóides arqueanos e proterozóicos da porção sudeste da Amazônia oriental, o embasamento do segmento setentrional do Cinturão Araguaia tem sido considerado como uma extensão do Cráton Amazônico (Moura & Gaudette 1994).

No segmento meridional do Cinturão Araguaia as rochas do embasamento possuem uma área de afloramento significativamente maior, fazendo contato tectônico a leste com as seqüências de alto grau metamórfico do Maciço de Goiás (Hasui *et al.* 1984a). Os levantamentos geológicos realizados no embasamento dessa porção sul do Cinturão Araguaia permitiram o reconhecimento de pelo menos cinco unidades litoestratigráficas distintas. Essas seqüências foram consideradas inicialmente como sendo de idade arqueana e, pelo menos em parte, correlacionáveis às rochas arqueanas do segmento norte do cinturão, com base em dados estruturais e litológicos (Costa *et al.* 1983, Hasui *et al.* 1984a,b). No entanto, a escassez de dados geocronológicos para essas cinco seqüências enfraquece a correlação proposta e dificulta o entendimento tanto do quadro litoestratigráfico interno do embasamento do segmento meridional do Cinturão Araguaia, como das relações geológicas deste com o Maciço de Goiás e o Cráton Amazônico.

Neste trabalho são apresentados os resultados de estudos geocronológicos realizados em rochas gnaissicas do embasamento do segmento meridional (abaixo do paralelo 10° S) do Cinturão Araguaia, utilizando o método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão). A determinação das idades dessas rochas permitiu definir as relações litoestratigráficas entre algumas unidades do embasamento do segmento sul do Cinturão Araguaia possibilitando ainda melhor compreender a correlação dessas seqüências com aquelas do embasamento aflorantes no seu segmento setentrional.

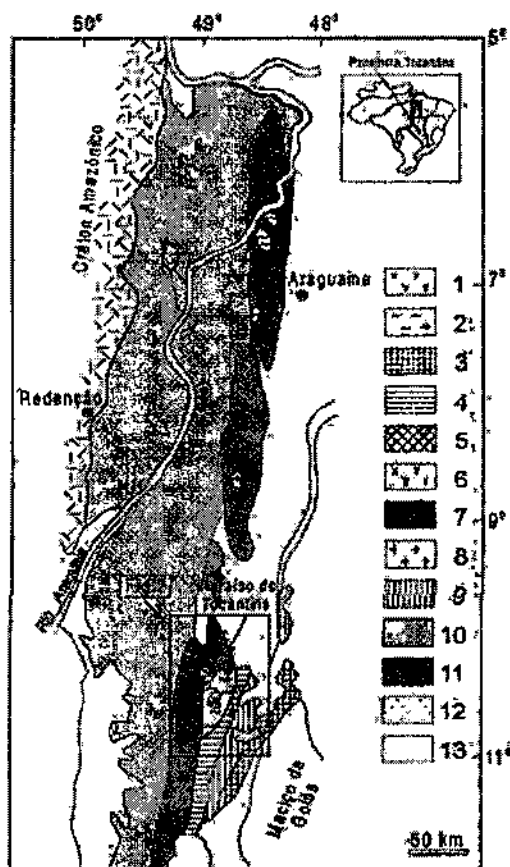


Figura 1 - Mapa geológico simplificado do Cinturão Araguaia segundo Costa et al. (1988). 1- Grupo Rio do Coco, 2- Complexo Colmeia, 3- Complexo Porto Nacional, 4- Complexo Rio dos Mangues, 5- Gnaisses Cantão, 6- Granito Serrote, 7- Suíte Monte Santo, 8- Suíte Santa Luzia, 9- Granito Matança, 10- Grupo Tocantins, 11- Grupo Estrondo, 12- Rochas ultramáficas, 13- Sedimentos fanerozóicos, 14- Cráton Amazônico.

CONTEXTO GEOLÓGICO O Cinturão Araguaia (Hasui et al. 1980) está assentado sobre a borda oriental do Cráton Amazônico. Consiste em uma importante unidade geotectônica pertencente à Província Estrutural do Tocantins (ALMEIDA et al. 1977), situando-se em sua porção ocidental. Apresenta-se orientado na direção norte-sul, com um formato alongado atingindo extensão aproximada de 1.200 quilômetros, por até 150 Km de largura. O flanco leste do Cinturão Araguaia acha-se recoberto por sedimentos fanerozóicos da Bacia do Parnaíba e imediatamente a sudeste faz limite com o Maciço de Goiás (Almeida et al. 1976).

As rochas deste cinturão são representadas por uma sucessão metassedimentar que varia, de oeste para leste, desde rochas de baixo grau metamórfico até rochas de médio grau, enfeixadas no Supergroupo Baixo Araguaia e são entremeadas por rochas vulcânicas básicas a ultrabásicas em forma de sills e diques (Abreu 1978, Abreu et al. 1994, Hasui et al. 1984a).

No segmento norte do Cinturão Araguaia, mais precisamente na sua porção oriental, rochas gnáissicas consideradas como representantes do embasamento, foram agrupadas em duas unidades litostrostráficas distintas: Complexo Colmeia e Gnaisses Cantão (Costa 1980, Souza et al. 1985, Dall'Agnol et al. 1988). A primeira reúne ortognaisses de idade arqueana (~2,85 Ga - Pb/Pb em zircão) e é constituída predomi-

nantemente por gnaisses trondhjemiticos e, secundariamente, por gnaisses tonalíticos e granodioríticos (TTG), além de raros anfíbolitos. O Gnaisses Cantão, representado por ortognaisses graníticos, intrude o Complexo Colmeia e seu protólito foi formado no Paleoproterozóico (~1,85 Ga - Pb/Pb em zircão) (Moura & Gaudette 1993b, Moura &

Gaudette 1999). Esse quadro é muito similar ao que ocorre no Cráton Amazônico onde, TTG's arqueanos são intrudidos por granitos paleoproterozóicos. A similaridade geoquímica entre essas sequências do embasamento do Cinturão Araguaia e seus correspondentes cronológicos no Cráton Amazônico adjacente, levaram Moura &

Gaudette (1994) a sugerir que esta porção do embasamento do Cinturão Araguaia seria uma extensão desse cráton.

No segmento sul do Cinturão Araguaia as rochas do embasamento foram agrupadas por Costa et al. (1983) e Hasui et al. (1984a) em cinco unidades litostrostráficas consideradas como arqueanas (Fig. 2).

Os gnaisses tonalíticos, graníticos e calciossilicáticos, que apresentam uma estruturação reliquia leste-oeste, foram correlacionados ao Complexo Colmeia, conforme definido na porção norte do cinturão (Costa 1980). Por sua vez, os gnaisses tonalíticos e calciossilicáticos, associados a quartzitos, micaxistos e anfíbolitos, possuindo uma marcante estruturação com direção em torno de N30°E, foram reunidos na unidade denominada de Complexo Rio dos Mangues (Costa et al. 1983, Hasui et al. 1984b). Gnaisses alcalinos, representados pelos corpos de nefelina-sienito-gnaisses da Serra da Estrela e de Monte Santo foram reunidos na Suíte Monte Santo (Hasui et al. 1984b). O primeiro intrude o Complexo Rio dos Mangues, enquanto o segundo aflora entre os metassedimentos do Supergroupo Baixo Araguaia. Rochas vulcano-sedimentares metamorfasadas na fácies xisto-verde e com foliação de direção leste-oeste, que haviam sido originalmente denominadas de Sequência Vulcano-Sedimentar do Rio do Coco (Barreira & Dardenne 1981), foram formalmente reunidas no Grupo Rio do Coco (Costa et al. 1983). Recentemente esta unidade foi investigada geocronologicamente pelo método de Pb/Pb em monocristais de zircão e os resultados, ainda preliminares, confirmaram seu posicionamento estratigráfico no Arqueano, com idade de 2.618 ± 14 Ma (Arcanjo et al. submetido). O Granito Serrote, alojado nas sequências gnáissicas correlacionadas ao Complexo Colmeia por Costa et al. (1983), teve igualmente sua idade atribuída ao Arqueano. No entanto ao ser datado pelo método de Pb/Pb em zircão revelou uma idade de 1.851 ± 41 Ma (Souza & Moura 1996).

Adicionalmente, dois corpos de granitóides ocorrem ainda nessa área: o Granitóide Matança, que está em contato tectônico com as sequências pertencentes ao Maciço de Goiás (Hasui et al. 1984a) (Fig. 1) e, a Suíte Santa Luzia, um grupo de rochas graníticas descritas por Hasui et al. (1984b), que expõe-se em meio à sequências supracrustais. Uma recente investigação geocronológica realizada por Gorayeb et al. (2000), pelo método de Pb/Pb em zircão, revelou, para o Granitóide Matança, uma idade de cristalização de 564 ± 4 Ma. Dados geocronológicos pelo método Rb/Sr em rocha total obtidos por Avelar (1993), revelaram uma idade de 665 ± 12 Ma ($R_i = 0,70735$), representativa de uma idade mínima de cristalização para estas rochas.

MÉTODOS ANALÍTICOS Os estudos geocronológicos pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão) foram desenvolvidos no Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará - Pará-Is. As rochas selecionadas para este estudo pertencem a três unidades litostrostráficas distintas, reconhecidas originalmente por Costa et al. (1983) e Hasui et al. (1984b) e consideradas de idade arqueana (Costa et al. 1983, Hasui et al. 1984b, Costa 1985, Hasui & Costa 1990 e Abreu et al. 1994). Dessa forma foram coletados: 1) ortognaisses granodioríticos e gnaisses calciossilicáticos, considerados como representantes do Complexo Colmeia; 2) gnaisses tonalíticos, agrupados no Complexo Rio dos Mangues e 3) gnaisses sieníticos da Serra da Estrela, possivelmente relacionados à Suíte Monte Santo.

A separação de zircão foi realizada a partir de concentrados de minerais pesados que foram obtidos pela pulverização e bateamento das rochas e posterior peneiramento nas frações granulométricas inferiores a 0,35 mm.

Os concentrados de minerais pesados foram submetidos inicialmente a tratamento com bromoformio. A fração pesada sofreu, em seguida, separação magnética com um separador *Frantz Isodynamic*. Foram selecionados, preferencialmente, para análise geocronológica, os cristais da fração não magnética (NM) obtidos com 20° de inclinação longitudinal e 0° de inclinação lateral, com uma corrente de 1,5 amperes. Eventualmente, na ausência dessa fração, teve-se que analisar zircões da fração magnética (M) a 0°, ou não magnética com 1° de inclinação lateral.

Após limpeza com HNO (50%), os cristais de zircão foram triados com o auxílio de uma lupa binocular. Os cristais selecionados para datação foram aprisionados em um filamento simples de rênio, em formato de canoa, e a composição isotópica do Pb foi determinada utilizando um espectrômetro de massa VG ISOMASS 54E equipado com um detector Daly (fotomultiplicador).

O método de datação aplicado consiste na determinação da idade aparente $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de um único cristal de zircão. A razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é obtida através da evaporação de Pb do zircão em sucessivas etapas de aquecimento. Cada incremento de temperatura é representado por um

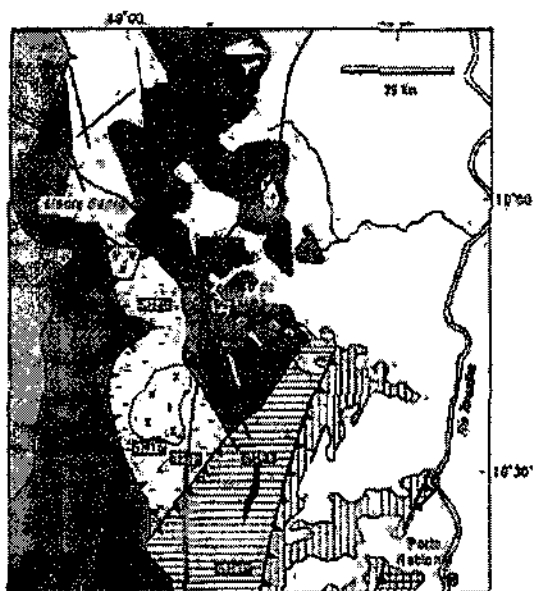


Figura 2 - Mapa geológico simplificado da região de Paraíso do Tocantins segundo Costa et al. (1983). Amostras datadas são representadas pelo prefixo SH. A legenda encontra-se na figura 1.

conjunto (bloco) de 6 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. A média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de cada bloco obtido, com aumentos sucessivos de temperatura, é plotada no diagrama idade versus etapas de aquecimento. Ao final da análise do Pb evaporado diretamente do zircão, os blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de mais altas temperaturas, em geral, tendem a formar um platô de idades, o qual corresponde à composição isotópica do Pb evaporado das porções mais reativas da estrutura cristalina do zircão. Correções do Pb comum (^{204}Pb) foram feitas mediante uso do modelo de evolução do Pb em estágio duplo proposto por Stacey & Kramers (1975).

No Pará-Iso são adotados alguns critérios metodológicos visando à interpretação das idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas (Gaudette et al. 1998). Entre eles, destacamos os seguintes:

- 1) Obtenção de sinal de Pb suficientemente intenso, duradouro e estável para que se possa definir um platô de idade a partir de pelo menos 5 blocos de razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.
- 2) As razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ desses blocos devem ser inferiores a 0,0004 para tornar mínima a correção de Pb de contaminação ou inicial.

A aplicação do método Pb-Pb em monocristais de zircão, utilizando filamento simples, tem sido discutida por Gaudette et al. (1993), Macambira et al. (1994) e Moura et al. (1996). Uma descrição detalhada do procedimento experimental do método, incluindo o tratamento estatístico dos resultados e a interpretação dos mesmos encontra-se em Gaudette et al. (1998).

RESULTADOS Ao longo desse trabalho foram datados zircões de cinco rochas das sequências do embasamento do Cinturão Araguaia. Das rochas tidas como integrantes do Complexo Colmeia, foram selecionados um ortogneisse granodiorítico (SH40) e um gnaíse calciossilicático (SH12) com seu leucossoma de composição granodiorítica (SH15), enquanto que do Complexo Rio dos Mangues, foram datados zircões de um gnaíse tonalítico (SH36). Um gnaíse sienítico (SH33) da Serra da Estrela foi selecionado como representante da Suíte Monte Santo (Fig. 2). A Tabela 1 apresenta os resultados analíticos.

Gnaíse Granodiorítico (SH40) Essa rocha possui coloração cinza clara e é composta mineralogicamente por quartzo, ortoclásio e plagioclásio (An 25), como essenciais, e biotita, moscovita, epidoto, apatita, zircão e opacos, como acessórios. Apresenta fenocristais de plagioclásio com tamanhos variando de 2 a 5 mm. Esses cristais são subautomórficos e, em sua grande maioria, apresentam maclamento do tipo albita.

Os cristais de zircão analisados do gnaíse granodiorítico pertencem às frações 0° M e 0° NM. São cristais predominantemente curtos, subautomórficos, de coloração castanho clara, com arestas levemente corroídas e fraturadas, apresentando ainda algumas inclusões. Foram

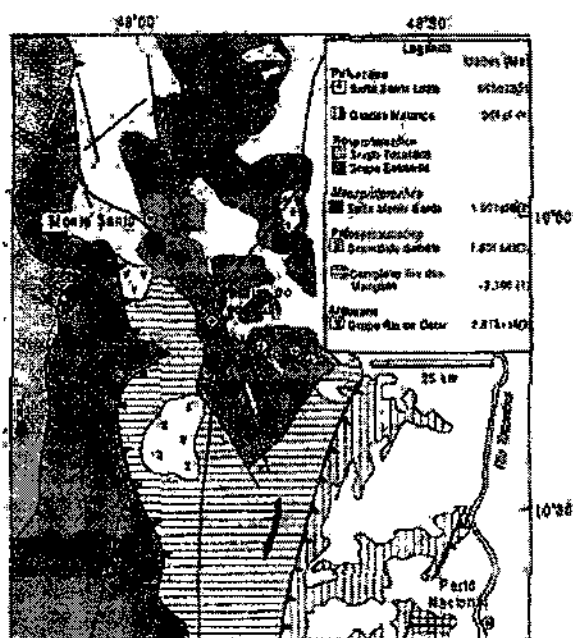


Figura 3 - Mapa geológico simplificado da região de Paraíso do Tocantins, modificada de Costa et al. (1983). Incorporação de rochas conhecidas como Complexo Colmeia no Complexo Rio dos Mangues. Ao lado, proposta estratigráfica sus cinto para as unidades do embasamento, na região de Paraíso do Tocantins, modificada de HASUI et al. (1981, 1984b) e COSTA (1985). Idades segundo: (1) Souza & Moura (1996); (2) Souza & Moura (1995); (3) Arcanjo et al. (2000); (4) Gorayeb et al. (2000); (5) Avelar (1993).

analisados dezoito cristais, dos quais, nove não forneceram emissão para leitura espectrométrica e um cristal foi eliminado por apresentar número de blocos inferior a 5. Nos 8 zircões restantes, 128 blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ forneceram uma idade média de 2.014 ± 36 Ma, apesar de apresentarem idades variando entre 1.891 ± 73 Ma (cristal 5) e 2.126 ± 77 Ma (cristal 8) (Tab. 1, Fig. 4A).

Gnaíse Calciossilicático (SH12) O gnaíse calciossilicático apresenta granulação grossa sendo que se observa, por vezes, um bandamento desenhado por leitos de minerais máficos de granulação fina, alternados com leitos de agregados quartzo-feldspáticos. Os minerais essenciais são microclínio, plagioclásio (An 28), quartzo, hornblenda, diopsídio e epidoto e os acessórios são titanita, apatita, zircão e opacos; entre os secundários tem-se clorita, moscovita e carbonatos. Localmente, tanto alguns minerais máficos (hornblenda, titanita e epidoto), como os fêlsicos, notadamente o quartzo, cujos grãos fazem contato geralmente por junção triplíce, apresentam textura em mosaico.

No gnaíse calciossilicático, foram separados e analisados 13 cristais de zircão pertencentes à fração 0° NM. São zircões bem cristalizados, prismáticos, subautomórficos, alongados e normalmente translúcidos com tonalidades rosadas; possuem fraturas e inclusões e raramente são metamórficos. Do total de cristais de zircão analisados, 10 foram considerados para o cálculo da idade, fornecendo 170 blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e uma idade média de 2.083 ± 27 Ma. Similarmente à amostra anterior, existe uma variação significativa nas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas que variaram entre 2.012 ± 20 Ma (cristal 11) e 2.200 ± 26 Ma (cristal 6) (Tab. 1, Fig. 4B).

O leucossoma granodiorítico (SH15) do gnaíse calciossilicático possui coloração rosada e é composto mineralogicamente por quartzo, microclínio e plagioclásio (An 21) como essenciais, e biotita, moscovita, epidoto, apatita, zircão e opacos como acessórios. Textualmente destacam-se fenocristais de feldspato potássico com dimensões superiores a 5mm, levemente orientados. O leucossoma pode exibir foliação incipiente, desenhada pela orientação de quartzo, moscovita e feldspato.

Os cristais de zircão do leucossoma analisados são pequenos, subautomórficos, alongados e normalmente metamórficos, com bordas corroídas; pertencem à fração 1° magnética (1° M), pois não foram obtidos cristais de zircão nas frações 0° NM e 0° M. Foram analisados dezesseis cristais de zircão, dos quais oito não forneceram emissão para leitura espectrométrica. Dois cristais foram eliminados, um por

apresentar um erro muito grande sobre a idade (2194 ± 285 Ma) e o outro por mostrar uma dispersão muito grande dos blocos em relação à média. A idade foi, portanto, calculada com 6 zircões, obtendo-se 128 blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, que forneceram uma idade média de 1.811 ± 32 Ma (Tab. 1, Fig. 4C).

Gnaiss Tonalítico (SH36) O gnaiss tonalítico é uma rocha cinza escura e, como característica marcante, apresenta-se extremamente migmatizado. Mineralogicamente é constituído de plagioclásio (An 32), quartzo, biotita, alanita, epidoto, zircão, apatita, titanita, moscovita e poucos opacos. Os cristais de alanita encontram-se metamitizados e cristais secundários de epidoto encontram-se normalmente em contato com o plagioclásio. Em lâmina delgada a rocha exibe textura xenoblástica e, localmente, apresenta grande quantidade de lamelas de biotita normalmente cloritizadas, orientadas e definindo uma foliação. Esta, por sua vez, é paralela ao bandamento, desenhado pela alternância de leitos máficos e félsicos.

No gnaiss tonalítico os cristais de zircão analisados pertencem à fração 0° NM e são translúcidos, prismáticos, automorfos a subautomorfos, longos, normalmente fraturados e com inclusões. Quatorze grãos de zircão foram analisados, porém, desses, 6 não apresentaram emissão para a análise espectrométrica e 2 foram eliminados porque o número de blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ era inferior a 5.

As análises dos seis cristais de zircão restantes não permitiram a definição de uma idade platô, pois constatou-se um padrão de crescimento contínuo das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, com o aumento da temperatura de análise, resultando em idades variando desde 500 Ma até valores superiores a 2.000 (Fig. 4D). A grande variação nos resultados das análises produz um erro elevado nas idades e, neste caso, a idade média obtida não tem significado geológico. As idades da ordem de 2.000

Ma obtidas nos blocos com mais elevadas temperaturas de evaporação, são interpretadas como idades mínimas de cristalização dos zircões (Tab. 1).

Gnaiss Sienítico (SH33) O gnaiss sienítico associado ao corpo de nefelina gnaiss da Serra da Estrela é caracterizado por uma coloração rosa predominante, destacando-se cristais orientados de feldspato que se intercalam com leitos acinzentados constituídos de minerais máficos. Mineralogicamente é constituído por cristais de albita, microclínio, titanita, aegirina-augita, biotita e opacos automorfos (magnetita). Essa rocha possui granulação média com tamanho dos grãos em torno de 2mm. A textura varia de granoblástica, principalmente entre os agregados de álcali-feldspato até xenoblástica onde normalmente predominam os cristais de plagioclásio.

Os cristais de zircão do gnaiss sienítico são curtos, automorfos a subautomorfos, algo translúcidos, com muitas inclusões e bastante metamitizados, prevalecendo a tonalidade caramelo. Foram separados e analisados 32 cristais de zircão da fração 0° NM, dos quais 11 não emitiram Pb suficiente para leitura espectrométrica. Dos 21 cristais de zircão restantes, somente dois foram aproveitados para a obtenção da idade por terem gerado número de blocos das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, igual ou superior a cinco, após a correção do Pb de contaminação. Nos dois zircões que participaram do cálculo da idade foram lidos 11 blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Tab. 1), que forneceram uma idade média de 1.006 ± 86 Ma (Fig. 4E). Os demais zircões não aproveitados mostraram uma tendência para idades levemente inferiores ou próximas de 1.000 Ma.

DISCUSSÃO As idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão têm sido interpre-

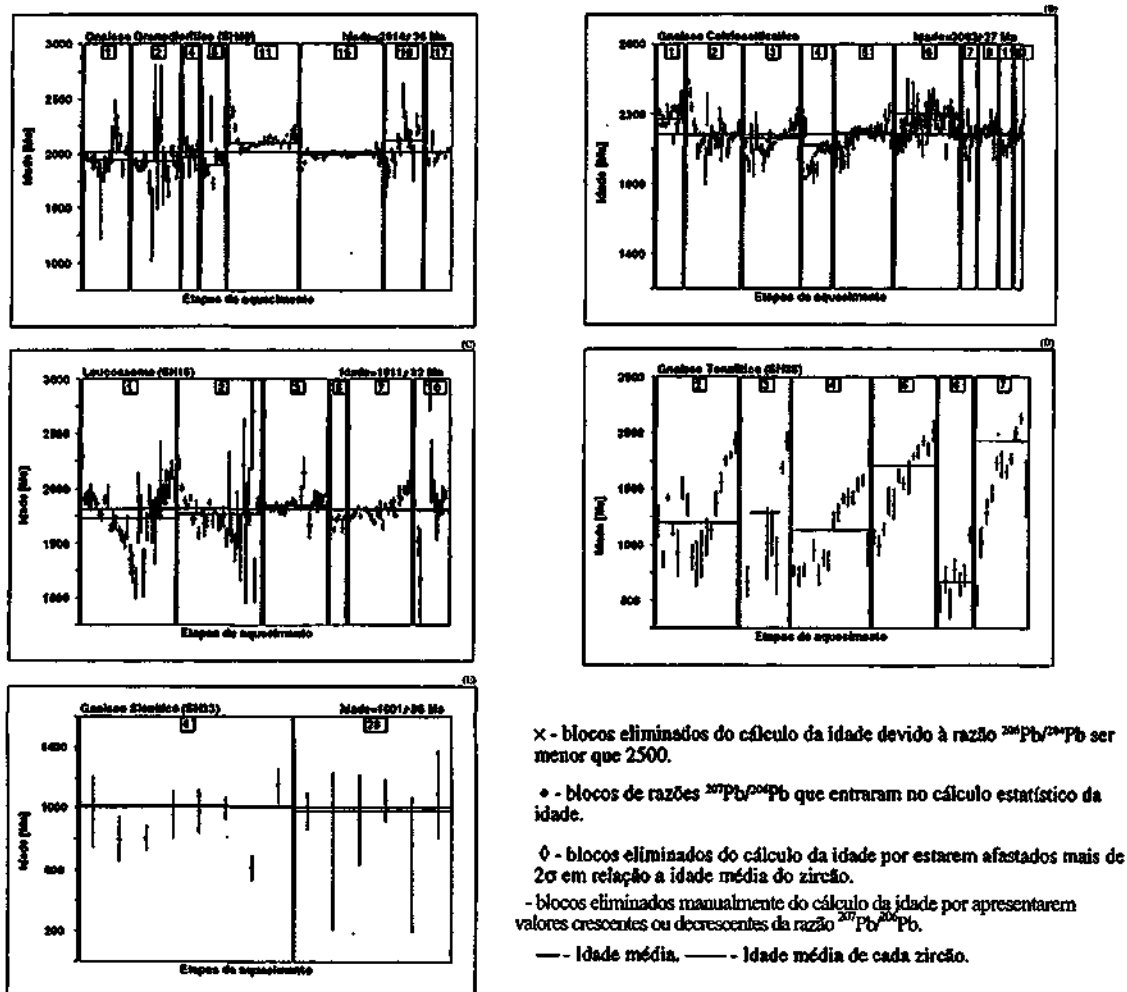


Figura 4 - Diagramas representando a idade (ordenada) versus etapas de aquecimento (abscissa), das rochas gnáissicas da região de Paraíso do Tocantins, pelo método Pb/Pb em zircão. (A) 8 cristais de zircão pertencentes a gnaisses granodiorítico; (B) 10 cristais de zircão pertencentes a gnaiss calcossilicático; (C) 6 cristais de zircão pertencentes a leucossoma granodiorítico associado a gnaiss calcossilicático; (D) 6 cristais de zircão pertencentes a gnaiss tonalítico; (E) 2 cristais de zircão pertencentes a gnaiss sienítico.

tadas como idades mínimas de cristalização do zircão (Kober 1987), embora, tenha sido demonstrado por diversos autores que essas idades podem se superpor, nos limites dos erros analíticos, às idades obtidas pelo método U/Pb em monocristais polidos de zircão (Kröner *et al.* 1996, Karabinus & Gromet 1993, Kröner *et al.* 1994).

Utilizando a técnica do filamento simples, Moura *et al.* (1996) e Gaudette *et al.* (1998) demonstraram que as idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de monocristais de zircão podem ser ligeiramente mais jovens que as idades U/Pb convencionais em zircão de rochas ígneas não deformadas ou levemente deformadas. No entanto, essas idades em geral se superpõem dentro dos limites dos erros analíticos. Dessa forma, as idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apresentadas neste trabalho são interpretadas como idades mínimas de cristalização dos cristais de zircão. Entretanto, acredita-se que essas idades, dentro dos limites dos erros analíticos, possam estar muito próximas da idade verdadeira de cristalização desse mineral.

A idade aparente $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2.014 ± 36 Ma (Fig. 3A) obtida nos zircões do gnaiss granodiorítico é interpretada como idade mínima de cristalização desses minerais. Dá-se preferência a esta interpretação sobretudo pelo fato de existir uma variação considerável nas idades dos cristais de zircão (Tab. 1). Dessa forma, essa idade média indica uma idade mínima de cristalização do protólito ígneo desse ortogneiss uma vez que o sistema U/Pb em zircão é robusto o suficiente para preservar essa informação (Page & Bell 1985, Evans & Fisher 1986, Fanning *et al.* 1988). A aceitação dessa hipótese implica na existência de um evento magmático transamazônico acrecionário na região estudada, muito embora inexistam dados Sm/Nd para comprovar esta hipótese.

O significado atribuído para a idade de 2.083 ± 28 Ma (Fig. 4B), obtida em zircões do gnaiss calciossilicático, depende da interpretação da origem dos cristais de zircão analisados. O fato desses cristais provirem de uma rocha metasedimentar abre a possibilidade dos zircões terem se formado durante o metamorfismo que atingiu a rocha ou constituírem grãos detriticos. No primeiro caso, os zircões teriam se formado durante processos metamórficos ligados ao Ciclo Transamazônico. Evidências nesse sentido foram encontradas por Gorayeb (1996) que determinou idades Rb-Sr em rocha total em rochas de alto grau metamórfico da região de Porto Nacional. As razões iniciais ($\sim 0,701$) são bastante baixas em quase todas as isócronas de granulitos máficos (2.010 ± 98 Ma) e enderbitos (2.182 ± 153 Ma) exceto nos kinzigitos (1.925 ± 121 Ma), com $\text{Ri} = 0,704$. Essas idades foram interpretadas como indicadoras da idade mínima para os principais processos metamórficos e deformacionais atuantes na região. Alternativamente, no caso dos zircões serem detriticos, o resultado obtido poderia indicar a idade da rocha fonte da sedimentação, ou seja, os zircões seriam provenientes do retrabalhamento através de um ciclo sedimentar de rochas formadas em torno de 2.100 Ma. Nesse caso, essa idade também estabeleceria o tempo máximo da sedimentação da rocha calciossilicática.

A idade de 1.818 ± 34 Ma fornecida pelos zircões do leucossoma granodiorítico (Fig. 4C) associado à rocha calciossilicática merece

uma discussão cautelosa visto que os cristais analisados são metamórficos, provenientes da fração 1° M, o que pode levar a obtenção de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ bem menores que a real. Essa rocha foi afetada pela deformação relacionada com a instalação do Cinturão Araguaia, durante o Ciclo Brasileiro e o grau mais acentuado de metamitização desses cristais de zircão, pode ter favorecido a abertura do sistema U-Pb, causando perda parcial de Pb. Não obstante, a idade obtida pode estar relacionada à influência do magmatismo que gerou o Granito Serrote datado de 1.851 ± 41 Ma (Sousa & Moura 1996). A proximidade dessa amostra com esse corpo granítico (Fig. 2) reforça essa interpretação.

Os cristais de zircão analisados do gnaiss tonalítico (SH36) mostraram um padrão crescente das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, que forneceu idades variando de 500 a 2.000 Ma. Esse tipo de padrão pode indicar uma mistura de duas fases causada, por exemplo, por um sobrecrecimento de uma borda mais jovem em um núcleo de idade mais antiga. Feições de sobrecrecimento foram encontradas em grãos de zircão da amostra datada, examinados em microscópio petrográfico. Como essa rocha apresenta-se intensamente migmatizada, é possível argumentar que esse sobrecrecimento estaria relacionado a essa migmatização, muito provavelmente de idade brasileira. Admite-se, portanto, que as idades em torno de 2,0 Ga (Fig. 4D), obtidas a mais altas temperaturas para os zircões analisados, representariam idades mínimas de cristalização para esse gnaiss tonalítico.

O gnaiss sienítico (SH33), associado aos gnaisses alcalinos da Serra da Estrela, forneceu uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão de 1.001 ± 86 Ma (tab. 1, Fig. 4E), que foi interpretada como idade mínima de cristalização para essa rocha. Essa interpretação sugere que os gnaisses alcalinos, incluídos na Suite Monte Santo, representariam um magmatismo alcalino do final do Mesoproterozóico, que marcaria a fase distensiva do processo de formação do Cinturão Araguaia. Magmatismos alcalinos dessa idade estão ligados a tafrogênese no período Toniano, que resultou na fragmentação do Supercontinente Rodínia (Hoffman 1991). No Brasil, evidências desse evento distensivo têm sido encontradas na Amazônia (Bittencourt *et al.* 1999), bem como na Província Borborema (Brito Neves & Fuck 1999) e no Cráton São Francisco (Machado & Noce 1993).

Os dados geocronológicos apresentados neste trabalho revelam uma expressiva ação do Ciclo Transamazônico na área estudada, contrapondo-se a concepção anterior de se tratar de um substrato essencialmente de idade arqueana (Costa *et al.* 1983, Hasui *et al.* 1984a, Costa 1985, Hasui & Costa 1990, Abreu *et al.* 1994). As amostras SH12, SH15 e SH40 são provenientes de áreas originalmente correlacionadas ao Complexo Colmeia, de idade arqueana, conforme definido no segmento setentrional do Cinturão Araguaia. Portanto, a sugerida extensão da área de ocorrência dessa unidade litostrostratigráfica para a porção sul do embasamento do Cinturão Araguaia não é sustentada pelos dados geocronológicos.

O gnaiss tonalítico (amostra SH36), coletado na área mapeada como Complexo Rio dos Mangues, também foi formado mais provavelmente no Paleoproterozóico. Consequentemente, a idade arqueana

Tabela 1 - Resultados analíticos Pb/Pb por evaporação em zircão de rochas gnáissicas da região de Paraíso do Tocantins.

Rocha	Localização	Zircão	Nº de Medidas	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_{\text{calc}}$	Idade (Ma)
Gnaiss Granodiorítico (SH40)	10°11' 40°54'	Cristal 1	14	0,00012601	0,123019	0,119208	1840±3
		Cristal 2	4	0,00005201	0,120004	0,118108	1820±8
		Cristal 4	5	0,00017154	0,122107	0,119025	1990±1
		Cristal 5	9	0,00013534	0,117205	0,118707	1891±3
		Cristal 11	15	0,00013700	0,116408	0,118009	1860±3
		Cristal 15	29	0,00004700	0,123305	0,118208	1990±7
		Cristal 16	13	0,00013504	0,118205	0,118205	1860±4
		Cristal 19	10	0,00003035	0,115603	0,113607	1810±6
						IDADE	
Gnaiss Calciossilicático (SH12)	10°23' 45°56'	Cristal 1	13	0,00012900	0,118205	0,116705	2170±0
		Cristal 2	26	0,00007500	0,118504	0,118504	205±0
		Cristal 3	30	0,00003600	0,117906	0,117010	2000±0
		Cristal 4	9	0,00003300	0,115406	0,114408	2021±5
		Cristal 5	23	0,00008000	0,118006	0,118007	2000±0
		Cristal 6	9	0,00009100	0,111102	0,117000	2300±6
		Cristal 7	5	0,00002000	0,113000	0,118203	2070±0
		Cristal 8	10	0,00006100	0,113504	0,118004	2170±9
		Cristal 11	7	0,00014700	0,118707	0,113004	2010±0
		Cristal 13	5	0,00006100	0,117801	0,117807	2040±3
						IDADE	
Leucossoma (SH35)	10°25' 49°00'	Cristal 1	14	0,00012500	0,109104	0,109003	1750±0
		Cristal 2	16	0,00007300	0,109004	0,109105	1760±0
		Cristal 3	20	0,00003000	0,116000	0,112600	1850±3
		Cristal 6	5	0,00014300	0,107105	0,106104	1710±6
		Cristal 7	11	0,00015700	0,111405	0,110300	1800±6
		Cristal 10	7	0,00009000	0,111405	0,110300	1790±6
						IDADE	
Gnaiss Tonalítico (SH36)	10°41' 45°43'	Cristal 2	4	0,00002000	0,001105	0,000100	1990±9
		Cristal 3	3	0,00003000	0,072000	0,063000	1000±0
		Cristal 4	13	0,00017000	0,081102	0,077000	1770±0
		Cristal 5	2	0,00010000	0,109000	0,104000	2010±0
		Cristal 6	5	0,00002000	0,060000	0,061700	1000±0
		Cristal 7	2	0,00002000	0,113500	0,110000	2120±0
Gnaiss Sienítico (SH33)	10°26' 45°43'	Cristal 4	5	0,00002000	0,070000	0,072000	1010±0
		Cristal 10	4	0,00003000	0,071000	0,071000	970±0
						IDADE	

sugerida para esta unidade é igualmente questionável com base nesse dado geocronológico. Da mesma forma, a idade do gnaíse sienítico (amostra SH33) permite descartar a idade arqueana sugerida para a Suíte Monte Santo.

No que concerne às rochas do embasamento do Cinturão Araguaia, a única similaridade registrada entre as porções norte e sul desse cinturão é a presença de corpos graníticos intrusivos do Paleoproterozóico, deformados no ciclo Brasileiro. No segmento norte, essas rochas são representadas pelo Gnaíse Cantão, com idade Pb-Pb em zircão de 1,85 Ga. (Moura & Gaudette 1993b, Moura & Gaudette 1999). Na porção sul ocorre o Granitóide Serrote cuja datação pelo método de Pb-Pb em zircão, indicou uma idade mínima de cristalização para esse corpo de 1.851 ± 41 Ma (Sousa & Moura 1996). Não se sabe, no entanto, se o contexto tectônico em que se alojou esse batólito era similar àquele em que se formou o protólito do Gnaíse Cantão, seu contemporâneo no segmento norte do Cinturão Araguaia.

Os dados geocronológicos aqui apresentados e aqueles disponíveis na literatura sugerem que o embasamento da porção sul do Cinturão Araguaia pode ser considerado como um terreno distinto daquele que constitui o embasamento da porção norte desse cinturão. No segmento norte, o embasamento é caracterizado por rochas de idade arqueana (Complexo Colmeia), intrudido por granitóides do Paleoproterozóico (Gnaíse Cantão) e é entendido como sendo uma extensão do Cráton Amazônico (Moura & Gaudette 1994). Contrariamente, p embasamento do segmento meridional do Cinturão Araguaia é constituído, predominantemente, de rochas do Paleoproterozóico, sendo que a existência de rochas de idade arqueana não foi ainda confirmada, embora faltem dados geocronológicos por outros métodos e datações complementares em rochas vulcano-sedimentares do Grupo Rio do Coco. Consequentemente, propõe-se neste trabalho um novo ordenamento litostrográfico para as rochas do embasamento do segmento sul do Cinturão Araguaia.

Nesta proposta, pelo fato de não existirem dados geocronológicos para o Grupo Rio do Coco, ainda manteve-se essa unidade como a

única possível representante do Arqueano na área. Devido a não comprovação da existência de rochas gnaíssicas de idade arqueana, foi abolida a sugerida correlação dos complexos gnaíssicos da área estudada com o Complexo Colmeia (Moura & Souza 1996). Em função disso, optou-se pela expansão do termo Complexo Rio dos Mangues para agrupar as rochas gnaíssicas estruturadas no Paleoproterozóico. Ao final do Paleoproterozóico, alojou-se nas rochas gnaíssicas do Complexo Rio dos Mangues, o Granitóide Serrote, datado de 1,85 Ga (Sousa & Moura 1996). No Mesoproterozóico se alojaram as rochas da Suíte Monte Santo, provavelmente relacionadas ao processo de rifteamento responsável pela formação da bacia que resultou na deposição dos sedimentos do Supergrupo Baixo Araguaia. Finalmente, no Ciclo Brasileiro, ligado ao processo de estruturação do Cinturão Araguaia, houve a colocação do Granitóide Matança, cuja idade Pb/Pb em zircão é de 564 ± 4 Ma (Gorayeb et al. 2000).

CONCLUSÕES Os dados geocronológicos apresentados neste trabalho revelam uma expressiva ocorrência de rochas de idade proterozóica na área estudada, contrapondo-se a concepção anterior de se tratar de um substrato essencialmente de idade arqueana. Tanto as amostras SH12, SH15 e SH40, que são provenientes de áreas originalmente correlacionadas ao Complexo Colmeia, como a amostra SH36, coletada na área mapeada como Complexo Rio dos Mangues, possuem idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ paleoproterozóicas. Da mesma forma, a idade de 1001 ± 86 Ma do gnaíse sienítico (amostra SH33) permite descartar a idade arqueana sugerida para a Suíte Monte Santo.

Agradecimentos Este trabalho é parte da dissertação de mestrado da primeira autora e contou com o apoio do CNPq através da concessão de uma bolsa de estudo (OF, N° 216/93-CPGG). O apoio financeiro concedido pela UFPA através do Curso de pós-graduação em Geologia e Geoquímica foi fundamental para a realização dos trabalhos de campo no Estado do Tocantins. A dois revisores anônimos da RBG pela análise crítica do original.

Referências

- Abreu F.A.M. 1978. O Supergrupo Baixo Araguaia. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 30, Recife, Anais, 2: 539-545.
- Abreu F.A.M., Gorayeb P.S.S., Hasui Y. 1994. Tectônica e Inversão Metamórfica no Cinturão Araguaia. In: SBG, Simpósio Geologia Araguaia, 4, Belém, Resumos Expandidos, 1-4.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Neves B.B.B., Fuchs R.A. 1977. Província Estrutural Brasileira. In: SBG, Simpósio Geologia Nordeste, 8, Campina Grande, Alas, 363-391.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Neves B.B.B. 1976. The upper Proterozoic of South America. In: *Boletim do Instituto de Geociências da USP*, 7: 45-80.
- Arcanjo S.H.S., Moura C.A.V., Abreu F.A.M., Gorayeb P.S.S. 2000. Rio do Coco Group: a 2.6 Ga orogenic belt in the Paleoproterozoic Tocantins Shear Belt, Central Brazil. In: SBG, Congresso Internacional de Geologia, 31, Rio de Janeiro, (In Press).
- Azeiteiro V.G. de. 1993. Estudo Petrográfico e Petroológico da Suíte Santa Luíza, região de Paraisópolis - Tocantins. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Belém, Trabalho de Conclusão de Curso, 36p.
- Barradas J.A.S., Lafon J.M., Kolschubey B. 1992. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr da região de Monte do Carmo - Porto Nacional, TO. Novos resultados. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 37, São Paulo, Anais, 2: 182-183.
- Barreira C.F. & Dardane M.A. 1981. Sequência vulcano-sedimentar do Rio do Coco. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1, Goiânia, Alas, 241-264.
- Brito Neves B.B. & Fuchs R.A. 1999. From Rodinia to the Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Epibolus*, 22(3): 155-165.
- Costa J.B.S. 1980. Estratigrafia da região de Colmeia. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 31, Camboriú, Anais, 2: 720-728.
- Costa J.B.S. 1985. Aspectos litó-estruturais e evolução crustal da região centro norte de Goiás. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Belém, Tese de Doutorado, 209p.
- Costa J.B.S., Gorayeb R.S. de S., Berner R.L., Gama Jr. R., Kolschubey B., Lemos R.L. 1983. Projeto Paraisópolis do Norte: relatório final. Belém, UFPA. Centro de Geociências. 125p.
- Costa J.B.S., Hasui Y., Gorayeb P.S.S. 1988. Cinturão Araguaia. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 35, Belém, Roteiro de Excursões, 71-92.
- Dalkagnol R., Teixeira N.P., Macambira J.B., Kolschubey B., Gorayeb P.S.S., Santos M.D. 1988. Petrologia dos Gnaísses e Migmatitos da porção norte da Faixa de Dobramentos Araguaia-GO - Brasil. In: SBG, Congresso Latino Americano Geologia, 7, Belém, Anais, 1: 1-9.
- Evan K.V. & Fisher L.B. 1986. U-Pb geochronology of two augen gneiss terranes, Idaho: new data and tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23: 1919-1927.
- Fanning C.M., Flinn R.B., Parker A.J., Ludwig K.R., Blisset A.H. 1988. Refined Proterozoic evolution of the Gawler Craton, South Australia, through U-Pb zircon geochronology. *Precambrian Research*, 40(4): 363-386.
- Gaudette H.E., Lafon J.M., Moura C.A.V., Scheller T. 1993. Dalaço de monocristais de /zirco por evaporação de Pb no Laboratório de Geologia Isotópica - UFPA: metodologia e primeiros resultados. In: SBG, Congresso Brasileiro Geocronologia, 4, Brasília, Anais, 235-237.
- Gaudette H.E., Lafon J.M., Moura C.A.V., Scheller T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ion/irradiation ages with conventional U-Pb results: examples from the Precambrian of Brazil. *Journal South America, Earth Science*, 14(4): 351-363.
- Gorayeb P.S.S. 1996. Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional - TO. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Belém, Tese de Doutorado, 258p.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Arcanjo S.H.S. 2000. Granitoid genesis events in the Porto Nacional - Palmas - Paraisópolis do Tocantins region, Tocantins Province, Brazil. In: SBG, Congresso Internacional de Geologia, 31, Rio de Janeiro, (In Press).
- Hasui Y. & Costa J.B.S. 1990. O cinturão Araguaia: Um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 36, Natal, Anais, 6: 2535-2549.
- Hasui Y., Costa J.B.S., Abreu F.A.M. 1984a. Província Tocantins. In: Hasui Y. & Almeida F.A.M. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgar Blücher, p. 187-204.
- Hasui Y., Costa J.B.S., Gorayeb P.S.S., Lemos R.L., Gama Jr. T., Berner R.L. 1984b. Geologia do Pré-Cambriano da região de Paraisópolis do Norte de Goiás-GO. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais, 2220-2233.
- Hasui Y., Tassinari C.C.G., Siga Jr. O., Teixeira W., Almeida F.F.M., Kawashita K. 1980. Dalaços Rb-Sr e K-Ar do centro norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 31, Camboriú, Anais, 5: 2659-2687.
- Hollister P.F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out? *Science*, 252: 1405-1412.
- Karabinski P. & Gromet L.P. 1993. Applications of single-grain /zircon evaporation analyses to detrital grain studies and age discrimination in igneous suites. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 57: 4252-4267.
- Kober B. 1987. Single Grain Evaporation Combined with Pb Emulsion Bedding $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Investigations using Thermal Ion Mass Spectrometry and Implications to Zirconology. *Contributions Mineralogy and Petrology*, 96: 63-71.
- Kröner A., Jackel P., Williams I.S. 1994. Pb-loss patterns in /zircon from a high-grade metamorphic terrane as revealed by different dating methods: U-Pb and Pb-Pb ages for igneous and metamorphic /zircon from northern Sri Lanka. *Precambrian Research*, 66: 151 - 181.
- Kröner A., Hegner E., Wendt J.I., Byrly G.R. 1996. The oldest pair of the Barberton granulite-gneiss terrane, South Africa: evidence for crust formation between 3.5 and 3.7 Ga. *Precambrian Research*, 78: 105-124.
- Macambira J.B., Moura C.A.V., Lafon J.M., Scheller T. 1994. O método Pb-Pb por Evaporação em Zircão: Avaliação dos Dados Obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica de UFPA. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 39, Camboriú, Anais, 404-406.
- Machado N. & Nogueira C.M. 1993. A evolução do setor sul do cráton do São Francisco entre 3.1 e 0.5 Ga baseada em geocronologia U-Pb. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, Anais, 100-102.
- Moura C.A.V. & Gaudette H.E. 1993a. Evidence of Brasiliano/Pan-African deformation in the Araguaia Belt: Implication for Gondwana evolution. In: *Revista Brasileira de Geociências*, 23(2): 117-123.
- Moura C.A.V. & Gaudette H.E. 1993b. Zircon Ages of the Basement Orthogneisses of the Araguaia Belt, North - Central Brazil. In: SBG, Congresso Brasileiro Geocronologia, 4, Brasília, Resumos Expandidos, 232-234.
- Moura C.A.V. & Gaudette H.E. 1994. Geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia Belt, Tocantins-Brazil. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 38, Camboriú, Anais, 2240-241.
- Moura C.A.V. & Gaudette H.E. 1999. Zircon ages of basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia Belt, Brazil. A. K. Sinha (ed.), *Basement Tectonics*, 13: 155-178.
- Moura C.A.V., Gaudette H.E., Macambira J.B., Lafon J.M., Scheller T. 1996. Dalação de monocristais de /zirco por evaporação de Pb em filamentos simples: comparação com resultados U-Pb. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 39, Salvador, Anais, 6: 480-483.
- Moura C.A.V. & Souza S.H.P. 1996. Síntese dos dados Geocronológicos das rochas do Embasamento do Cinturão Araguaia e suas Implicações Estratigráficas. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 39, Salvador, Anais, 6: 31 - 34.
- Pago R.W. & Bell T.H. 1985. Isotopic and structural responses of gneisses to successive deformation and metamorphism. *Journal of Geology*, 94: 365-379.
- Souza A.C.C., Dalkagnol R., Teixeira N.P. 1985. Petrologia do Gnaíse Cantão: Implicações na Faixa de Dobramentos Araguaia Serra do Estromado-GO. *Revista Brasileira de Geociências*, 15: 300-310.
- Sousa D.J.L. de & Moura C.A.V. 1996. Estudo Geocronológico do Granitóide Serrote, Paraisópolis do Tocantins. In: SBG, Congresso Brasileiro Geocronologia, 5, Niterói, Anais, CD-ROM.
- Souza S.H.P. de. 1996. Geologia e Geocronologia da Região a sul de Paraisópolis do Tocantins. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Belém, Dissertação de Mestrado, 127p.
- Stacey J.S. & Turekian K.K. 1975. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by two-stage Model. *Earth Planetary Science Letters*, 26(2): 207-221.
- Wentworth B.F. 1984. The Evolving Continents. 2nd. New York, Great Britain, 399 p.

Manuscrito A-1116

Recebido em 25 de agosto de 1999

Revisão dos autores em 10 de julho de 2000

Revisão aceita em 15 de julho de 2000

AT
21

Jayne Leite

Compositional variation in magmas

In this chapter we survey the range of chemical compositional variation shown by magmas and discuss some of the ways in which it can be represented. The raw material of such a study consists of analyses of volcanic rocks, since these may be taken to be near approximations to liquid compositions, from which they differ mainly in the content of volatile constituents such as H_2O and CO_2 which may be lost during eruption. Plutonic rocks do not always give good indications of liquid compositions because of the role of crystal accumulation processes (see Ch. 13).

Chemical analyses of rocks are usually expressed as weight per cents of oxides for major elements (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P) and as parts per million (ppm) for trace elements. Major element analysis is usually only carried out for cations (as listed above) and it is assumed, with the exception of Fe, that they are accompanied by an equivalent amount of oxygen. Making allowance for the oxygen, an analysis for the major cations will sum to approximately 100% (usually between about 99% and 101%). The general state of oxidation of rocks is, however, such that Fe exists both as Fe^{2+} and Fe^{3+} . Normal practice therefore consists of carrying out analyses for total Fe and Fe^{2+} separately; thus Fe^{3+} is derived by calculation. Only extremely rarely is the combination of Fe (metal) with Fe^{2+} found in natural rocks, though it is, of course, characteristic of the iron meteorites. Occasionally rocks are analysed for anions other than O, e.g. S, Cl and F. When these are determined the analysis total must be reduced to make allowance for the fact that some of the O assumed to be present is in fact replaced by an equivalent weight of these other elements. The remaining major constituent of most analyses is H_2O^+ , that is to say water present in a combined state within the rock (e.g. as a constituent of amphibole or other hydrous minerals). Other water, present simply as dampness within the powder analysed, is also often quoted, under the symbol

H_2O^- . In some analyses the total volatile content is simply but only approximately expressed as 'loss on ignition'.

Inter-element correlations

Volcanic rocks show a great range of variation in most of the major constituents, but such variation is far from random and shows a series of rational patterns which we shall now explore. The analyses used for this study are taken from the tables of Carmichael, Turner and Verhoogen (1974), and for the purposes of Figures 2.1–2.3, all the analyses of volcanic rocks have been used, with the exception of the ocean floor basalts and the ultrapotassic lavas (Carmichael *et al.* 1974, Tables 8.1, 8.2 and 10.4). The basalts are excluded only because the remaining tables contain quite enough basalts for our purposes, and the ultrapotassic rocks are excluded for reasons explained later in this chapter. The remaining analyses cover the range of compositional variation of volcanic rocks adequately, though a small number from other sources have been added to make up deficiencies in the fields of trachyandesites and picritic basalts (see Figs. 2.1 and 2.2).

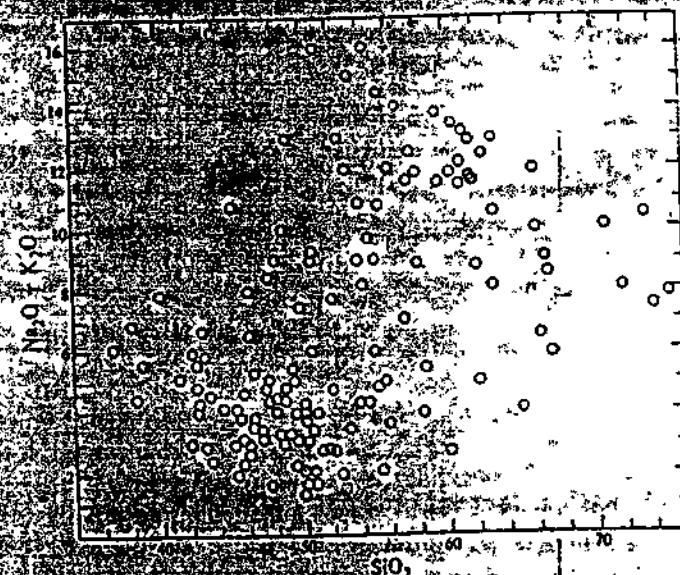


Figure 2.1. Plot of total alkalis versus silica for a wide selection of volcanic rocks (data from Carmichael, Turner & Verhoogen 1974).

4 Compositional variation in magmas

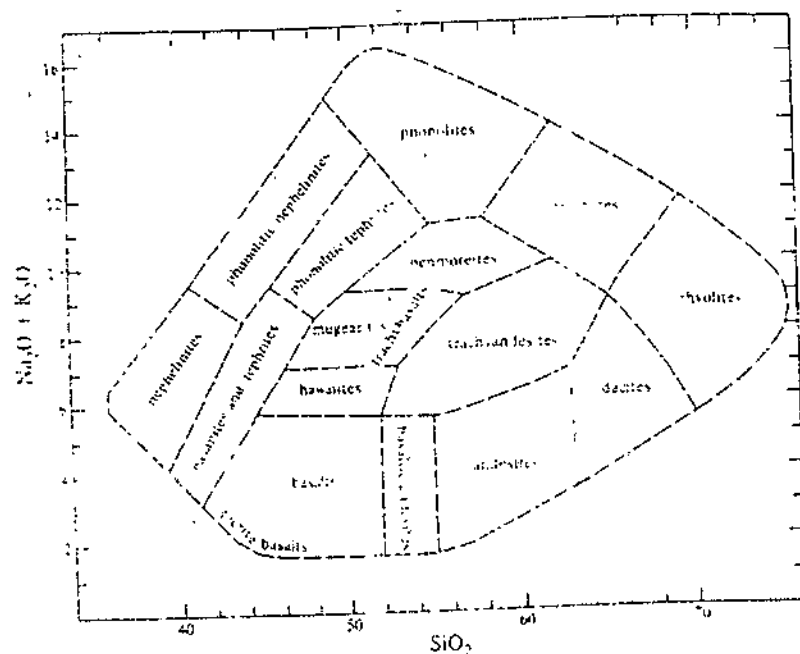


Figure 2.2 Nomenclature of normal (i.e. non-potassic) volcanic rocks. The boundaries are not intended to be sharp, the fields labelled being intended only to show the approximate areas in which different types plot. For the nomenclature of equivalent potassic types, see Table 2.1.

Alkalies, silica, and nomenclature. Two of the most important and useful chemical parameters to be considered are SiO_2 and $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ('total alkalis'). For the compiled analyses these are shown plotted against each other in Figure 2.1 which indicates the fairly precisely defined field occupied by the great majority of volcanic rocks. The broad scatter of points furthermore suggests that the two parameters may be regarded as essentially independent of each other. In Figure 2.2, the names of rock types are added to the diagram and are based almost exclusively on those given to each rock by the original investigators. If it is found, as indeed it mainly is, that all the rocks with a particular name plot in a relatively restricted field, it follows that the content of SiO_2 and total alkalis is capable of giving much more information about the rock than might at first be assumed. A term such as rhyolite, for example, may have been chosen by the original investigator for a number of reasons, but in many cases (if glassy rocks are excluded) will almost certainly have taken mineralogical features such as the presence of abundant

quartz and alkali feldspar, and the comparative rareness or absence of minerals such as olivine, pyroxene, amphibole and calcic plagioclase into consideration. These are the accepted features of rhyolite, and any gross deviation from them would have resulted in a different name having been chosen. From this it follows that if it is possible to use the SiO_2 and total alkali contents to name a rock, then it is also possible to predict the main features of the rest of its chemistry. While on the subject of nomenclature, however, several features of Figure 2.2 deserve comment. Firstly this figure is *not* intended to form a classificatory system but it has been necessary to add field boundaries to it to indicate the approximate extents of the fields into which various named rock types may normally be expected to fall. (The paper by Le Maitre (1976) includes an alkali/silica diagram for each of the rock types given in Appendix 2. These diagrams give an excellent indication of the amount of scatter which rocks with a given name may be expected to show. The names used are throughout those used by the authors originally describing the rocks.) Nevertheless it is impossible not to regard such a diagram as having some degree of classificatory function and therefore a brief digression about some of the fields is necessary.

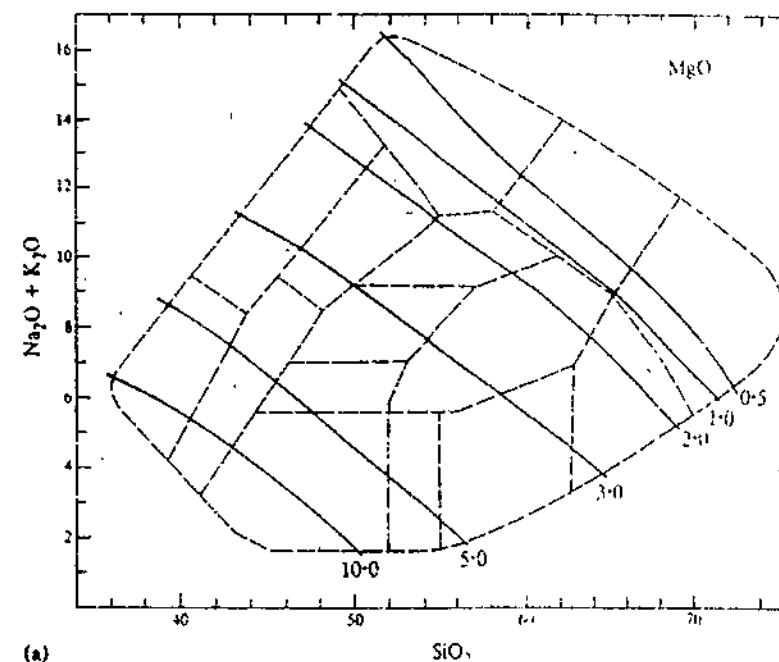
The main point of disagreement between Figure 2.2 and the named rocks used in the compilation revolves round the use of the term trachyandesite. As it happens, all the trachyandesites in the tables of Carmichael *et al.* (1974) plot in what are here designated the mugearite and benmoreite fields. We prefer, however, to use the name trachybasalt loosely to express the idea of fairly basic rocks intermediate in mineralogical character between trachyte and basalt and this therefore includes our mugearite fields (benmoreites are better thought of as basic trachytes than trachybasalts). Trachyandesites, in contrast, should lie between trachytes and andesites. They are similar in many ways to mugearites but are more silica-rich. Such rocks do exist but by chance happen not to be in the Carmichael *et al.* compilation. We have therefore added some from other sources to aid in the construction of subsequent diagrams. The average trachyandesite of Le Maitre (1976, and see Appendix 2) falls approximately in the centre of the trachyandesite field of Figure 2.2.

A number of choices of name is also available for rocks similar to mugearites but more alkali-rich. We have chosen the term phonolitic tephrite to cover the field in which the tahitites of Carmichael *et al.* fall, and phonolitic nephelinite to cover a few rocks designated sanidine nephelinite and felsic nephelinite. Additionally, the nomenclature used in the diagram does not refer to ultrapotassic types since these were excluded from our sample. The nomenclature of the more potassic rocks is discussed in a later section.

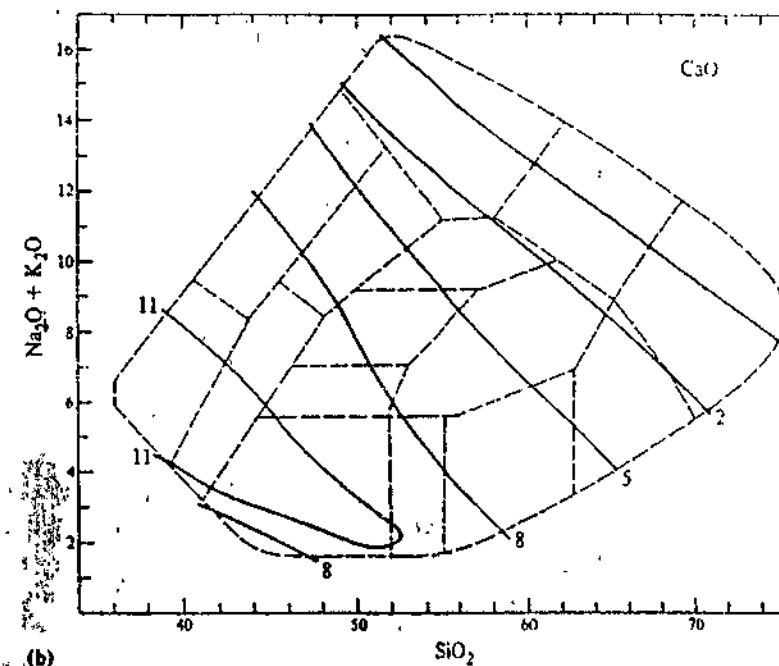
Finally we note that the nomenclature discussed here and illustrated in Figure 2.2 should be regarded as a first step, a simplified approach, towards the complexity of nomenclature as actually used for research purposes. In the following sections we discuss the relationship of Mg, Ca, Fe and Al, as well as Na and K, separately rather than together. These relationships also contribute to the question of nomenclature, since for a particular rock type it is possible not only to consider the characteristic contents of alkalis and silica but also of these other elements. The system, however, does *not* contain enough dimensions to make some important classificatory distinctions, for example between rocks with differing Fe/Mg and Ca/Al ratios (though in a later section, as noted above, an attempt is made, albeit a first approximation, to distinguish rocks of varying K/Na ratio). Thus, disagreements will inevitably arise between names actually used and names suggested by the use of the figures; and in many respects our divisions are not fine enough (for example we do not distinguish between basalts of calc-alkaline, tholeiitic and alkalic types). There need, however, be no confusion if it is remembered that we are concerned only with illustrating the approximate ranges of chemical composition characteristic of various well-known broadly defined rock groups. Appendix 1 gives a commonly used mineralogical system of nomenclature (Streckeisen 1976) for comparison, while Appendix 2 gives some recently published average analyses of rock types. For readers already familiar with the CIPW normative calculation it would be of immediate value to make a careful comparison of Figures 2.2 and A1.1 (Appendix 1).

Relationships of Mg, Ca and Fe. In Figure 2.3, contoured alkali-silica diagrams are given for MgO, CaO and $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3$ which, given $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ and SiO_2 , allow the predictions mentioned previously to be made for the contents of these oxides. The value of such predictions lies in their demonstration of the rational relationships between the various constituents. The accuracy is best judged empirically (see Exercise 3, p. 41). Too much should not be expected from this exercise but if errors are viewed in the light of the total variation of the parameter concerned then reasonable satisfaction should result. For example, MgO in lavas varies from 15 weight per cent (or more) down to less than 0.1%. If the diagram predicts 2% and the rock only actually contains 1.5%, this can, it is true, be regarded as a substantial error, but for present purposes it is a sufficiently good prediction.

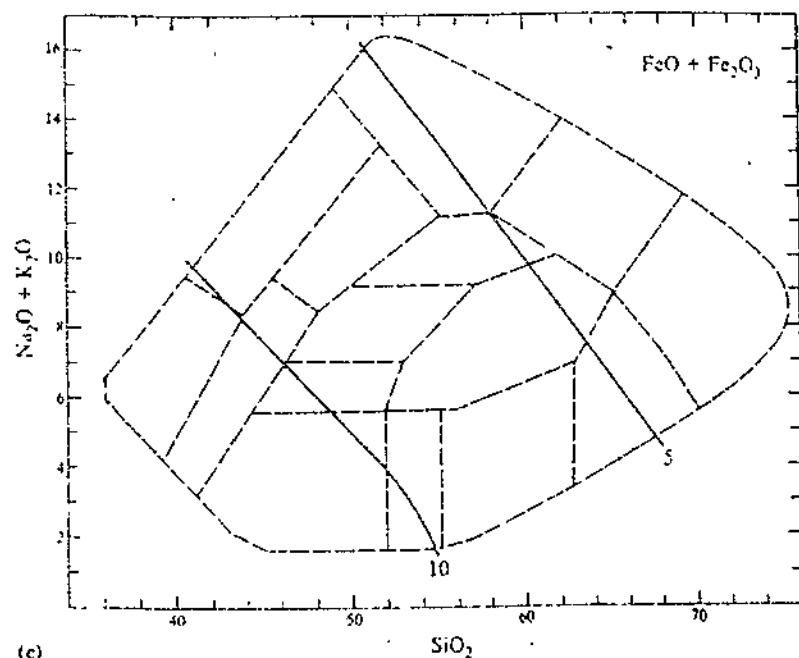
The three constituents MgO, CaO and $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, behave as a coherent group, correlating strongly with each other over most of the field of variation. Rocks which combine *low* SiO_2 with *low* total alkalis are rich in these constituents while conversely rocks combining high



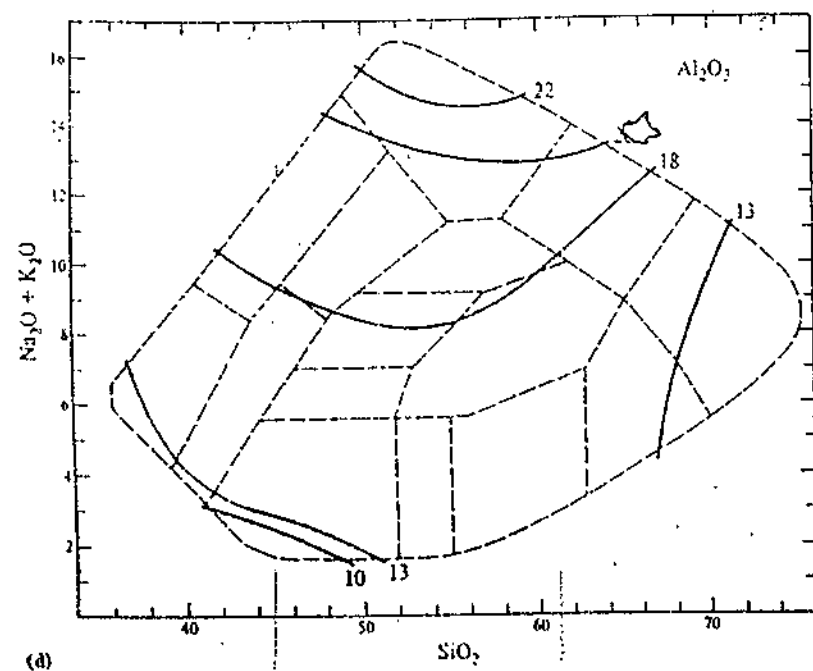
(a)



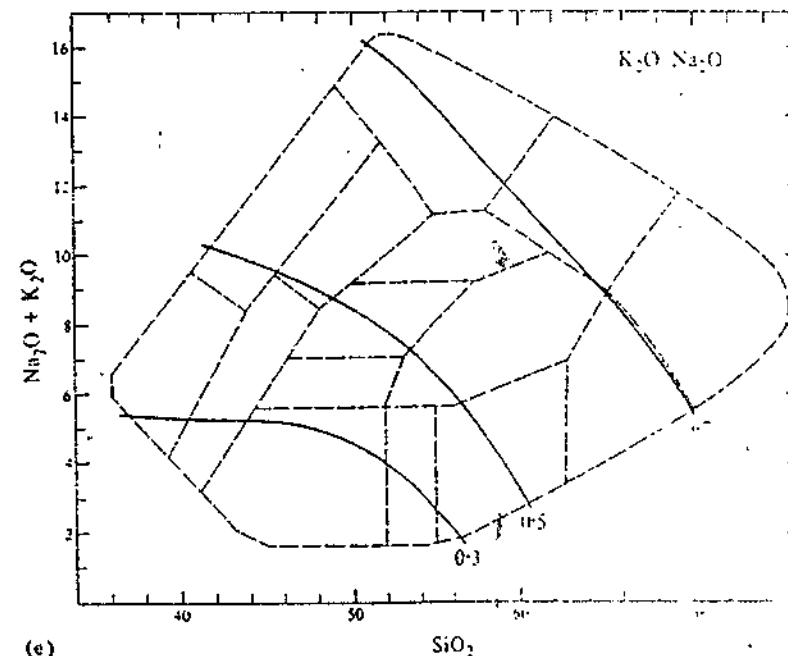
(b)



(c)



(d)



(e)

Figure 2.3 Approximate contours for weight per cents of various oxides superimposed on the alkali-silica diagram of Figure 2.2. (a) MgO . (b) CaO . (c) $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$. (d) Al_2O_3 . (e) $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$.

SiO_2 and total alkalis are poor in them. Within the group, MgO shows the highest degree of fractionation (varying from about 0.1% to over 15% in normal magmatic liquids) and CaO shows only slightly less (normal range ca. 0.4–13%). Iron is less variable and the great majority of rocks show $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ in the range 2–14%. The concept of degree of fractionation employed here is of course expressed by the ratio of the highest normal content of the constituent to the lowest content.

Although, as mentioned above, there is a positive correlation between the elements of this group over most of the field, the relationship changes in the extremely alkali-poor, silica-poor rocks (picrite basalts). In these rocks the general tendency of CaO to correlate positively with MgO is reversed and the most highly magnesian basaltic rocks generally contain rather low CaO .

Finally, with regard to the elements of this group, we note that the total content of MgO , CaO and $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ has a dominating influence on the content of ferromagnesian minerals (and opaques) present in the rock after solidification and is therefore an approximate chemical expression of one of the oldest mineralogical classificatory concepts.

that of the colour index (i.e. the total volume per cent of 'coloured silicates', that is, olivine, pyroxenes, amphibole, biotite). The contours for MgO , CaO and $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ in Figure 2.3 therefore express this fundamental classification and distinguish between groups such as phonolite-trachyte-rhyolite often termed leucocratic (pale-coloured) or felsic (rich in feldspars, feldspathoids or quartz) and the nepheline-basanite-basalt group termed melanocratic (dark-coloured), or mafic (rich in magnesium and iron minerals). Terms such as mesocratic are used for rocks of intermediate content of ferromagnesian minerals. The terms used above should not be confused with purely chemical expressions such as acid, intermediate and basic which are based *only* on SiO_2 content, and on the terms derived from the CIPW normative classification (Appendix 1) such as (rich in Al_2O_3 and/or SiO_2) and femic (rich in the chemical constituents of the ferromagnesian and other alumina-poor minerals).

Relationships of Al. In contrast to the considerable variations shown by the elements discussed above, Al_2O_3 contents of volcanic rocks are comparatively uniform, most containing between 12% and 20%. Highest values are generally found in phonolites while a restricted range of alkali-poor basic rocks (picrite basalts) shows low values (below 10%). From this it follows that Al_2O_3 shows a positive correlation with total alkalis, though it is not a strong one.

Relationships between Na and K. Up to this point it has been convenient to consider the two alkali metals, Na and K, together. They do indeed have many similarities of geochemical behaviour, for example they are both essential constituents of the alkali feldspars and feldspathoids. In a rather general way they correlate positively with each other, most rocks with $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 5\%$ containing substantial amounts of both elements. However, there are also significant geochemical differences resulting from their different ionic radii ($\text{Na}^+ = 1.10 \text{ \AA}$, $\text{K}^+ = 1.46 \text{ \AA}$) so that several important rock-forming minerals will accept one of them in strong preference to the other. Thus plagioclases contain far more Na than K while the reverse is true of biotites. At high pressures clinopyroxenes accept significant amounts of Na (as the jadeite end-member) while excluding K. Low pressure clinopyroxenes (containing the aegirine end-member) exert a similar discrimination. It follows that crystallisation or melting involving such minerals is capable of fractionating Na and K relative to each other. However, it is also important to note that many minerals such as olivines and opaque phases contain no significant amounts of Na and K, and even minerals such as pyroxenes normally contain very little in total. Thus, working along with

processes which have the potential to fractionate the alkali metals relative to each other, are additional processes tending to concentrate both of the alkali metals into the liquid during crystallisation and melting. This second factor gives rise to the crude positive correlation mentioned above, while the first factor impresses some degree of diversity on the ratio of K to Na.

The rocks selected for the study of variation so far demonstrate what may be thought of as normal K/Na relationships and we have deliberately excluded those rare rocks which are significantly more K-rich than normal. Figure 2.3c illustrates this 'normal' range of K/Na ratios. There is much scatter on this diagram and the predictive value of the contours is not so high as that of the earlier diagrams. Nevertheless there is a notable tendency for most basaltic rocks to have the ratio $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \approx 0.3$ (ocean floor basalts may be as low as 0.03) while trachytes and rhyolites have a ratio averaging about 0.7. In fact rhyolitic rocks with a ratio of 1.0 or more are comparatively common. It must be stressed that the concept of normality refers to the fact that most rocks conform approximately to this pattern. Much more rarely we find series with abnormally high K contents (the ultrapotassic rocks referred to earlier) which, in the more alkali-rich varieties, is expressed by the presence of leucite (or very rarely kalsilite) instead of the more usual nepheline. In alkali-poor rocks, in contrast, the mineralogical effects of high K/Na ratios are less obvious because they only involve increases in the ratio of K-feldspar to plagioclase or the presence of more K-rich alkali feldspars than normal. In these rocks no new phase is normally involved (though biotite may be more prominent than usual) and the nomenclature of K-rich varieties is therefore commonly derived from the normal nomenclature by the addition of a prefix such as 'K-' or 'potash-'. In the more alkalic rocks however a different system of nomenclature is normally employed for potassic as opposed to normal varieties (see Table 2.1). This table, like Figure 2.2, should not be regarded as a rigid classificatory scheme. It is intended to illustrate approximately the nomenclature of rock types which are similar to each other in most respects but differ in their K/Na ratios. As before a problem arises with the use of the word trachyandesite and its potassic equivalent given here, latite. The terms have frequently been used synonymously but the original latites (from the Latium region, Italy) are in fact distinctly potassic.

Summary of progress

The brief survey of variation in magmatic compositions given above has been largely descriptive but it should have the effect of creating a degree

The oldest method, still widely used, is a variation diagram in which oxides are plotted against SiO_2 (Harker 1909), often referred to as a Harker diagram (Fig. 2.1 is a type of Harker diagram). Table 2.2 gives analyses of individual lava specimens from a single volcano, arranged in order of increasing SiO_2 . From the table a number of relationships can be noted, for example:

- (a) TiO_2 , FeO , MgO and CaO all show rather similar behaviour and fall together as SiO_2 rises.
- (b) K_2O and Na_2O in contrast rise with SiO_2 .
- (c) Al_2O_3 does not show such strong variation as the other oxides, rising slightly as SiO_2 rises.

In Figure 2.4 the same data are given diagrammatically to show that the relationships are more readily digested than they are in the tabular form. However, as in all simplifying techniques, information has been lost in the process, in this case the precise analytical values for each element in the individual specimens.

The relationships discussed, not surprisingly in view of the general discussion given previously, indicate that the chemical parameters do not vary independently of each other. This sort of series is said to show geochemical 'coherence', that is to say, many pairs of elements show strong correlation coefficients, either positive or negative (e.g. in Figure 2.4 the correlation coefficient (r) between CaO and MgO is $+0.95$. A contrasting case where the correlation coefficient is low is shown by

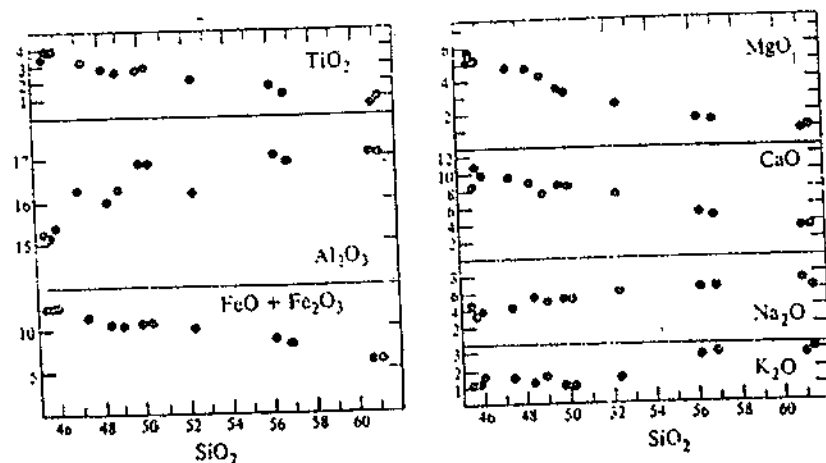


Figure 2.4 Weight per cents of oxides plotted against SiO_2 for the analyses of Hanish-Zukur lavas given in Table 2.2.

the relationships between SiO_2 and K_2O in Figure 2.11). We can now consider the reasons underlying the choice of SiO_2 as an index against which the other oxides were plotted, and it is apparent that any of the parameters TiO_2 , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, CaO , K_2O and Na_2O , all of which show moderate to good correlations (either positive or negative) with SiO_2 , could alternatively have been chosen. In each case a diagram would have resulted showing essentially the same relationships, even though the individual analysed rocks would not appear in exactly the same sequence in each diagram. On the other hand it is clear that the choice of Al_2O_3 as an index would not have produced a particularly informative diagram because this element shows relatively little variation. As a first approximation it may be concluded that any element showing strong variation and showing high correlation coefficients with other elements is a potential choice for the abscissa of a useful variation diagram.

Before reading petrogenetic significance into such diagrams it is, however, necessary to consider the constant sum effect which results from the fact that the major oxides taken together make up very nearly 100% of a rock. In the case considered, since SiO_2 is by far the most abundant constituent and varies between 50% and 70%, the sum of all the other oxides must fall from 50% to only 30% as SiO_2 rises. At least some negative correlations with SiO_2 (though not necessarily the good correlations seen here) are therefore to be expected amongst the other oxides irrespective of petrogenetic considerations. Chayes (1964) gives an illuminating discussion of this topic. A related point is concerned with the scatter of data points on Harker-type diagrams which cover a wide range of SiO_2 variation. The trends for individual oxides are often observed to tighten up (i.e. show reduced scatter) towards the SiO_2 -rich end of the diagram giving a misleading impression of greater coherence in the acid rocks than in the basic. The effect, of course, can be due to the constant sum factor and does not, as close inspection of such diagrams will show, necessarily imply that correlation coefficients between particular pairs of oxides are improving. It has sometimes been thought that the constant sum effect negates the usefulness of Harker diagrams for petrogenetic purposes but, as will be shown in Chapter 3, this is not so. The Harker diagram is simply one example of the whole range of possible two-element plots (rectangular diagrams in which one element or oxide is plotted against another) which is one of the most powerful data-handling techniques available to the petrologist.

The preceding discussion has considered the simplest possible type of variation diagram, which nevertheless may have a very useful function in displaying analytical data and focusing attention on correlations between the concentrations of different elements. The existence of coherent series of rocks and the existence of inter-element correlations

within them are obviously amongst the most important facts upon which petrogenetic hypotheses can be founded. It is moreover a simple, obvious and tempting step, to interpret such series as evolutionary, and to begin to think in terms of a parental magma and its various derivatives. Before taking this rather important step it is useful to examine in more detail the 'fractionation index', that is to say the chemical parameter against which other parameters are plotted. So far, only simple diagrams involving the use of *one* of the oxides as a fractionation index have been discussed, but many more complicated functions have been devised.

Fractionation indices. Running through much of the older geological literature is the idea that analyses of individual rocks, if suitably plotted, can be arranged in an evolutionary sequence. However, considering the variety of possible fractionation processes (see Ch. 1), it is evident that evolutionary series can theoretically develop in a number of different ways. Firstly we may visualise the fractional crystallisation of a parental magma and the periodic eruption of the residual liquids to give rise to surface volcanic rocks. Alternatively the series, in the case of plutonic rocks, may be formed by successive accumulations of crystals from a magma body undergoing fractional crystallisation. Again, the series may be formed by progressive contamination of a magma by foreign material or by varying degrees of mixing of two magmas. These are not all the possibilities, but serve to illustrate that the idea of an evolutionary series is a complex one. In this situation it is clearly not reasonable to suppose that a single, all-purpose, fractionation index actually exists – an index which will automatically arrange analyses in their correct evolutionary order. However, as will become clear, the evolution of igneous rocks appears to be dominated by two processes which are closely related to each other. These are fractional crystallisation and partial melting (collectively termed **crystal-liquid fractionation processes**) and in this light it is worthwhile to enquire whether certain types of fractionation index can have a general value. A brief discussion of commonly used indices follows.

The Harker index (SiO_2 as abscissa), if it is to have *direct* evolutionary significance, depends on the commonly observed increase of SiO_2 in the successive liquids of fractional crystallisation, and conversely the decrease of SiO_2 in successive partial melts of reasonable source materials. With regard to fractional crystallisation, many studies of *basaltic* rocks show, however, that SiO_2 remains almost unchanged during the early stages of crystallisation. Wright and Fiske (1971) have provided a particularly good example with their study of the Alae lava lake, Hawaii, as it cooled. Their data are given in Figure 2.5 and

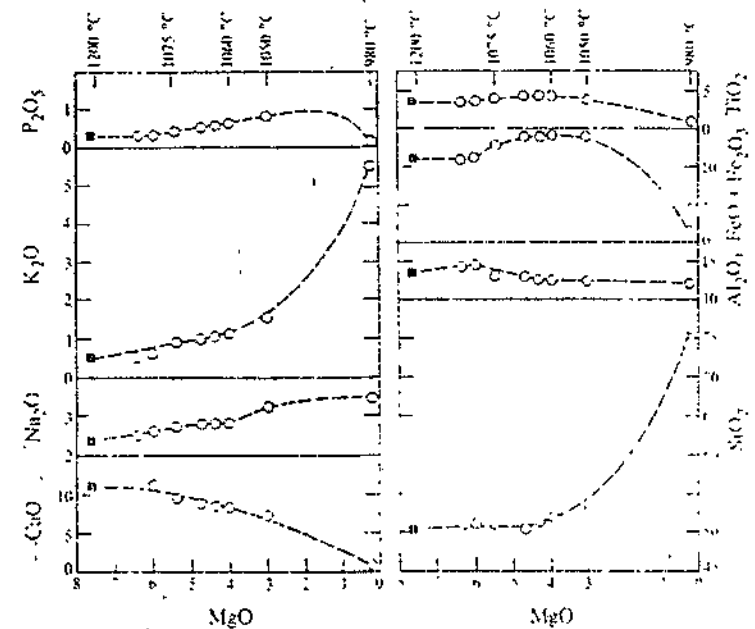


Figure 2.5 Variation diagram in which oxides are plotted against MgO for the Alae lava lake (data from Wright & Fiske 1971). The filled square represents the composition of the initial liquid. Open circles are analyses either of separated interstitial glasses or, of residual liquid which oozed into the drill holes during sampling as the lava lake solidified. The temperature scale indicates the temperatures at which the different residual liquids were collected. Note the initially very slow increase in SiO_2 , the sympathetic reduction of CaO and MgO, the sympathetic rise of Na_2O and K_2O (but with a strong rise in $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio), and the comparatively steady behaviour of Al_2O_3 .

illustrate that SiO_2 does not begin to increase until the later stages of crystallisation. Other studies (e.g. Wager & Deer 1939, on the Skaergaard intrusion) have suggested that in some cases SiO_2 decreases in the residual liquids in the early stages of crystallisation. Crystallisation at this stage is dominated by pyroxenes and calcic plagioclase, both of which have SiO_2 -contents similar to that of basaltic liquids. It is usually the crystallisation of an SiO_2 -free phase such as magnetite in the early stages of crystallisation that causes SiO_2 to become enriched in the residual liquid, and once this has happened the continued crystallisation of plagioclase and pyroxene will reinforce the SiO_2 -enrichment trend. Irrespective of further detailed considerations it is already clear that though SiO_2 may be a useful index of evolution for intermediate and *acidic* rocks its usefulness for *basaltic* rocks is limited. It is, as we shall see, rather typical of most simple fractionation indices. It can be used for

some rock series but not for others. As a *universal* fractionation index it has no application.

Many authors, particularly those concerned with basaltic rocks, have preferred to use MgO as the abscissa for variation diagrams (e.g. Powers 1955). In the example of the Alae lava lake already quoted (Fig. 2.5) its use demonstrates the good positive correlation between K_2O , Na_2O and P_2O_5 (excluding the final stages of crystallisation), these elements being enriched in successive residual liquids, and the positive correlation between CaO and MgO as these are depleted. The use of MgO as an index depends on the fact that in most natural systems the solids crystallising from a magma contain collectively more MgO than the liquid or, conversely, during the melting the residual refractory solids at any stage contain more MgO than the partial melt liquid. The index can be effective in favourable circumstances in rocks far removed from basalt in composition, though it ultimately, in many trachytic and rhyolitic liquids, becomes unreliable because the concentration of MgO falls so low that analytical errors etc. become a serious factor.

However, as was the case with SiO_2 , special circumstances may exist in which it is doubtful whether residual liquids during fractionation are actually impoverished in MgO, thus the applicability of MgO as a universal index is suspect. This arises because although Mg-bearing minerals such as olivine and the pyroxenes always, as far as is known, contain more MgO than the liquids from which they crystallise, their crystallisation is often accompanied by Mg-free minerals such as plagioclase and magnetite. The crystallisation of these latter minerals will of course tend to enrich the residual liquid in MgO and if they crystallise in sufficient quantity this may reverse the MgO-depletion of the ferromagnesian minerals.

Indices based on the magnesium-iron ratio have been widely and usefully employed (e.g. Wager & Deer 1939) and take several different forms (e.g. $100MgO/MgO + FeO$ or $Mg^{2+}/Mg^{2+} + Fe^{2+}$). Both the examples have the form $A/(A+B)$ since the index then varies between 0 and 1 or 0 and 100, which is preferable to A/B which can become infinite. The examples also illustrate two alternatives, the first in weight per cent of oxides, the second in atomic per cent of cations. Another variant has the form $MgO/MgO + FeO + Fe_2O_3$ which attempts to take account of the fact that the FeO value may be accidentally changed by late-stage oxidation (e.g. weathering).

The use of Mg/Fe indices avoids one of the principal defects of the MgO index because its value in residual liquids of fractionation is unaffected by the crystallisation of plagioclase. It is also useful for the study of cumulate rock sequences affected by crystal sorting (see Ch. 13). For example two associated olivine-clinopyroxene-plagioclase

cumulates in which the mineral compositions are the same (and which therefore are assumed to have crystallised from virtually identical liquids) have almost identical magnesium-iron ratios irrespective of the proportions of the minerals present. This results from closely similar Mg/Fe ratios of coexisting olivines and pyroxenes.

In many basaltic liquids the Mg/Fe ratio falls steadily during the early stages of crystallisation because the common ferromagnesian minerals always have higher Mg/Fe ratios than the liquids from which they crystallise. Figure 2.6 gives simplified curves for a number of volcanic series and illustrates that strong iron enrichment relative to magnesium is characteristically restricted to the more basaltic (i.e. Mg-rich) liquids.

The Mg/Fe index has drawbacks, discussed in a later section, simply because it is a ratio. It is also, like the other indices discussed, fallible in certain circumstances, particularly when the crystallisation of ferromagnesian minerals is accompanied by magnetite. When this happens the index either falls much more slowly as crystallisation

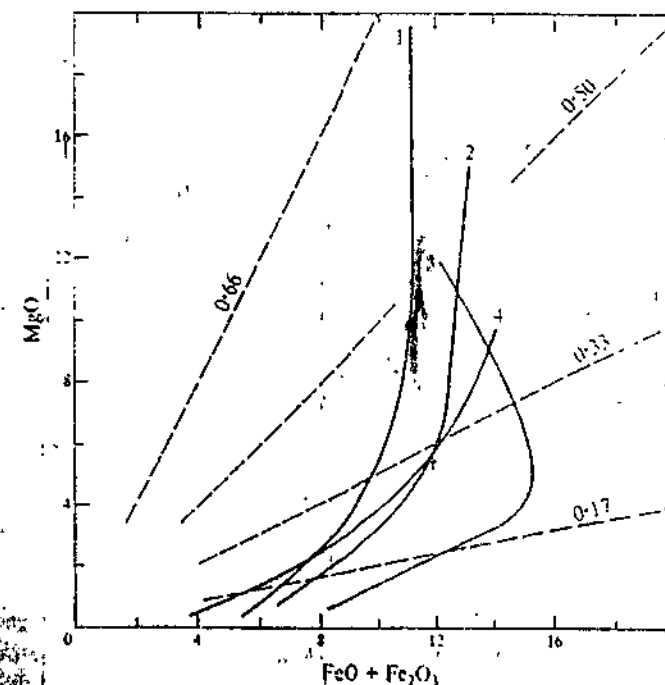


Figure 2.6 MgO versus $FeO + Fe_2O_3$ for a number of lava series (from Coombs & Wilkinson 1969). 1 - Gough Island, 2 - Hawaiian alkali series, 3 - Hebridean alkali series, 4 - Tristan da Cunha. Dashed lines have constant ratio of $MgO/(FeO + Fe_2O_3 + MgO)$. Note the generally rapid change of this ratio in the more basic (MgO-rich) rocks.

continues (and as such becomes an insensitive index of crystallisation) or its behaviour may be slightly reversed.

The ratio $Ab/Ab + An$ (normative albite/normative albite + anorthite) (normative calculations are discussed in Appendix 3) and other indices based more directly on the values of Na_2O and CaO in the rock analyses (e.g. the Felsic Index of Simpson (1954) which also includes K_2O) is similar in spirit to the Mg/Fe ratio and relies on the continual increase of the ratio in residual liquids dominated by plagioclase crystallisation. Its applicability to plagioclase-bearing cumulates is also evident because of its lack of sensitivity to mineral proportions. Its use, however, is restricted to plutonic series which are plagioclase-bearing and to volcanic rocks which crystallise plagioclase (i.e. have plagioclase phenocrysts) because it does not respond to the crystallisation ferromagnesian minerals alone.

In view of the way in which all the indices so far discussed can only usefully be applied to certain ranges of rock types it is not surprising that several attempts have been made to devise more complex indices intended to have a more comprehensive use. Two of these in particular are widely used, the Solidification Index of Kuno and the Differentiation Index (D.I.) of Thornton and Tuttle (1960). Solidification index is expressed as:

$$S.I. = \frac{100 \text{ MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$$

which, for basaltic rocks rich in MgO and FeO and relatively poor in alkalis, acts much like other forms of Mg/Fe index. In most magmatic series, however, residual liquids of crystallisation are enriched in alkalis so that the inclusion of Na_2O and K_2O in the index helps to offset the potentially poor performance of the Mg/Fe index in intermediate and acid suites showing little or no iron enrichment relative to magnesium (see Fig. 2.6). The Thornton and Tuttle index is expressed as:

$$D.I. = \text{normative } Q + Or + Ab + Ne + Ks + Lc$$

(See Appendix 3 for the discussion of the idea of the norm, a calculated theoretical mineral assemblage not to be confused with the mode, or actual mineral assemblage.) As opposed to the Kuno S.I., which is based on a blend of petrogenetic reasoning already discussed with relation to simple fractionation indices plus an admixture of empirical reasoning, the D.I. is based on the simple petrogenetic idea that in all crystallisation the constituents of 'petrogeny's residua system' (e.g. Schairer 1950, and see p. 133) will become concentrated in the residual liquid, since these are the minerals which begin to crystallise in general

only at low magmatic temperatures. As generalisations about fractionation indices go, this is sound, and although the index is superficially complex it is in practice easy to comprehend because it is closely related to the old mineralogical concept of colour index, from which it differs mainly in the exclusion of calcic plagioclase. Like the other indices discussed, however, there are occasions, admittedly rare, when it serves no purpose, e.g. in rocks extremely depleted in ferromagnesian minerals and calcium (when D.I. tends to 100) and in rocks such as peridotitic cumulates where D.I. can remain close to zero despite considerable fractionation involving ferromagnesian constituents.

Indices based on the so-called incompatible or dispersed elements are of considerable theoretical interest and have occasionally been used (e.g. Barberi *et al.* 1975). An incompatible element is one which under given compositional conditions is excluded or largely excluded from the lattices of the minerals crystallising and therefore becomes concentrated in the liquid in a manner simply related to the amount of the original material crystallised. In the ideal case where the distribution coefficient K_D (expressed as concentration of the element in the solid divided by concentration in the liquid) approaches zero (see also pp. 545-6):

$$C = C_0 \frac{1}{F}$$

where C_0 is the concentration of the element in the original liquid, F is the amount of liquid remaining (expressed as a fraction of 1) and C is the concentration of the element in the remaining liquid. This is a simple hyperbolic curve in which for example C doubles as F is halved and is ideally a perfect evolutionary index which theoretically enables a complete description of the way the geochemistry of a liquid changes with progressive crystallisation to be made. Elements showing an approach to the required K_D over certain compositional ranges include K and Rb in basic liquids crystallising only olivines, pyroxenes and oxides, P in liquids not crystallising apatite, light rare earth elements such as Ce, and Th and U in considerable ranges of liquids. However, any incompatible element sooner or later becomes compatible as its concentration in the liquid increases and new phases appear. P forms a good example showing a rapid increase in the liquid in early stages of crystallisation, followed by a rapid fall as soon as apatite is stabilised (see Fig. 2.5). This type of index can thus never be used to monitor the complete crystallisation of a liquid, though in favourable circumstances it may be possible to study a considerable range of it. In practice C_0 is determined by analysing for the element in the most basic

non-porphyrific rocks available, which are then assumed to represent the parental liquid. Then since $F = C_0/C$ a variation diagram can be made with F as abscissa, the value of f for each sample being calculated from the concentration of the element concerned and C_0 . Although this type of variation diagram has a particularly sound theoretical foundation it does depend on the assumption that the rocks studied are all descended from a single definable parent. However, as is shown in a later part of this chapter, this assumption is not safe except in restricted circumstances. The lavas of the Roman region for example (see Fig. 2.11) show a large range in K at a given level of SiO_2 . This means that it is not possible to define a single parent magma with a fixed content of K (the same is true of other elements) and an incompatible element type of fractionation index is not directly applicable. The case cited is extreme, but illustrates one of the principal difficulties of this type of study.

Fractionation indices in comparative use. Information which has a general petrogenetic usefulness is derived increasingly from individual rocks (e.g. see Nicholls *et al.* 1971), frequently from suites of associated rocks (e.g. studies of a particular volcano) and frequently also from comparative studies of different provinces. On the within-province scale petrologists frequently come to conclusions about the role of particular minerals in the fractionation of the suite and the mechanism of the fractionation process, and they may additionally be able to speculate profitably about the source material. Such conclusions are specific to the province. On the other hand, facts like the confinement of andesites to very specific tectonic environments, the geochemical similarities and differences between continental basalts and oceanic basalts etc. have an altogether wider nature and pose general petrogenetic problems. In most studies information of both a general and a specific nature can be drawn on with advantage, e.g. the SiO_2 -poor nature of the highly potassic volcanic rocks of the Roman region has frequently been ascribed to limestone assimilation because the magmas pass through Mesozoic limestone sequences on their way to the surface. The fact, however, that extremely similar lavas are found in the Western Rift area of Uganda (Holmes & Harwood 1937) where limestone is virtually absent is an additional factor which might well be taken into account. Whatever the application, all such considerations involve comparative studies of different suites.

Much comparative work is concerned with the demonstration of similarities between suites, and the choice of variation diagram is thus of little consequence. Some of the more complex fractionation indices do, however, pose problems of comprehension when it is desired to

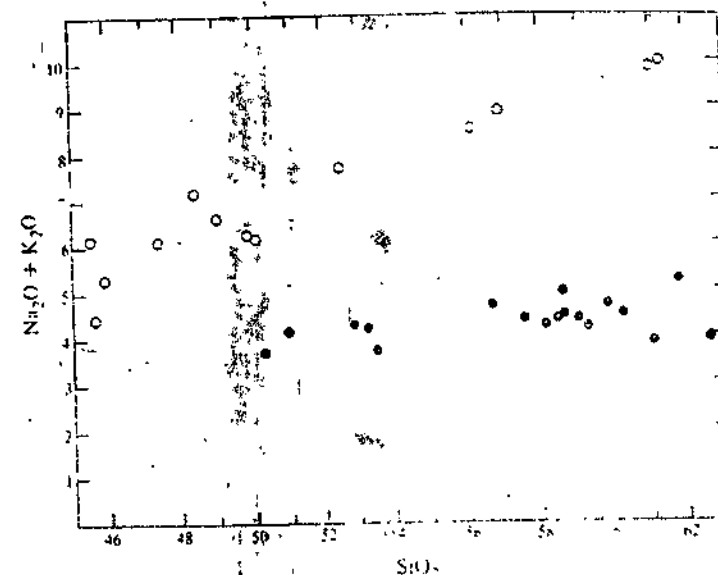


Figure 2.7 Alkali-silica diagram for two provinces. Open circles - Hanish-Zukur lavas (see Table 2.2) ranging from basalt to trachyte; filled circles - basalts and andesites of Mount Misery (data from Baker 1968).

comment on differences between provinces. An example of a simple comparative study is given in Figure 2.7 where $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ is plotted against SiO_2 . For these suites, at a given value of SiO_2 one is consistently more alkali-rich than the other - a simple conclusion, but an entirely comprehensible one. Using a more complex index such as for example the Larsen Index ($= 1/3\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} - (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO})$ (Larsen 1938)) it is possible to produce a very similar diagram (Fig. 2.8) from which one is strictly only entitled to conclude that one suite is more alkali-rich than the other at a given level of $1/3\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} - (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO})$ - a simple conclusion, but the meaning is not immediately clear. What all such diagrams (providing obviously inappropriate indices are avoided) are hoped to demonstrate is that at comparable stages of evolution the suites differ in their alkali contents. We can at this stage only grasp rather intuitively what is meant by 'comparable stages of evolution'; but although a vague concept, the conclusion about these two suites can now be seen in more comprehensible terms. For present purposes, however, the main issue is whether there is any particular value in doing something in a complex way (e.g. Larsen Index) which can be done simply (e.g. SiO_2). A further example is afforded by the rocks illustrated in Figure 2.9. Here the

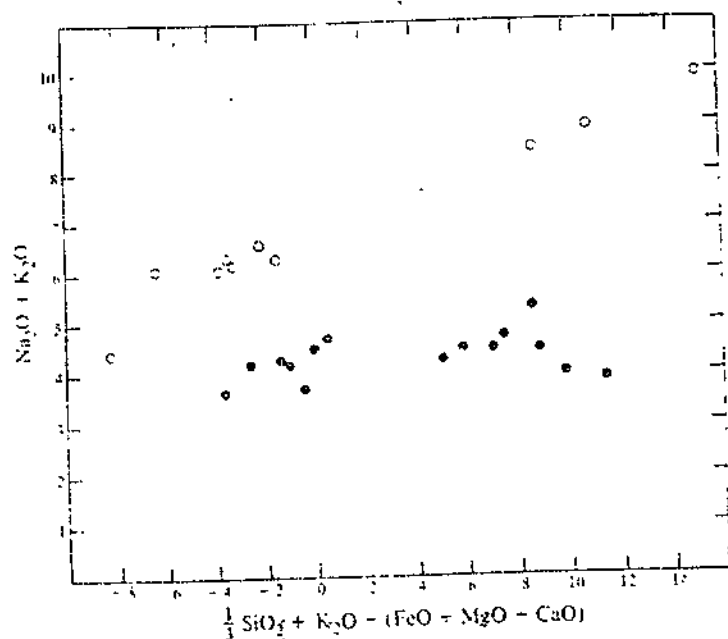


Figure 2.8 The same analyses as in Figure 2.7 plotted against the Larsen index.

variation diagram uses S.I. as the abscissa and the straight line given by the MgO trend will be noted. Clearly a variation diagram employing MgO as abscissa would convey almost exactly the same information.

Finally, on the subject of complex fractionation indices, the vague idea is sometimes held that a complex index has inherent value because it takes into consideration a larger number of the constituents of the rock than a simple index. However, since the effects of the individual constituents on the numerical value of the index cannot be separated, the argument is questionable. For example, if one rock has a higher value for the Larsen Index than another it may be because it contains more SiO_2 , or more K_2O , or because it contains less MgO , CaO or FeO . It may be noted that the objection to simple indices is readily overcome if several different sorts of simple diagram are used in conjunction in the study of a single set of data (see Ch. 6).

Triangular variation diagrams

Diagrams showing the simultaneous relative variation of three chemical parameters are widely and usefully employed in comparative studies of

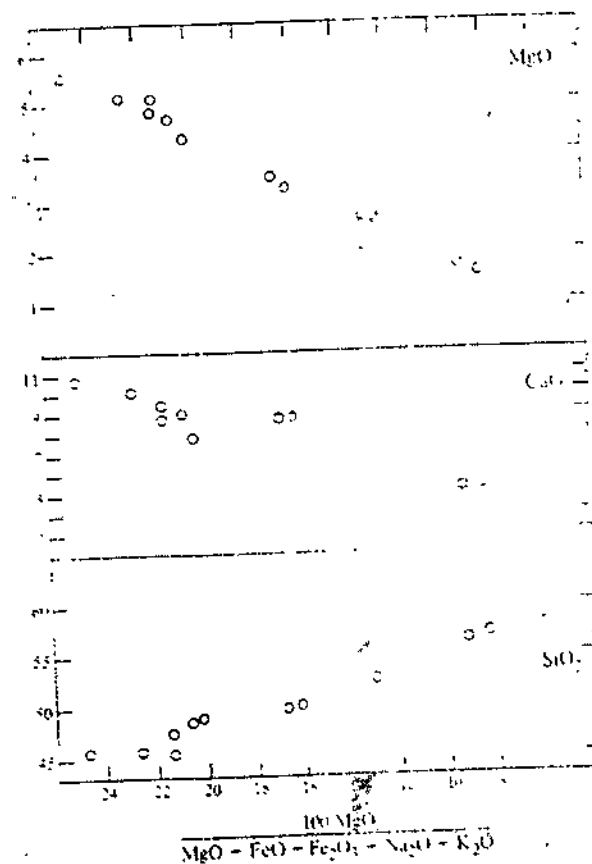


Figure 2.9 Analyses of Hanish-Zukur lavas (Table 2.2) plotted against Kuno's Solidification Index. Note the particularly good correlation between S.I. and MgO in this case.

rock suites. Commonly selected parameters are MgO , FeO (which may include recalculated Fe_2O_3), and $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, or Na_2O , K_2O , and CaO . The values of the three selected parameters are summed and recalculated to total 100; then plotted on triangular graph paper as explained with reference to ternary phase diagrams at the beginning of Chapter 4. As an alternative to the use of weight per cent values of the oxides, the cations alone may be recalculated as atomic percentages.

Triangular diagrams have the disadvantage that they do not show absolute values of the parameters. They are, however, very useful in the illustration of features, for example the change of inter-element ratios.

36 Compositional variation in magmas

which do not necessarily show up clearly on two-oxide plots. The magnesium-iron-alkalis plot (so-called AFM diagram) is, for example, particularly useful in discriminating between tholeiitic and calc-alkaline suites, because iron enrichment relative to magnesium, as alkalis rise, is perhaps the most characteristic feature of the former group but is only very weakly demonstrated by the latter.

The liquid line-of-descent

In the previous discussion there has been a strong implication that variation diagrams for volcanic rock suites showing reasonable coherence illustrate the course of chemical evolution of liquids, whether formed by fractional crystallisation or by progressive partial fusion. Bowen (1928) discusses this in some detail, pointing out that only analyses of phenocryst-poor or aphyric volcanic rocks will give a true indication of this path, termed the liquid line-of-descent. Petrologists have generally embraced this idea and it has, with the rise of rapid methods of silicate analysis, led to enormous progress in the subject. The idea is, however, only rarely strictly true, often a mere approximation, and occasionally downright misleading.

In Figure 2.10 all the available analyses of lavas from the Aden volcano, South Yemen, are plotted in an alkali-silica diagram. At first sight this relatively continuous trend of composition points with a comparatively little scatter represents a good example of a liquid line-of-descent. However, the different symbols refer to various lava groups distinguished on the basis of age relations and structure. Evidently then, although the chemical evolution of the lavas appears to be straightforward and simple, this is not an evolutionary process which can be directly related to a *time factor*. The individual members of the series are mainly erupted in a highly random time sequence. Clearly the simple idea that a parental magma fractionates progressively to give rise to the members of the series, may be replaced by the idea of a fractionation process which is *reproducible at different times*. The simplest hypothesis to explain the behaviour of this particular volcano is that batches of trachybasaltic (or possibly basaltic) magma were repeatedly supplied to high level chambers where they repeatedly underwent crystal fractionation of a specific type, being sampled from time to time by the eruptive process. The original 'liquid line-of-descent' is in fact a bundle of similar, overlapping, lines-of-descent. It is also perhaps too much to expect of a natural system of this complexity that the reproducibility of the fractionation process, or indeed the duplication of the parental magma supplied at different times, should be

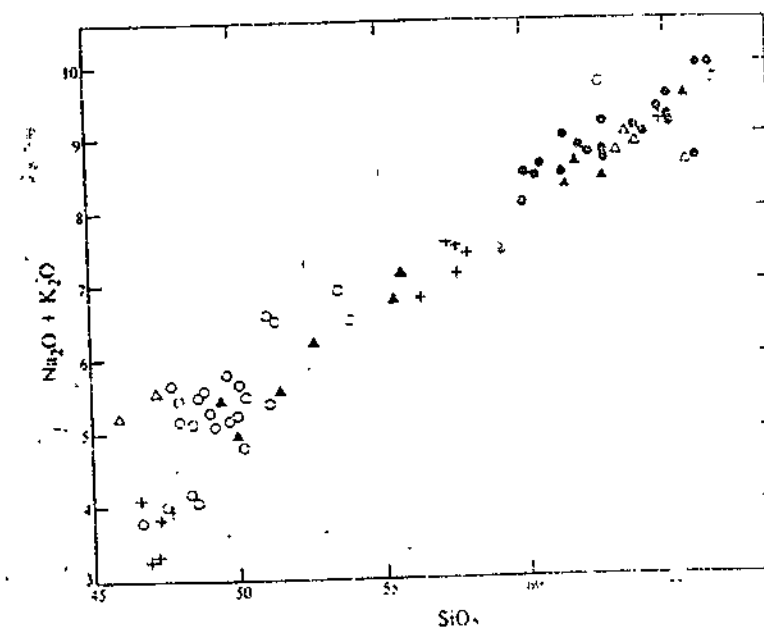


Figure 2.10 Alkali-silica diagram for lavas from the Aden volcano, South Yemen (data from Hill 1974). The rocks belong to successive eruptive cycles in the following sequence: Tawahi series (open triangles) (oldest series), Ma'alla series (filled triangles), Main Cone series (open circles), Shamsan Caldera series (filled circles), Amen Khal series (crosses). Note lack of correspondence between time and degree of chemical evolution.

exact. This accounts for some of the scatter of the variation diagram, though some of it is also due to the inclusion of porphyritic rocks in the analysed samples.

Even at this stage, the 'evolutionary' nature of the series acquires a new meaning, for it is evident that two lava flows of closely similar composition, such that one has the required chemical and mineralogical features to be 'parental' to the other, certainly cannot have this close relationship if they were erupted at quite different stages of the volcanic evolution. Finally let us note that there is nothing particularly unusual about Aden. Not all volcanoes behave so irregularly but nevertheless the literature contains many descriptions of volcanoes which show considerable chemical coherence in their eruptive products, but which produced them in a partially random time sequence.

On the other hand it is occasionally possible to identify smaller sequences of eruptive rocks in which it is more reasonable to postulate the existence of a single parental magma. On a relatively small scale

such sequences are produced when magma from a chamber which is already compositionally stratified is forced rapidly to the surface and gives rise to products which overlie each other stratigraphically in an inverted fractionation sequence. That is to say, the liquids from the top of the chamber are erupted first to form ashes, individual lava flows, or the basal parts of larger ash flows, and are progressively covered by rocks formed from magmas derived from deeper parts of the chamber. Several apparent examples are known, e.g. various ash-flow deposits from the western U.S.A. (e.g. Smith & Bailey 1966), the ashes of Hekla in Iceland (Thorarinsson & Sigvaldason 1972), and the Shamsan Caldera sequence from Aden (Hill 1974). This topic will be returned to in Chapter 11 for such sequences give a rare opportunity to reconstruct the interior of a magma chamber at a specific moment during its solidification. As such they form an interesting corollary to the study of layered intrusions in which magma chambers can be studied only after their solidification.

In the preceding section we have seen that although it is sometimes possible to identify limited volcanic sequences which are probably derived from a single parent magma and whose aphyric members can therefore be expected to approximate to an ideal, single, liquid line-of-descent, sequences consisting of a large number of overlapping similar lines of descent are probably more common. However, there are many provinces and indeed individual volcanoes where even this approximation to the ideal does not hold. Such series do not show coherent trends for many oxide-pairs and it is convenient for the moment to think of them as consisting of many subparallel lines of descent, though to *prove* conclusively that this is so is a difficult exercise. One of the best examples is afforded by the Roman province of Quaternary volcanoes, an example from which is given in Figure 2.11. Here it will be observed that coherence is poor for some elements (e.g. SiO_2 and K_2O) but considerably better for others (e.g. CaO and MgO). The East Otago area (Coombs & Wilkinson 1969) also provides a good example of a restricted province in which several different lineages may be distinguished. Many series are found which show degrees of scatter intermediate between the ideal coherent case and the Roman province case and thus show varying degrees of what may be termed proliferation of the liquid lines-of-descent.

Having illustrated one aspect of the complex concept of the liquid line-of-descent, let us now examine in more detail some of the evolutionary aspects of volcanic series. In an ideal coherent series it is obviously permissible to think of successive magmas as having a parent-daughter relationship if they are evolving by fractional crystallisation. It is additionally quite possible to think in this way about

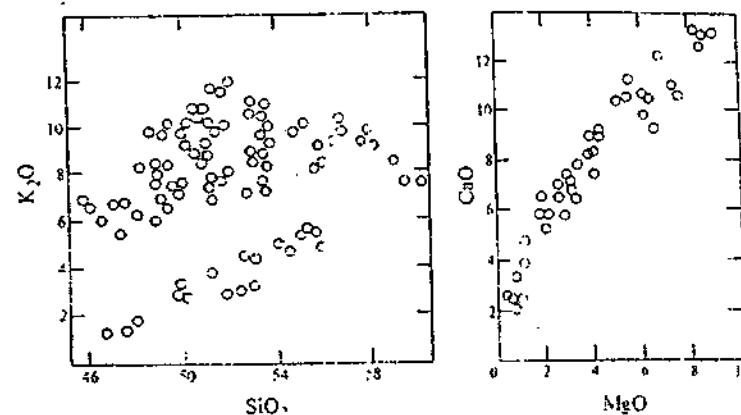


Figure 2.11 K_2O versus SiO_2 and CaO versus MgO for the lavas of Roccamonfina, Roman province. Only data from Appleton (1972). Most major elements in this volcano show the normal types of correlation (e.g. Ca and Mg) but incompatible elements such as K show widely variable behaviour relative to them (e.g. K relative to Si).

series of the Aden type, where a fractionation process has been reproduced at different times. In this case two similar magmas are more likely to be cousins than siblings, but since they all look very much the same this is a consideration which for many purposes need not deter us. However, the parent-daughter relationship is not in itself an *inherent* property of even ideal coherent magmatic series. It is for example a difficult concept to apply to the theoretically possible case of magmatic mixing, and equally difficult to apply to open system processes involving contamination or re-equilibration with wall rocks. Nor is it by any means easy to think of progressive partial melting in these terms.

In summary, if we examine the properties which have from time to time been ascribed to variation diagrams, or examine the assumptions which have sometimes been made in the course of their use, we see that most are suspect in specific circumstances and hence cannot be relied on to give *general* guidance in petrogenetic studies. It would in any case be quite wrong to make assumptions about the inherent petrogenetic properties of variation diagrams since this would be to prejudge the issue under investigation. Variation diagrams are central to many petrogenetic studies and they are properly used as a means of testing hypotheses, or as a means of erecting hypotheses to be tested elsewhere. In Chapter 6 this aspect of variation diagrams, that is, their role in the hypothesis-forming process, is considered in detail. However, it is helpful to have some knowledge of the ways in which magmas are likely to crystallise and the ways in which partial melts can form before

40 Compositional variation in magmas

proceeding to this stage. Chapters 3 to 5 which now follow therefore deal with aspects of experimental petrology.

Exercises

1. Total alkali and SiO_2 contents of all the rocks termed trachyte and hawaiite given in the compilation of Carmichael *et al.* (1974) are given in Table 2.3. Confirm that they each plot in a restricted field in Figure 2.2.

Table 2.3 Total alkalis and silica contents of rocks termed trachyte and hawaiite in compilation of Carmichael *et al.* (1974)

Trachytes			
$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	SiO_2	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	SiO_2
11.53	61.18	10.74	62.90
13.24	61.36	13.00	63.10
11.64	59.64	12.38	62.5
11.8	58.0	12.38	61.09
11.71	66.12	11.53	57.53
8.40	66.87	10.61	66.13
11.83	62.02		

Hawaiites

$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	SiO_2
8.18	54.04
4.9	47.26
6.10	50.4
5.27	47.49
8.53	47.56

Table 2.4 Partial analyses of volcanic rocks

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	50.1	71.5	46.4	62.6	55.2	44.9	46.0	55.6
Al_2O_3	18.0	13.8	15.7	15.0	16.8	7.8	17.0	15.5
Fe_2O_3	4.4	1.5	5.3	3.3	2.1	2.0	3.8	3.6
FeO	2.1	0.5	3.4	3.4	8.3	9.8	7.5	5.0
MgO	0.4	0.8	6.0	0.4	1.7	21.1	4.8	6.5
CaO	7.3	1.6	11.6	1.2	4.5	9.1	9.5	7.0
Na_2O	6.9	3.7	1.6	6.4	5.0	1.6	4.0	3.2
K_2O	5.1	4.0	6.6	5.6	2.8	0.5	3.1	1.3

For sources of data see p. 419.

Exercises 41

Table 2.5 Partial analyses of volcanic rocks (see Exercise 4)

SiO_2	50.5	51.0	50.9	50.8	50.5	51.3	52.0	53.9
Al_2O_3	13.5	14.1	14.5	14.0	13.0	12.5	12.5	12.2
MgO	7.6	6.4	6.0	5.4	4.8	4.5	4.0	3.0
CaO	11.0	11.2	11.1	10.0	9.2	8.7	8.8	7.5
Na_2O	2.40	2.53	2.62	2.68	2.79	2.84	2.91	3.20
K_2O	0.50	0.52	0.62	0.90	1.02	1.10	1.17	1.30
P_2O_5	0.20	0.32	0.31	0.42	0.51	0.50	0.65	0.80

2. Using the SiO_2 content and the total alkali content of the analyses given in Table 2.4, decide on a suitable name for each rock by plotting them on Figure 2.3. Check the $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios against Figure 2.3e to decide whether they are normal and whether the nomenclature should be derived from Figure 2.2 or alternatively from Table 2.1. Names and localities of these rocks are given on p. 419.
3. Using SiO_2 and $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ plot the rocks in Table 2.4 on Figures 2.3a-2.3c. Make predictions of the MgO , CaO , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ and Al_2O_3 contents and compare these with the actual values.
4. Table 2.5 gives partial analyses of a series of volcanic rocks believed to be related to each other by fractional crystallisation. Assuming that no phosphorus is removed by the crystallising phases make a variation diagram by plotting oxides against f (the fraction of liquid remaining assuming the first analysis in the table represents the parent magma) using the relationship $C = C_0/f$.
 - (a) What fraction of the original liquid must crystallise to produce the most evolved liquid?
 - (b) Which other oxides would form suitable abscissae for producing a similar variation diagram (i.e. would arrange the rocks in a similar evolutionary sequence)?
 - (c) Which of the other oxides enriches in the liquid almost as rapidly as P_2O_5 and hence must be almost excluded from the crystallising phases?

O COMPLEXO BELO HORIZONTE E A EVOLUÇÃO ARQUEANA
DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS

CARLOS MAURICIO NOCE

CPMTC, INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UFMG

NUNO MACHADO

GEOTOP, S.C. DE LA TERRE, U. QUÉBEC À MONTREAL, CANADA

WILSON TEIXEIRA

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA GERAL, INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UFMG

Na região do Quadrilátero Ferrífero (QF), o embasamento arqueano é constituído por uma faixa greenstone (Supergrupo Rio das Velhas-SRV) e terrenos granito-gnáissicos divididos em diversos domos e complexos por Horz (1970). Dentre estes, o Complexo Bonfim tem sua evolução geológica bem conhecida graças aos trabalhos de Machado et al. (1992) e Carneiro (1992). O evento principal (Evento Rio das Velhas) ocorreu por volta de 2780 Ma, quando a crosta continental TTG pré-existente foi intensamente retrabalhada e invadida por magmatismo cálcio-alcalino. Paralelamente, ocorreu vulcanismo félsico no SRV e a intrusão do Granodiorito Caeté no Complexo de mesmo nome. A evolução crustal arqueana do Complexo Bonfim completa-se com um evento granítico a 2720-2700 Ma.

A noroeste do Complexo Belo Horizonte, Romano et al. (1991) também registraram a atuação do Evento Rio das Velhas, envolvendo geração crustal. A intrusão de um corpo granodiorítico a 2593 $\pm$ 18 Ma parece representar um processo de refusão desta crosta. Outro corpo nesta faixa de idade foi datado por Noce (1994) a sudoeste do QF.

A maior parte da área do Complexo Belo Horizonte (CBH) é constituída por gnaisses cinzentos (Gnaiss Belo Horizonte), frequentemente exibindo bandamento composicional e feições de migmatização. Foram identificados dois corpos graníticos circunscritos no Gnaiss Belo Horizonte, de aspecto bastante homogêneo, foliados mas não afetados pela migmatização. Os plutonitos foram designados Granito Santa Luzia e Granito General Carneiro.

A composição química do Gnaiss Belo Horizonte é, essencialmente, trondhjemitica, constituindo uma suíte do tipo TTG. Os gnaisses mais intensamente migmatizados apresentam composição granítica. Os plutonitos graníticos são cálcio-alcalinos, ricos em potássio e ligeiramente peraluminosos, possivelmente originados por fusão do próprio gnaiss trondhjemitico.

Quatro frações de zircão de um mobilizado migmatítico foram analisadas por U-Pb, sendo que três delas alinharam-se em uma discordância com intercepto superior de 2860 $\pm$ 14/-10 Ma. A quarta fração posicionou-se a direita da discordância, com idade mínima de 2922 Ma, evidenciando a presença de herança. Titanitas do mobilizado e gnaiss encaixante alinharam-se em uma discordância com intercepto inferior de 2041 Ma e intercepto superior a 2847 $\pm$ 81/-77 Ma. Desta forma, a idade de 2860 $\pm$ 14/-10 Ma pode ser interpretada como idade da migmatização no CBH, enquanto 2041 Ma marca o retrabalhamento transamazônico, reforçando uma datação anterior deste evento obtida no Complexo Bação (Machado et al. 1992).

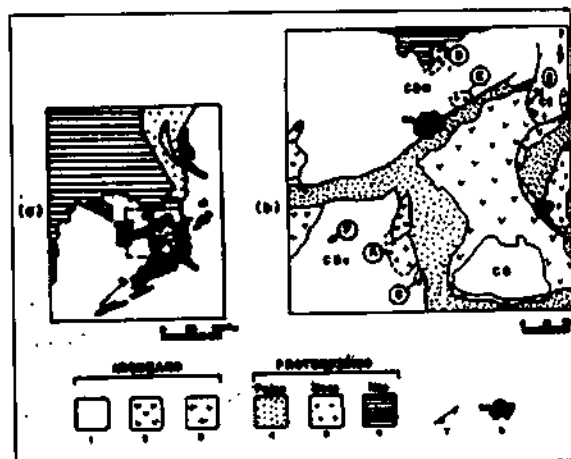


FIGURA 1a - Mapa geológico simplificado da região do Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes. Em destaque o mapa da figura 1b.

FIGURA 1b - Mapa geológico da região centro-norte do Quadrilátero Ferrífero. Legenda: 1-Terrenos granito-gnáissicos; 2-Supergrupo Rio das Velhas; 3-Plutonitos granitoides; 4-Supergrupo Minas; 5-Supergrupo Espinhaço; 6-Grupo Bambuí; 7-Faixa de Empurrão; 8-Cidade de Belo Horizonte. Complexos Arqueanos: CBH-Complexo Belo Horizonte; CC-Complexo Caeté; CBa-Complexo Bonfim; CB-Complexo Bação. Plutonitos Granitoides Arqueanos: A-Tonalito Samambaia; B-Granodiorito Caeté; C-Granodiorito Mamona; D-Granito Santa Luzia; E-Granito General Carneiro; F-Granito Brumadinho.

As razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para o Gnaiss Belo Horizonte são baixas, indicando pequeno período de residência cristal. É provável que o principal evento de geração do protólito do gnaiss tenha ocorrido em época não muito anterior ao retrabalhamento de 2860 Ma, possivelmente no intervalo 2900-3000 Ma.

Três análises U-Pb de zircão do Granito Santa Luzia definiram uma discordância com intercepto superior a 2712±5/4 Ma. Os grãos de zircão não apresentavam evidências de herança, de forma que esta idade deve datar a cristalização do granito. Acredita-se que a idade de cristalização do Granito General Carneiro seja semelhante. Estes corpos, portanto, pertencem ao evento granítico de 2720-2700 Ma.

O evento magmático e de retrabalhamento crustal a 2780 Ma remete a ambientes colisionais, possivelmente relacionados a um processo de amalgamação de blocos crustais, envolvendo grande extensão do presente embasamento arqueano do QF. No CBH, o principal evento de retrabalhamento da crosta TTG ocorreu cerca de 100 Ma antes, não havendo registro do Evento Rio das Velhas. Estes fatos sugerem uma evolução independente do bloco crustal representado pelo CBH. Sua consolidação à massa continental maior deve ter ocorrido antes ou durante o evento de 2720-2700 Ma, indicado pela intrusão do Granito Santa Luzia. Os plutonitos ligados a este evento, e ao de 2600 Ma, são granitos de alto K típicos dos estágios finais de estabilização de plataformas arqueanas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CARNEIRO, M.A. 1992. O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano. (Tese de Doutorado) Universidade de São Paulo, 233 p.
- HERZ, N. - 1970 - Gneiss and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 1364-B, p. 1-58.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; LADEIRA, E.A.; BELO DE OLIVEIRA, O., - 1992 - U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. Geol. Soc. Am. Bull., 104:1221-1227.
- NOCE, C.M. 1994. Geocronologia dos eventos de magmatismo, sedimentação e metamorfismo no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. (tese de Doutorado) Universidade de São Paulo, em preparação.
- ROMANO, W.; BERTRAND, J.M.; MICHARD, A.; ZIMMERMANN, J.L. 1991. Tectonique targeñtalle et décrochements d'âge Protérozoïque inférieur (orogénese transamazonienne, environ 2000 Ma) au Nord du "Quadrilatère ferrifère" (Minas Gerais, Brésil). C.R. Acad. Sci. Paris, 313, p.1195-1200.

* verbas para este trabalho provenientes da FAPESP (nº 91/0434-0) e NSERC-Canadá (NM).

EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DO SETOR SETENTRIONAL DO GREENSTONE BELT RIO DAS VELHAS (MG)

CORRÊA NETO

ATLAS V.

BALTAR, ORIVALDO F. & SILVA, SÉRGIO L.

CPRM - SUREG/BH, BELO HORIZONTE (MG)

1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

Este trabalho sintetiza os dados estruturais obtidos durante o desenvolvimento do Projeto Rio das Velhas, executado pela CPRM para o DNPM, com o objetivo de cartografar as rochas pertencentes ao Greenstone Belt Rio das Velhas (GBRV), na porção setentrional do Quadrilátero Ferrífero (QF), Minas Gerais (fig. 1).

Das contribuições ao estudo tectônico-estrutural do QF, merece destaque o trabalho pioneiro de Dorr (1969), no qual o autor admite três fases principais de deformação para a região o primeiro deles entre as "Séries" Rio das Velhas e Minas e um terceiro e mais importante, pós-Itacolomi, de dobras-falhas de empurrão. Ladeira e Viveiros (1984) estabeleceram 6 (seis) eventos deformacionais, o mais antigo deles (D1) exclusivo do GBRV. Chemale Jr et al. (1991) apresentaram um modelo evolutivo para o QF, apenas para as rochas pós-Rio das Velhas, caracterizando um evento extensional Transamazônico e um compressional Brasileiro.

2. ESTRUTURAS DO GBRV

As estruturas mais antigas são dobras reclinadas isoclinais ou fechadas, cujos eixos tem direção entre E-W e SE. Elas afetam uma superfície primária (S0) ou um bandamento composicional, de origem incerta. Associa-se aos dobramentos uma foliação S_n, definida por micas, que pode tornar-se um bandamento tectônico, especialmente quando transpõe S0. Parece existir uma assimetria para sul ou sul-sudoeste nestes dobramentos.

Zonas de alteração hidrotermal (sericitização, carbonatação, cloritização, sulfetação e silicificação) são afetadas pelos dobramentos supracitados, mostrando-se boudinadas. Nas charneiras, os boudins formam uma proeminente lineação paralela ao eixo da dobra. Nestes locais, forte lineação de interseção se desenvolve. Nos flancos, mostram-se com estruturas ortogonais ao eixo. Há zonas de sericitização sin- e pós-S_n.

Foram vistos falhamentos reversos em meso-escala com vergência semelhante à das dobras. Aparentemente, estruturas semelhantes, mas de maior porte, podem também existir.

A foliação (S_{n+1}), (planos ricos em micas e bandamento tectônico), com direção norte-sul, impõe-se às estruturas anteriores, não raramente transpondo-as. Associa-se a sistemas de empurrões e dobramentos assimétricos de vergência para oeste, relacionados aos sistemas de empurrões que estruturam o QF, como o Fundão-Cambotas (Chemale Jr et al., 1991). São representados por faixas miloníticas, que em mapa mostram traços curvos. Seu sentido foi inferido a partir de estruturas s/c, dobras assimétricas e sistemas porfiroclásticos. Clivagens de crenulação ou de fratura podem formar-se localmente, após S_{n+1} .

Ao longo dos empurrões, as lineações de estiramento (seixos estirados de conglomerados e sombras de pirites) variam entre paralelas e oblíquas ao mergulho de S_{n+1} . Eixos de dobramentos anteriores tem comportamento similar ao da lineação.

Na região de Morro Vermelho, dois sistemas de empurrões, colocam em contato tectônico, a norte os granitos e gnaisses do Complexo de Gaeté e a sul os metassedimentos do Supergroup Minas, com as rochas do GBRV. Neste caso, um feixe de falhamentos de rejeito, oblíquo parece se originar, como um leque que se espalha para NE e SW, a partir de um eixo E-W (área em destaque na fig.1).

3. ANÁLISE DOS DADOS E CONCLUSÕES

As estruturas do GBRV podem ser associadas a dois eventos deformacionais. O primeiro, exclusivo do GBRV, originou dobras isoclinais recumbentes com eixos E-W, e empurrões, com vergência para sul ou sul-sudoeste (fig. 1).

O segundo evento, compartilhado pelo supergrupo Minas, formou empurrões com vergência para oeste. Podem ser separados domínios de rampa frontal e oblíqua (vide Butler, 1982, para uma resenha sobre esta terminologia). Os empurrões, em função do comportamento das estruturas lineares (fig. 3). Dobras anteriores, situadas próximas à domínios de rampa frontal, foram redobradas, seccionadas ou tiveram seus eixos elevados, tornando-se reclinadas (fig. 2b). As localizadas em domínios de rampa oblíqua, assumiram posições com eixos menos inclinados, devido à movimentação transcorrente em tais locais (fig. 3).

A região de Morro Vermelho (fig. 1, em destaque) é interpretada como a interferência entre dois sistemas de empurrões situados lado a lado. A movimentação (provavelmente não-sincrônica, em função de limitações mecânicas) de rampas oblíquas formou o leque de falhas.

A variedade de estruturas formada em cada evento deformacional é explicada pelo fracionamento da deformação. Áreas adjacentes desenvolveram estruturas distintas devido à distribuição desigual do gradiente deformacional e do strain path.

4. BIBLIOGRAFIA

- BUTLER, R.W.H. 1982. The terminology of Structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology*, 4(3): 239-45.
- CHEMALE JR. F., ROSIERE, C.A. & ENDO, I. 1991. Evolução Tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - Um modelo. *Pesquisas*, 18(2): 104-127.
- DORR, J.N. 2d. 1969. Physiographic, stratigraphic, and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. U.S. Geological Survey Professional Paper. 641A:1-10.
- Ladeira, E.A. & Viveiros, J.F.M. 1984. Hipótese sobre a Estruturação do Quadrilátero Ferrífero com Base nos Dados Disponíveis. *Boletim Especial, Belo Horizonte*, 58G-MG, 4:1-14.

Fig. 1 - LOCALIZAÇÃO E MAPA ESTRUTURAL SIMPLIFICADO

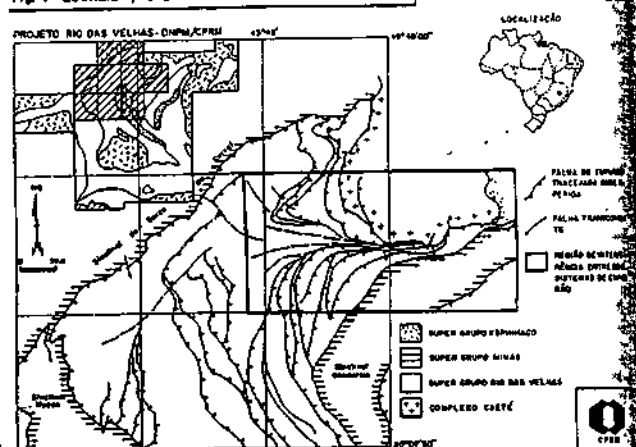
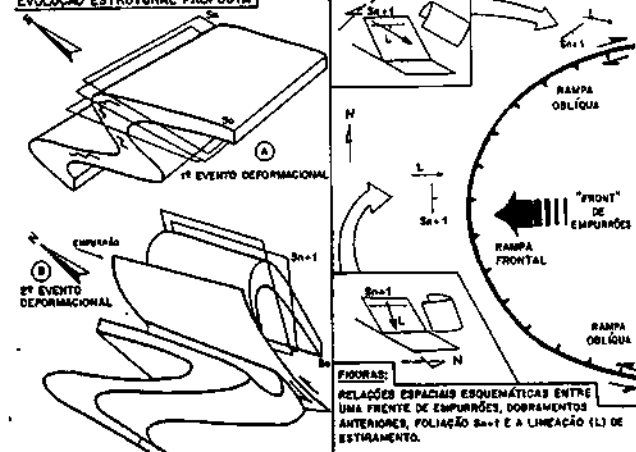


Fig. 2 - MODELO CONCEITUAL ESQUEMATIZADO DA EVOLUÇÃO ESTRUTURAL PROPOSTA



EVOLUÇÃO POLICÍCLICA ARQUEANA DOS COMPLEXOS ARQUEANOS DA PORÇÃO MERIDIONAL DO CRATON DO SÃO FRANCISCO, COM BASE EM EVIDÊNCIAS ISOTÓPICAS DE SR, PB E ND

WILSON TEIXEIRA

CENTRO DE PESQUISAS GEOCRONOLÓGICAS, INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS-USP

MAURÍCIO ANTÔNIO CARNEIRO

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA, UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

CARLOS MAURÍCIO NOCE

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

NUNO MACHADO

GEOTOP, UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTREAL, CANADÁ

PAUL NIGEL TAYLOR

DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES, UNIVERSITY OF OXFORD, INGLATERRA

Os terrenos polimetamórficos que constituem a porção meridional do Craton do São Francisco podem ser divididos em três complexos gnáissicos maiores, com base em suas características geológicas e geocronológicas. A evolução crustal destes complexos pode ser considerada policíclica (Teixeira et al., submetido), com base numa interpretação geocronológica integrada do acervo de dados isocrônicos Rb/Sr e Pb/Pb, diagramas concórdia U/Pb, idades modelo Sm/Nd (Tdm), e parâmetros isotópicos (razões iniciais isocrônicas, c_{Nd} e valores de $m1$).

O complexo metamórfico Bonfim, situa-se na parte centro-ocidental cratônica, sendo o melhor caracterizado no aspecto geocronológico. Sua evolução principal é representada por um evento tectonomagmático no período 2.780-2.700 Ma, com base em idades U/Pb em monocristais de zircão e titanita (Carneiro, 1992). Este evento incluiu tanto o retrabalhamento como a geração de gneisses e diques máficos, além de intrusivas tonalíticas e graníticas de alto potássio possivelmente originados por processos de encurtamento crustal. Contemporaneamente a este evento, ocorreu a deposição e deformação do Rio das Velhas, conforme demonstrado por uma idade U/Pb em vulcânica félsica com 2.776 Ma neste "greenstone belt" (Machado et al., 1992).

A participação de crosta sílica antiga na evolução principal do complexo Bonfim é evidenciada por seis idades Sm-Nd em rochas gnáissicas, tonalitos e granitos obtidas, no intervalo 2.800-3.000 Ma, e pelos c_{Nd} negativos para $t=2.70/2.78$ Ga. Concluindo a evolução arqueana regional ocorreu ainda plutonismo granítico tardio (idades U/Pb de 2.610/2.593 Ma), identificado até o momento apenas das imediações do complexo Bonfim (Romano et al., 1991; Noce, 1993). Não obstante, durante o Proterozóico fenômenos diferenciais de baixo grau metamórfico ocorreram, registrados pelos padrões heterogêneos de rejuvenescimento isotópico Rb/Sr (isócronas em rocha total) e K/Ar (anfíbólios e biotitas), obtidos em diferentes unidades do complexo (Carneiro, 1992).

O complexo metamórfico Belo Horizonte, situa-se no Quadrilátero Ferrífero, sendo caracterizado por unidades "greenstone" parcialmente migmatizadas (Noce, 1993). Idades U/Pb (monocristais de zircão) e Rb/Sr em rochas gnáissicas e migmatíticas e corpos granitóides (e.g., Cacté, Santa Luiza), concentram-se no período 2.860-2.800 Ma e 2.776-2.712 Ma (Machado et al., 1992; Noce, 1993; Teixeira et al., submetido). O envolvimento de crosta sílica mais antiga durante a evolução policíclica deste complexo é apontado por idades mínimas U/Pb (zircões) de ca. 3.070 e 2.920 Ma (respectivamente em rochas gnáissicas e vulcânicas félsicas de "greenstone"). Esta hipótese é também reforçada por uma elevada razão inicial isocrônica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.710) obtida em gneisses regionais (Teixeira et al., 1987).

Durante o Transamazônico (2.250-2.100 Ma) o complexo sofreu retrabalhamento crustal (facies anfibolito), conforme sugerido por datações U/Pb (titanitas) e Rb/Sr. Processos tardios de rejuvenescimento isotópico das unidades do complexo também ocorreram durante o Proterozóico médio e superior, com base no padrão de suas idades aparentes K/Ar (minerais). Tal rejuvenescimento isotópico estaria associado a processos tectônicos contemporâneos, identificados no Quadrilátero Ferrífero e na margem ocidental cratônica (Marshak e Alkmin, 1989; Teixeira et al., op. cit.).

O complexo Campo Belo, situado no setor oriental da área cratônica, é representado por unidades gnáissico-migmatíticas, anfibolitos, granitóides intrusivos, além de seqüências vulcano-sedimentares tipo "greenstone" (Piumhi, Apacerica, Santana do Jacaré). Sua evolução é caracterizada por idades U/Pb (zircão), Rb/Sr e Pb/Pb nos intervalos 3.000-3.000 Ma, 2.900 Ma e 2.650 Ma. Quatro idades Sm/Nd com valores de até 3.070 Ma, comprovam a origem primitiva do complexo, em época contemporânea aos protolitos identificados nos complexos Bonfim e Belo Horizonte. Entretanto, o complexo Campo Belo foi rejuvenescido regionalmente por processos de retrometamorfismo, associados ao ciclo Transamazônico, com base na distribuição geográfica das idades aparentes K/Ar (anfíbólios e biotitas) e seu padrão geocronológico. Em síntese, a integração do acervo de dados isotópicos disponíveis e informações de cunho evolutivo sugere que a evolução arqueana regional teve caráter policíclico. A maior frequência de dados radiométricos nos períodos 3.000-3.000 Ma, 2.869-2.800 Ma e 2.780-2.700 Ma sugere que a evolução arqueana incluiu crescimento repetitivo de crosta continental e de maneira independente entre os complexos estudados. Com base na distribuição paleogeográfica dos padrões de idade identificados e a correspondente representatividade geológica dos três complexos é possível o envolvimento crustal tenha ocorrido de oeste para leste. Entretanto, o evento do Arqueano tardio (2.780-2.700 Ma), ocorrendo extensivamente na porção meridional cratônica, possivelmente estaria associado à aglutinação dos complexos metamórficos. Já o plutonismo tardio (2.610/2.593 Ma), identificado no momento apenas no setor ocidental da área estudada, marcaria o final da evolução continental arqueana.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CARNEIRO, M., 1992. O 'complexo' metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, MG): litostratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, 233p.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; LADEIRA, E. A.; BELO DE OLIVEIRA, O., 1992. U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104: 1221-1227.
- MARSHAK, S.; ALKMIN, F.F., 1989. Proterozoic contraction extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, 8 (3): 555-571.
- NOCE, C. M., 1993. A evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero com base em geocronologia U/Pb e Rb/Sr Relatório de atividades. Projeto FAPESP. 53p.
- ROMANO, W.; BERTRAND, J.M.; MICHARD, A.; ZIMMERMANN, J.L., 1991. Tectonique tangentielle et décrochements d'âge Proterozoïque inférieur (orogénèse transamazonienne, environ 2000 MA) au Nord du "Quadrilatere ferrifere" (Minas Gerais, Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313, p.1195-1200.
- TEIXEIRA, W.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; TAYLOR, P. N.; VAN SCHMUS, R., 1987. Archean and Early Proterozoic crustal evolution in the southern part of the São Francisco Craton. In: *International Symposium on Granites and associated Mineralizations*, Salvador, Bahia. *Extended Abstracts*, p. 37-40.
- TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M. A.; NOCE, C.M.; MACHADO, N.; SATO, K.; TAYLOR, P.N., Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the Southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, (submetido), 1994.

AS FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS DA REGIÃO DE CONCEIÇÃO DO TOCANTINS - TO: CARACTERIZAÇÃO PRELIMINAR

FERNANDO PEREIRA DA ROCHA THOMSEN, RAUL MINAS KUYUMJIAN
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - UNICAMP

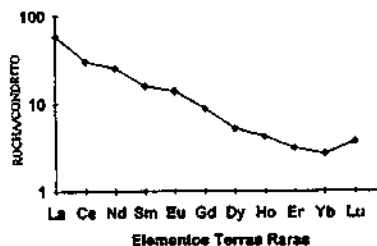
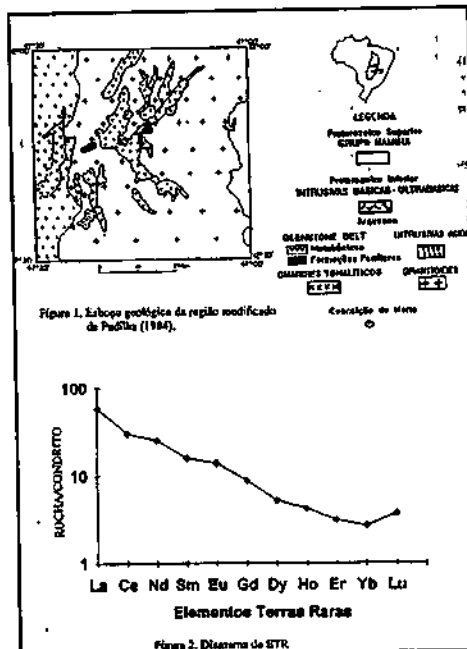
A região estudada situa-se na porção nordeste do Maciço de Goiás, constituindo o embasamento da porção norte da Faixa de Dobramentos Brasília. O terreno granitóide-greenstone, de idade provavelmente, arqueana, do sudeste do Estado do Tocantins compreende várias faixas de sequência vulcano-sedimentar total ou parcialmente separadas por blocos granito-gnáissicos (fig. 1). A sequência vulcano-sedimentar compreende uma unidade basal (unidade metavulcânica) constituída de metabasaltos, e uma unidade de topo (unidade metasedimentar) composta de filitos sericiticos, localmente carbonosos, com intercalações de formações ferríferas bandadas, metavulcânicas félsicas, metacherts e quartzitos (Costa, 1984; Cruz & Kuyumjian, 1993).

As formações ferríferas bandadas que ocorrem no terreno granitóide-greenstone no sudeste do Estado do Tocantins, mais precisamente na região de Almas-Dianópolis, foram individualizadas, pela primeira vez, por Correia Filho & Sá (1980) como itabiritos constituídos por intercalações de hematita e quartzo. Padilha (1984) cita intercalações de cherts e formações ferríferas bandadas a magnetita e hematita e a grunerita e magnetita como fazendo parte da estratigrafia do greenstone belt de Almas-Dianópolis.

Na região de Conceição do Tocantins as formações ferríferas bandadas do greenstone são mais abundantes que na região de Almas-Dianópolis e ocorrem segundo níveis estreitos de ocorrência restrita ou níveis espessos sustentando grandes elevações. Em afloramento são caracterizadas pela alternância de bandas milimétricas de quartzo e óxidos de ferro. Na região, níveis dessas formações constituem, geralmente, encaixantes de litologias submetidas a alteração hidrotermal e contendo mineralizações auríferas.

São constituídas essencialmente por quartzo (45%), magnetita (25%) e hematita (30%), esta última como produto da martitização da magnetita. Sua composição química é caracterizada por concentrações de 45-48% de SiO₂, 48-52% de Fe₂O₃, 1% de FeO, 1% de Al₂O₃ e demais óxidos de elementos maiores segundo concentrações inferiores a 0,5%. Tal composição é semelhante àquelas de fácies óxido de formações ferríferas de outras regiões do mundo.

O padrão de distribuição de elementos terras raras (ETR) mostra fracionamento da série (La/Yb = 21,97), enriquecimento em ETR leves, empobrecimento em ETR



Reavaliação e Novos Dados Geocronológicos (Pb/Pb e K/Ar) da Região do Quadrilátero Ferrífero e Adjacências

Issamu Endo¹ & Rômulo Machado²

¹Departamento de Geologia - UFOP

Campus Morro do Cruzeiro, CEP 35400-000, Ouro Preto, MG, BRA

²Departamento de Mineralogia e Geotectônica - Instituto de Geociências - USP, São Paulo, SP, BRA

Palavras-chave: geocronologia, Quadrilátero Ferrífero, Supergrupo Minas e Rio das Velhas.

RESUMO

Os estudos geocronológicos efetuados no Quadrilátero Ferrífero e regiões adjacentes têm sido fundamentais para a elucidação dos processos geodinâmicos relacionados à formação e consolidação deste segmento crustal. São reconhecidos dois conjuntos estratigráficos maiores: o Supergrupo Rio das Velhas e unidades correlatas, e o Supergrupo Minas. O evento geológico melhor caracterizado (U/Pb, em zircão) está associado à deposição, metamorfismo e magmatismo do Supergrupo Rio das Velhas. O magmatismo associado ao evento metamórfico principal desta unidade se deu no intervalo entre 2.780 Ma e 2.730 Ma. Rochas vulcânicas do Grupo Nova Lima (base do Supergrupo Rio das Velhas) apresentaram idade (U/Pb, em zircão) de 2.770 Ma. Datações (Pb/Pb) em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas forneceram idades de cerca de 2.420 Ma. Granitóides intrusivos na sequência basal do Supergrupo Minas forneceram idades de 2.612 Ma (U/Pb, em zircão) e 2.608 Ma (Pb/Pb, em zircão por evaporação). A idade do magmatismo Transamazônico está bem registrado em granitos alojados em descontinuidades crustais ocorridos em torno de 2.120 Ma. O ciclo Brasileiro foi responsável pelo reequilíbrio isotópico diferenciado do sistema K/Ar. São controversos os parâmetros tectônicos como vergência e polaridade metamórfica dos eventos arqueanos e paleoproterozóicos.

Keywords: geochronology, Quadrilátero Ferrífero, Rio das Velhas Supergroup, Minas Supergroup.

ABSTRACT

Geochronological investigations have clarified the geodynamic process and ages of the Rio das Velhas Supergroup and Minas Supergroup, two of the main stratigraphic units of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. The best characterized geologic event (U/Pb in zircon crystals) is related to deposition, metamorphism and magmatism of the Rio das Velhas Supergroup. The magmatic event of the Rio das Velhas Supergroup occurred between 2.78 Ga and 2.73 Ga. The volcanic rocks of the Nova Lima Group, the basal unit of the Rio das Velhas Supergroup, have an Archaean age of ca 2.77 Ga. Pb/Pb dates on carbonate rocks of the Minas Supergroup yield an age of 2.42 Ga. Intrusive granitoids in the basal units of the Minas Supergroup have yielded a U/Pb zircon date of 2.612 Ga and Pb/Pb zircon date of 2.608 Ga. Transamazonian magmatism is well represented by granite emplacement along crustal discontinuities at ca 2.120 Ga. The vergence and metamorphic polarity of the Archaean and Paleoproterozoic orogenies are still controversial. The Brazilian cycle was responsible for isotopic rejuvenation of the K/Ar system by partial or total argon losses.

INTRODUÇÃO

A região compreendida pelo cráton São Francisco meridional e áreas circunvizinhas, onde se insere o Quadrilátero Ferrífero (QFe), foi palco de vários eventos geodinâmicos que se processaram durante o Arqueano e o Proterozóico. Estes eventos são marcados por manifestações de intensa atividade de deformação, retrabalhamento e acreção crustal (e.g. Teixeira 1985, Machado & Demange 1992, Cameiro 1992, Heilbron 1993, Noce 1995, Campos & Figueiredo 1995, Teixeira *et al.* 1996, Machado 1997, Endo 1997), juntamente com atividades tafrogênicas associadas aos magmatismos ácido e básico (e.g. Martins Neto 1993, Dussin 1994).

A regionalização tectônica deste segmento crustal teve como ponto de partida os estudos pioneiros de Djalma Guimarães (1951) com a delimitação dos antigos núcleos crustais estáveis do Brasil. Para o autor, o escudo brasileiro era constituído de cinco maciços siálicos: o "Arqui-Brasil", o "Arqui-África", o "Arqui-Gondwana", o "Soco Arqueozóico" Goiano-Matogrossense e o "Arqui-Guiana". Na sua concepção, a evolução deste vasto segmento crustal ocorreu da seguinte forma:

a. no início do Proterozóico, o Brasil ainda era fragmentado em maciços continentais, separados por oceanos, que ingressaram em longo período erosivo;

b. o diastrofismo "Huroniano" (e.g. Card *et al.* 1972, Sims *et al.* 1981, Van Schmus 1982), a primeira fase orogênica do Proterozóico, proporcionou a aproximação das massas continentais "Arqui-África" e o "Soco Goiano-Matogrossense" ao maciço "Arqui-Brasil". Devido aos dobramentos huronianos, formaram-se as antefossas marinhas, sede dos depósitos tipo Itacolomi do QFe;

c. após a sedimentação Itacolomi, teria ocorrido o segundo ciclo diastrófico, o "Penoqueano", renovando os processos de mobilização magmática e metamorfismo regional. Durante este evento orogenético, acentuou-se a cratonização das formações "algonquianas" e, praticamente, consumou-se a aglutinação dos maciços arqueanos;

d. o evento diastrófico Caledoniano proporcionou o cavalgamento do cinturão orogênico "Penoqueano" sobre as margens do continente "Arqui-Brasil".

Os estudos sobre o maciço siálico "Arqui-Brasil" se intensificaram nas décadas seguintes, possibilitando o estabelecimento do núcleo tectônico estável denominado, posteriormente, cráton São Francisco. A sua delimitação e atual conformação devem-se a Almeida (1977, 1981). Este

núcleo representa o antepaís em relação aos cinturões móveis neoproterozóicos adjacentes (Almeida & Hasui 1984). Alkmim *et al.* (1993) ajustaram a geometria do cráton São Francisco à realidade dos novos dados estruturais, geofísicos e isotópicos produzidos na década de 80. Estabeleceram, também que, do ponto de vista mecânico, o cráton São Francisco comportou-se como uma entidade coesa, como bloco de antepaís com núcleos estáveis, para a deformação dos cinturões marginais e cinturões de antepaís. Fugindo destas características, a região do Espinhaço Setentrional desenvolve uma deformação ao longo do corredor Paramirim e em consonância com a identidade cratônica os autores interpretam esta deformação como sendo induzida por mecanismos centrados no pós-país dos cinturões Araçuaí, a sul, e Rio Preto, a norte. Cabe lembrar que a concepção final é resultado de aprimoramentos contínuos proporcionado pelas contribuições de Barbosa (1966), Ebert (1968), Cordani *et al.* (1968), Almeida (1969), dentre outros.

Este trabalho apresenta uma síntese e reavaliação dos dados geocronológicos disponíveis por diferentes metodologias isotópicas da região do QFe e adjacências, juntamente com novos dados K/Ar (em biotita, moscovita e anfíbólio) e Pb/Pb (em zircão, por evaporação) obtidos por um dos autores em sua tese de doutoramento (Endo 1997). Os dados K/Ar (15 amostras) são oriundos principalmente de anfíbolitos, gnaisses e gnaisses miloníticos dos complexos metamórficos Santa Bárbara (9), Mantiqueira (4) e Belo Horizonte (2). Os dados Pb/Pb (4 amostras) são provenientes de granito (1), granito milonítico (2) e gnaiss milonítico (1) do Complexo Bação.

Inicialmente será apresentada uma síntese dos principais modelos tectônicos propostos para a região do QFe, seguindo-se a apresentação e discussão dos dados geocronológicos dos complexos metamórficos Bonfim e Campo Belo (Tabela 1), Belo Horizonte e Cacté (Tabela 2), Bação (Tabela 3) e Santa Bárbara (Tabela 4), da região meridional do Quadrilátero Ferrífero (Tabela 5) e dos supergrupos Rio das Velhas e Minas, e do Grupo Itacolomi (Tabela 6) (Fig. 1).

ARCABOUÇO TECTÔNICO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

No contexto do arcabouço geodinâmico, a região do Quadrilátero Ferrífero, localizada na borda meridional do antepaís brasileiro, o cráton São Francisco, se encontra num cenário de influência de dois cinturões de

cisalhamento dúcteis, com transportes tectônicos centrípetos. Estes elementos tectônicos são a faixa Alto Rio Grande, localizada a sul e a faixa Araçuaí, a leste (e.g. Almeida & Hasui 1984, Fuck *et al.* 1993), ambas de idade brasileira. Cinturões mais antigos têm sido identificados recentemente com base na caracterização de suas assina-

turas isotópicas, geoquímicas, petrográficas e estilos deformacionais, a exemplo do cinturão Mineiro situado na borda sul do cráton Paramirim (e.g. Almeida 1981, Teixeira *et al.* 1987a, Noce 1995, Noce & Teixeira 1996) (Fig. 1).

Coube a Guimarães (1951) o estudo pioneiro de síntese sobre a evolução deste segmento do escudo brasileiro

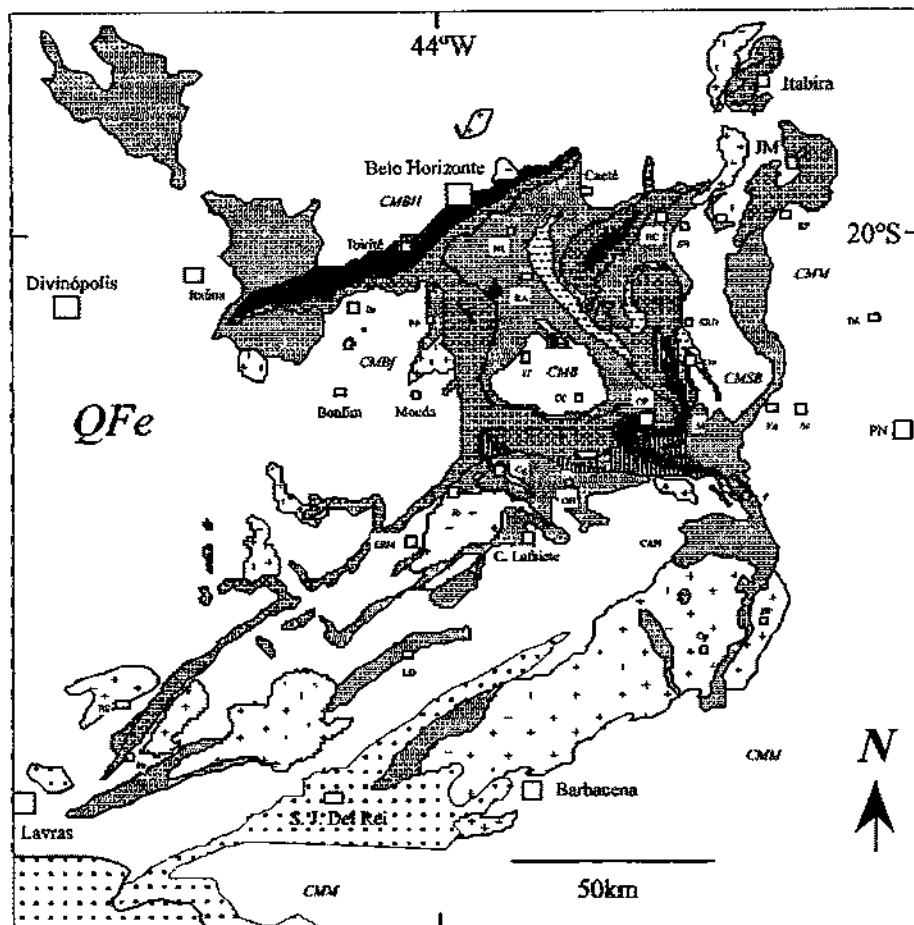


Figura 1. Esboço geológico do Quadrilátero Férreo e áreas adjacentes do escudo Mineiro. Legenda: 1 - Embasamento Arqueano retrabalhado ou não: CMBH - Complexo Metamórfico Bonfim, CMB - Complexo Metamórfico Bação, CMM - Complexo Metamórfico Mantiqueira, CMBH - Complexo Metamórfico Belo Horizonte; 2 - Grupo Nova Lima e Barbacena; 3 - Grupo Maquiné; 4 - Supergrupo Minas e Grupo Dom Silvério; 5 - Grupo Sabará; 6 - Grupo Itacolomi; 7 - Granitóides Arqueanos e Paleoproterozóicos; 8 - Supergrupo Espinhaço; 9 - Grupos São João del Rei, Andrelândia e Bambuí (mod. Machado *et al.*, 1983; Schobbenhaus *et al.*, 1984; Soares *et al.*, 1994). BS - Bom Sucesso; Ib - Ibituruna; LD - Lagoa Dourada; ERM - Entre Rios de Minas; Jb - Jeceaba; Cg - Congonhas; Cp - Cipotânea; BP - Brás Pires; P - Piranga; M - Mariana; OP - Ouro Preto; CC - Cachoeira do Campo; IT - Itabirito; PP - Piedade do Paraopeba; Br - Brumadinho; NL - Nova Lima; RA - Rio Acima; BC - Barão de Cocais; SB - Santa Bárbara; SRD - Santa Rita Durão; Fq - Furquim; Ac - Acaíaca; PN - Ponte Nova; DS - Dom Silvério; RP - Rio Piracicaba; F - Florália.

situado na margem sudeste do maciço siálico "Arqui-Brasil". Segundo o autor, o arcabouço tectônico desta região é resultado de pelo menos cinco fases de deformação: a primeira, de natureza epirogênica; a segunda, orogênica - o evento "Huroniano"; a terceira diastrófica - o evento "Penoqueano"; a quarta, diastrofismo de caráter epirogênico - "Cambriano"; e a quinta fase, diastrofismo relacionado ao ciclo "Caledoniano".

Para Dorr (1969), o arcabouço tectônico do QFe deve-se a três eventos de deformação. O primeiro evento afetou apenas as unidades do Supergrupo Rio das Velhas, cuja intensidade de deformação aumenta de leste para oeste. Esta polaridade é evidenciada pelas maiores relações angulares de não-conformidade entre as unidades do Supergrupo Rio das Velhas e do Supergrupo Minas. O foco orogênico pré-Minas estaria localizado a W ou SW do Quadrilátero Ferrífero, conforme pode ser evidenciado inclusive pela direção de proveniência dos sedimentos Minas. A extensão e o *trend* deste cinturão não foram ainda definidos.

O segundo evento deformacional ocorreu entre os períodos relativos à sedimentação do Supergrupo Minas e do Grupo Itacolomi. Foi caracterizado como um evento de natureza mais diastrófica do que orogênica, com arqueamentos e soerguimentos de camadas. A erosão do Grupo Piracicaba foi de cerca de 1.000 metros. Para este autor, uma importante atividade tectônica atuou na direção W-SW, durante o intervalo da sedimentação Minas e Itacolomi, conforme sugerida pela presença de conglomerados itabiríticos neste último.

O terceiro evento se processou após a sedimentação do Grupo Itacolomi e envolveu todas as seqüências pré-cambrianas, sendo responsável pelas dobras sinformais e antiformais de eixos N-S, E-W, NE-SW e NW-SE e soerguimento parcial do Complexo Metamórfico Bação. Seguem-se estruturas de rasgamentos e cavalgamentos com transporte para W e NW que, em geral, promovem a inversão dos flancos E e SE das dobras maiores. O encurtamento crustal estimado na direção E-W é da ordem de dezenas de quilômetros, com vetor tectônico dirigido para NW e W.

Marshak & Alkmim (1989) propõem quatro eventos tectônicos pós-Minas para explicar a evolução do arcabouço estrutural do QFe. O primeiro evento de deformação, pós-Minas [D1], de caráter compressional, afetou generalizadamente as rochas do Supergrupo Minas e foi responsável pela formação de estruturas vergentes para NW e desenvolvimento de xistosidade regional em condições metamórficas de facies xisto-verde alto a anfibolito baixo. A xistosidade [D1] ocupa a posição axial das dobras

em escalas mega a mesoscópicas, de orientações axiais NE-SW e NW-SE. Estas dobras incluem o Sinclinal Gandarela e parte do Sinclinal Ouro Fino, assim como a anticlinal de Conceição. Os autores propõem um modelo estrutural com deformação por dobramentos e empurrões (*fold-thrust belt*). Este evento é relacionado à orogênese Transamazônica. O segundo evento [D2], de idade Uruaçuana e campo compressivo de direção N-S, gerou dobras normais com clivagens de orientação E-W, que redobram a xistosidade [D1], com falhas inversas associadas. Este evento promoveu a acomodação do sinclinal Moeda-Dom Bosco em torno do Complexo Metamórfico Bação. Este estilo de estruturas é característico de deformação em níveis crustais rasos e em condições não metamórficas. Segue-se um evento de extensão crustal [DE], caracterizado por falhamentos normais e colocação de diques máficos no QFe, que teria sido responsável pela formação da bacia Espinhaço. O último evento [D3], de idade brasileira, teria sido responsável pelo desenvolvimento do cinturão de dobramentos do Espinhaço e falhamentos N-S na serra do Caraça. Neste evento, o Complexo Metamórfico Bação (Fig. 1) cavalga as rochas do Supergrupo Minas no flanco leste do sinclinal Moeda. O campo compressivo é dirigido para oeste.

Subseqüente ao evento [D1] de Marshak & Alkmim (1989), Marshak *et al.* (1992) postularam um evento tectônico de caráter extensional, com geração de estruturas do tipo domos e calhas, que foi acompanhado de metamorfismo de contato do Complexo Metamórfico Belo Horizonte com rochas do Grupo Sabará (Fig. 1). A idade deste evento (idade Sm/Nd, em granada, moscovita e rocha total) situa-se ao redor de 2.100 Ma a 2.095 Ma, conforme indicado pelo sistema isotópico Sm/Nd em granadas, moscovitas e rocha total (Alkmim *et al.* 1994, Marshak *et al.* 1997).

Chemale Jr. *et al.* (1992 e 1994) propõem um modelo tectônico com superposição de dois eventos de deformação regional. O primeiro, de caráter extensional, com orientação WNW-ESSE, foi responsável pelo desenvolvimento dos megasinclinais interconectados (Moeda, Dom Bosco, Santa Rita, Gandarela, João Monlevade e Itabira) e soerguimento dos complexos metamórficos do QFe (Fig. 1). Nas zonas de cisalhamento, as condições metamórficas foram em facies xisto-verde baixo, atingindo a facies anfibolito junto às auréolas dos complexos metamórficos Bonfim e Bação (Fig. 1). Presume-se que este evento tenha atuado entre 2.060 Ma a 2.000 Ma (evento Transamazônico). O segundo evento corresponderia aos episódios de compressão com o campo dirigido para oeste. Este evento é constituído de três fases de deformações progressivas, que são correlacionadas ao evento Brasileiro (650 Ma a 500 Ma). A fase [D1] produz os efeitos mais

penetrativos sob condições metamórficas de facies xisto-verde a anfibolito. As foliações miloníticas exibem, comumente, uma conspicua lineação de estiramento mineral com caimentos para E, associadas às zonas de cisalhamento, falhas de rasgamento e zonas transcorrentes conjugadas. A fase [D2] é caracterizada pela nucleação de dobras normais com clivagens E-W associadas, sob condições metamórficas de facies xisto-verde. Falhas transcorrentes são também desenvolvidas. A fase [D3] é responsável pelo desenvolvimento de dobras e crenulações N-S, com clivagens e falhas inversas associadas. Os autores postularam também que um evento tectônico pré-Minas (orogenia Rio das Velhas), no intervalo entre 2.780 Ma a 2.703 Ma, teria afetado o Supergrupo Rio das Velhas e rochas granito-gnáissicas. Trata-se de uma orogênese de natureza compressiva com componente direcional dominante.

Para Endo (1997) e Endo & Machado (1998) a arquitetura do QFe e regiões adjacentes na parte Sul do escudo Mineiro é o resultado da superposição de três ciclos geodinâmicos: Jequié, Transamazônico e Brasileiro. O ciclo Jequié (2,78 Ga a 2,56 Ga) consiste de três eventos tectônicos de natureza transpressional. O primeiro evento, do Neo-Arqueano Inferior, corresponde à orogenia Rio das Velhas desenvolvida em regime direcional transpressional N-S, dextral, acompanhado de magmatismo e metamorfismo do Grupo Nova Lima em condições de facies anfibolito. Os plútons importantes deste magmatismo são: Tonalito Samambaia, granodiorito Mateus Leme, Ibitiré e Caeté e o Granito Brumadinho (e.g. Romano 1989, Carneiro 1992, Machado *et al.* 1992, Chemale Jr. *et al.* 1993, Noce 1995). A deposição do Grupo Maquiné e a colocação de enxame de diques máficos de orientação NW-SE de idade 2,66 Ga (Pinese 1997) ocorreram em regime direcional transpressional sinistral. Após este evento segue-se o metamorfismo e deformação do Grupo Maquiné e colocação de plútons graníticos como Salto do Paraopeba, Itabirito e o São Gonçalo do Bação por volta de 2,61 Ga a 2,55 Ga (e.g. Noce 1995, Endo 1997). O ciclo Transamazônico é composto por dois eventos compressivos, cujas idades situam-se por volta de 2,25 Ga e 1,9 Ga. O primeiro possui vergência para S-SW e o segundo para NW. Naquele período, corpos plutônicos expressivos ascenderam à crosta ao longo de descontinuidades crustais como o Alto Maranhão, Ressaquinha, Tabuões, Ritópolis, Lavras, Itutinga e outros. Finalmente, o efeito do ciclo Brasileiro neste segmento crustal está representado, principalmente, por um forte reequilíbrio isotópico no sistema K/Ar, proporcionado pela tectônica de falhas reversas, que ocasionam fatiamentos e soerguimentos de blocos do embasamento.

Embora, aparentemente desconectado da geologia do QFe, os estudos desenvolvidos por Ebert na região sul do estado de Minas Gerais, especialmente no "nó" tectônico de Andrelândia (Ebert 1968 e 1984), trouxe inúmeras contribuições para o entendimento da tectônica da parte meridional do cráton São Francisco. Ebert (1984) foi quem caracterizou pela primeira vez a estrutura sinformal da sequência Minas encaixada em rochas do complexo metamórfico na região de Bom Sucesso. Tal feição chamou a atenção do autor pela concordância geral entre as estruturas de ambas as unidades. Posteriormente, o entendimento desta relação se mostrou fundamental para a compreensão da estruturação do QFe (e.g. Chemale Jr. *et al.* 1992, Marshak *et al.* 1992).

Além disso, Ebert (1968) definiu a concepção básica do cinturão orogênico "assintótico" na borda meridional do cráton São Francisco que consiste na inter-relação de dois sistemas orogênicos distintos: o sistema *Araxaides* e o sistema *Paraibides*. Estes sistemas delimitam o antepaís assintótico, referência ao qual se daria o transporte tectônico. A divisão estrutural dos *externides* compreende a faixa de Juiz de Fora a Barbacena, constituída por rochas da facies anfibolítica (subfacies com estauroлита ou cianita) e a faixa do Espinhaço, com suaves dobramentos e falhamentos, constituída por rochas da facies xisto-verde com clorita. A junção destas faixas representaria o limite do antepaís assintótico. A faixa do Espinhaço inclui, além das unidades do Supergrupo Minas, Grupo Itacolomi e unidades arqueanas, as unidades sedimentares neoproterozóicas da bacia do São Francisco.

ACERVO GEOCRONOLÓGICO

As primeiras idades radiométricas do QFe devem-se a Herz *et al.* (1961) e Herz (1970), obtidas em gnaisses e granitóides dos complexos metamórficos do Quadrilátero Ferrífero, a partir dos métodos K/Ar e Rb/Sr em minerais. Com base nestas idades e nas relações de campo, o autor propõe a seguinte ordem cronológica de eventos:

E1. deposição das unidades do Supergrupo Rio das Velhas, de idade superior a 2.700 Ma;

E2. intrusão de rochas máficas e ultramáficas em torno de 2.675 Ma;

E3. Intrusão do granodiorito Engenheiro Corrêa (Complexo Metamórfico Bação) e Granito Mamona (Complexo Metamórfico Bonfim);

E4. deposição dos sedimentos do Supergrupo Minas;

E5. atividade de rejuvenescimento ígneo nos complexos metamórficos Bonfim e Bação; intrusão de granitos e granodioritos com xenólitos a norte da Serra do Curral e granitos pós-metamórficos, a leste do QFe, em torno de 1.350 Ma;

E6. evento de 1.000 Ma, relaciona-se aparentemente à atividade magmática e anatexia;

E7. uma atividade termal a 500 Ma, ou talvez duas, uma a 550 Ma e outra a 450 Ma, resultando em grande perda de argônio, especialmente em micas. Intrusões de pegmatitos, pelo menos na parte oriental do QFe;

E8. intrusões de sills de diabásio e corpos gabróicos a 120 Ma.

A partir de então, inúmeras datações radiométricas têm sido realizadas em diversas unidades da parte meridional do cráton São Francisco, com o uso de metodologias de maior poder interpretativo. O somatório destes dados tem possibilitado realizar uma modelagem mais elaborada de processos e eventos tectônicos que atuaram neste segmento crustal. Estes dados e modelos são apresentados em Cordani & Teixeira (1979), Cordani *et al.* (1980a e 1980b), Teixeira (1982 e 1985), Machado *et al.* (1983), Thorpe *et al.* (1984), Delhal & DemaiFFE (1985), Fiumari *et al.* (1985), Teixeira *et al.* (1987b), Heilbron *et al.* (1989), Quémeur & Vidal (1989), Romano (1989), Machado *et al.* (1989, 1992 e 1996), Oliveira & Teixeira (1990), Viana (1991), Carneiro (1992), Machado & Carneiro (1992), Noce (1995), Carneiro *et al.* (1995), Teixeira *et al.* (1996), Figueiredo & Teixeira (1996), Olivo *et al.* (1996), Teixeira & Martins (1996), Marshak *et al.* (1997), Endo (1977) e Endo e Machado (1998).

A seguir, será apresentado um quadro global sintético do acervo radiométrico disponível sobre a área investigada e suas interpretações geocronológicas. Para facilitar a discussão, os dados serão apresentados segundo os domínios tectônicos aqui considerados.

Domínio do Complexo Metamórfico Bonfim e Adjacências

Carneiro (1992) caracterizou no Complexo Metamórfico Bonfim o principal evento tectono-termal do Arqueano: o evento Rio das Velhas. Este evento teria promovido o reequilíbrio do sistema isotópico em facies anfibolito do Gnaiss Alberto Flores, por volta de 2.772 Ma, indicado pelas cristalizações e/ou recristalizações de zircões e titanitas. Contemporâneo ao retrabalhamento (metamor-

fismo), ocorreu um plutonismo cálcio-alcálico, que culminou com a colocação do Tonalito Samambaia em crosta sílica. Além disso, o estudo isotópico do núcleo de zircões dos gnaisses Alberto Flores mostrou sua origem a partir de um protólito de idade estimada em 2.920 Ma. Este, por sua vez, registra uma herança isotópica de 3.280 Ma. Um plutonismo intermediário de idade 2.730 Ma é descrito por Machado *et al.* (1989). A evolução deste evento culminou com o plutonismo granítico pós-tectônico ocorrido há 2.703 Ma (Granito Brumadinho, Carneiro 1992). A intrusão do Granito Salto do Paraopeba em 2.612 Ma é interpretada como a manifestação final de magmatismo granítico associado à consolidação da plataforma arqueana (Noce 1995, Tabela 1).

Teixeira *et al.* (1985) reportam, no Complexo Metamórfico Campo Belo, a existência de processos de retrabalhamento crustal de 2.732 Ma, com possível formação de rochas há 2.798 Ma.

A sudoeste deste domínio, no Complexo Granulítico de Passatempo foi caracterizado um evento deformacional e metamórfico em facies granulito por volta de 2.566 Ma (Fiumari *et al.* 1985). Posteriormente, um novo pulso de migmatização e anatexia atingiu as rochas desta região, indicado pela idade convencional Rb/Sr de 2.243 ± 64 Ma ($R_i = 0,705$).

O evento tectono-termal Transamazônico proporcionou o rejuvenescimento isotópico em vastas áreas dos complexos metamórficos Bonfim, Campo Belo e Passatempo, sendo registrado por idades K/Ar e Rb/Sr que oscilam num intervalo de 2.219 Ma a 1.780 Ma (Teixeira 1982, Fiumari *et al.* 1985, Carneiro 1992) e intrusões graníticas pós-tectônicas tipo Alto Jacarandá, por volta de 1.900 Ma (Fiumari *et al.* 1985).

Registra-se também a atuação do evento Brasileiro através do rejuvenescimento isotópico do sistema K/Ar em biotitas. A distribuição geográfica das idades brasileiras, no âmbito deste domínio, apresenta tendência de concentração preferencial ao longo de faixas estreitas, principalmente, junto à borda do Complexo Metamórfico Bonfim (Hez *et al.* 1961, Carneiro 1992, Endo 1997).

Domínio do Complexo Metamórfico Belo Horizonte e adjacências

Neste domínio verifica-se, também, à semelhança do que ocorre no Complexo Metamórfico Bonfim, a atuação do evento Rio das Velhas através do plutonismo granítico de Caeté (2.776 Ma). Magmatismo tardio, correspondendo

Tabela 1. Acervo geocronológico dos complexos metamórficos Bonfim, Campo Belo e regiões adjacentes.

Proveniência	Litotipo	Método	Mineral	Idade(Ma) (RJ)	Interpretação	Local	Referência
Complexo Metamórfico Bonfim	Granito Mamona	K/Ar	Bio	740	Refr	IR223F	Endo (1997)
	Gnaiss Alberto Flores	U/Pb	Zir	2.772±6 (is)	Metam	DJ 8	Carneiro (1992)
	Gnaiss Alberto Flores	U/Pb	Zir	2.920 (u)	Protól 2	DJ 8	Carneiro (1992)
	Gnaiss Alberto Flores	U/Pb	Zir	3.280 (is)	Protól 1	DJ 8	Carneiro (1992)
	Gnaiss Alberto Flores	Rb/Sr	RT	2.219±80 (0,707)	Rejuv	DJ 8	Carneiro (1992)
	Gnaiss Alberto Flores	K/Ar	Bio	536±12	Rejuv	IL5	Carneiro (1992)
	Tonalito Samambaia	U/Pb	Zir	2.780±3/-2	Crist	NL7	Carneiro (1992)
	Tonalito Samambaia	Pb/Pb	Tit	2.774±6	Crist	MN10	Carneiro (1992)
	Tonalito Samambaia	K/Ar	Bio	1.166±31 a 715±36	Rejuv	MN10	Carneiro (1992)
	Granito Brumadinho	U/Pb	Zir	2.703±24/20(is)	Crist	DJ8	Carneiro (1992)
	Granito Brumadinho	Rb/Sr	RT	2.162±44 (0,70715)	Rejuv	DJ8 e MN10	Carneiro (1992)
	Anfibolito Paraopeba	K/Ar	Horn	2.157±80	Resfr Trans	AK7	Carneiro (1992)
	Anfibolito Paraopeba	K/Ar	Horn	2.022±72	Resfr Trans	BN2	Carneiro (1992)
	Anfibolito Paraopeba	K/Ar	Horn	2.067±34	Resfr Trans	CL7	Carneiro (1992)
	Anfibolito Paraopeba	K/Ar	Horn	1.972±73	Resfr Trans	CN5	Carneiro (1992)
	Anfibolito Paraopeba	K/Ar	Horn	1930±31	Resfr Trans	EK9	Carneiro (1992)
	Anfibolito Paraopeba	K/Ar	Horn	1991±46	Resfr Trans	FN1	Carneiro (1992)
	Granito-Gnaiss	K/Ar	Bio	550	Ev Termal	HA13	Herz <i>et al.</i> (1961)
	Granito-Gnaiss	K/Ar	Bio	514	Ev Termal	HA21	Herz <i>et al.</i> (1961)
	Granito-Gnaiss	K/Ar	Bio	493	Ev Termal	HA33	Herz <i>et al.</i> (1961)
	Granito-Gnaiss	K/Ar	Bio	462	Ev Termal	HA24	Herz <i>et al.</i> (1961)
Complexo Metamórfico Campo Belo	Granito-Gnaiss	K/Ar	Bio	790	Ev Termal	HA26	Herz <i>et al.</i> (1961)
	Granito-Gnaiss	K/Ar	Bio	600	Ev Termal	HA23	Herz <i>et al.</i> (1961)
	Granodiorito Mamona	U/Pb	Zirc	2.730±10(is?)	Cristal	II	Machado <i>et al.</i> (1989a e 1992)
	Granito Salto Paraopeba	U/Pb	Zirc	2.612±5(is)	Cristal	N26	Noce (1995)
	Granito Bom Sucesso	Rb/Sr	RT	2.700 (0,7015)	Rehom Trans	QVI	Quémenéur & Vidal (1989)
	Granito Bom Sucesso	Rb/Sr	RT	2.400 (0,7015)	Rehom Trans	QVI	Quémenéur & Vidal (1989)
	Bio-Gnaiss	K/Ar	Bio	1.998±60	Resfr Trans	WT7	Teixeira (1982)
	Horn-Bio Gnaiss	K/Ar	Bio	2.041±61	Resfr Trans	WT8	Teixeira (1982)
	Metab	K/Ar	Plag	2.141±64	Resfr Trans	WT9	Teixeira (1982)
	Gnaiss	K/Ar	Bio	1.763±82	Resfr Trans	WT12a	Teixeira (1982)
	Anfibolito	K/Ar	Anfib	2.077±62	Resfr Trans	WT12b	Teixeira (1982)
	Horn-Bio Gnaiss	K/Ar	Horn	2.161±162	Resfr Trans	WT17a	Teixeira (1982)
	Bio-Horn Gnaiss	K/Ar	Bio	1.996±60	Resfr Trans	WT17a1	Teixeira (1982)
	Bio-Horn Gnaiss	Pb/Pb	RT	2.732±20	Retrab	WT17a1	Teixeira <i>et al.</i> (1985)
	Bio-Horn Gnaiss	Tf	Apa	$\mu i = 8,11 \pm 0,12$ 836±60	Resfr	WT17a1	Teixeira <i>et al.</i> (1985)
	Bio Gnaiss	K/Ar	Bio	1.789±54	Resfr Trans	WT19	Teixeira (1982)
	Bio Gnaiss	Pb/Pb	RT	2.732±20	Retrab	WT19	Teixeira <i>et al.</i> (1985)
	Bio Gnaiss	Tf	Apa	$\mu i = 8,11 \pm 0,12$ 401±48	Resfr	WT19	Teixeira <i>et al.</i> (1985)
	Migmatito	K/Ar	Anfib	1.826±24	Resfr Trans	PS17p	Teixeira (1982)
	Horn-Bio Gnaiss	K/Ar	Bio	1.926±58	Resfr Trans	WT17c	Teixeira (1982)
Complexo Metamórfico Campo Belo	Bio Gnaiss	K/Ar	Bio	2.144±64	Resfr Trans	WT18	Teixeira (1982)
	Horn-Bio Gnaiss	K/Ar	Bio	1.954±59	Resfr Trans	WT14	Teixeira (1982)
	Bio Gnaiss	K/Ar	Bio	1.896±60	Resfr Trans	WT15	Teixeira (1982)
	Bio Gnaiss	K/Ar	Bio	1.999±60	Resfr Trans	WT16	Teixeira (1982)
	Bio Gnaiss	K/Ar	Bio	1.917±57	Resfr Trans	WT21	Teixeira (1982)
	Bio Gnaiss	K/Ar	Bio	1.848±55	Resfr Trans	WT24	Teixeira (1982)
	Gnaiss	K/Ar	Bio	1.729±52	Resfr Trans	WT25	Teixeira (1982)
	Gnaiss	K/Ar	Bio	1.767±50	Resfr Trans	MC381	Teixeira (1982)
	Gnaiss	K/Ar	Bio	1.858±57	Resfr Trans	WT22	Teixeira (1982)
	Gnaiss	Rb/Sr	RT	2.798±73(isoc), (0,70016)	Material Juvenil?	WT22	Teixeira <i>et al.</i> (1985)
Complexo Granitoamfilítico Passatempo	Granulitos	Rb/Sr	RT	2.566±53(isoc), (0,70624)	Retro Pluton	AP17/18	Fiumari <i>et al.</i> (1985)
	Granito Alto Jacarandá	Rb/Sr	RT	1.900±108(isoc), (0,70955)	Pluton	AP15	Fiumari <i>et al.</i> (1985)
	Anfibolito	K/Ar	Anfib	2.005±60	Resfr Trans	AP25	Fiumari <i>et al.</i> (1985)
	Gnaiss	K/Ar	Bio	1.845±55	Resfr Trans	AP22	Fiumari <i>et al.</i> (1985)
	Enderbitito	K/Ar	Bio	1.780±54	Resfr Trans	AP24	Fiumari <i>et al.</i> (1985)

Abreviações: Anfib - Anfibolito; Apa - Apatita; Bio - Biotita; Horn - Hornblenda; Zir - Zircão; Plag - Plagioclásio; Rut - Rutílio; Tit - Titanita; Cristal - Cristalização; RT - Rocha Total; Ev - Evento; Pluton - Plutonismo; Protól - Protólito; Reat - Reativação; Rehom - Rehomenização; Rejuv - Rejuvenescimento; Retromet - Retrometamorfismo; Resfr - Resfriamento; Retra - Retrabalramento; RI - Razão Inicial; Isoc - Isocrona; II - Intercepto Inferior; Is - Intercepto Superior; Crist - Cristalização; Metam - Metamorfismo; Metab - Metabaso; Milon - Milonizado; Trans - Transamazônico.

à etapa final de estabilização da crosta arqueana, é representado pelo Granito Santa Luzia (2.712 Ma) (Machado *et al.* 1989, Machado & Noce 1993, Noce 1995). Contexto similar é encontrado a oeste deste domínio, na região de Pitangui, onde Romano (1989) caracterizou dois corpos granitóides: o Granodiorito Caio Martins, de idade 2.755 Ma, e o Granito Mateus Leme, de idade 2.593 Ma (Tabela 2).

Noce (1995) caracterizou, no Complexo Metamórfico Belo Horizonte, um evento de migmatização principal com idade de 2.860 Ma. Frações de zircões de um mobilizado fêlsico do Gnaiss Belo Horizonte, com componente herdado, apresentaram idade mínima de 2.922 Ma. Adicionalmente, verificou-se ainda no Gnaiss Belo Horizonte uma homogeneização isotópica principal no sistema Rb/Sr por volta de 2.630 Ma.

O ciclo Transamazônico se manifesta através do retrabalhamento dos litotipos deste domínio, cujo auge metamórfico é registrado pela idade de titanitas em 2.041 Ma (Noce 1995), pelo retrabalhamento do Grano-

diorito Caeté entre 2.300 Ma e 2000 Ma (Oliveira & Teixeira 1990) e pelo reequilíbrio isotópico do sistema Rb/Sr em torno de 1963 Ma a 1864 Ma (Romano 1989). O processo de resfriamento marca o estágio final deste ciclo em torno de 1798 Ma a 1745 Ma.

O ciclo Brasileiro não afetou de forma generalizada o sistema isotópico na região, tendo sido registrada apenas uma manifestação no Granito Morro da Pedra com idade K/Ar de 800 Ma a 895 Ma (Herz *et al.* 1961). Registros do Paleo e Mesoproterozóico foram obtidos em gnaisses do Complexo Metamórfico Belo Horizonte e no granodiorito Caeté (Endo 1997).

Complexo Metamórfico Bação

Os dados radiométricos disponíveis sobre o Complexo Metamórfico Bação são escassos (Tabela 3). A manifestação do magmatismo granítico arqueano está registrada em

Tabela 2. Acervo geocronológico dos complexos metamórficos Belo Horizonte e Caeté.

Proveniência	Litotipo	Método	Mineral	Idade(Ma) (RI)	Interpretação	Local	Referência
Complexo Metamórfico Belo Horizonte	Gnaiss Belo Horiz/	K/Ar	Bio	1.134	Resfr	IR402D	Endo (1997)
	Gnaiss Belo Horiz/	K/Ar	Anf	2.018	Resfr	IR402D	Endo (1997)
	Gnaiss Belo Horiz/	U/Pb	Zir	2.860±14/-10	Mig	N33B	Noce (1995)
	Gnaiss Belo Horiz/	U/Pb	Tit	2.041±5(ii)	Mig	N33A	Noce (1995)
	Gnaiss Belo Horiz/	Rb/Sr	RT	2.619±65 (0,70625)	Ev Neo-Arque		Noce (1995)
	Gnaiss Belo Horiz/	Rb/Sr	RT	2.630±166 (0,7014)	Ev Neo-Arque		Teixeira <i>et al.</i> (1996)
	Gnaiss Belo Horiz/	K/Ar	Bio	1.798±96	Resfr Trans	N33G	Noce (1995)
	Granito Santa Luzia	U/Pb	Zir	2.712±5/-4(is)	Crist	N57	Noce (1995)
	Granito Santa Luzia	U/Pb	Tit	2.050	Met	N57	Noce (1995)
	Granito Cór. do Brumado	U/Pb	Mon	2.045 (conc)	Crist	N4	Noce (1995)
	Granito Morro da Pedra	Ph/Pb	K-Feld	2.227±490	Crist	N34	Noce (1995)
	Granito Morro da Pedra	K/Ar	Bio	895		HA15	Herz <i>et al.</i> (1961)
	Granito Morro da Pedra	K/Ar	Bio	800		HA15	Herz <i>et al.</i> (1961)
	Granito Gal Carneiro	Rb/Sr	RT	1.740±53	Reat Mesoprot	N41	Noce (1995)
	Granito Gal Carneiro	U/Pb	Zir	2.698±18	Crist		Chemale Jr <i>et al.</i> (1993)
NW do Quadrilátero Ferrífero	Granod Ibirité	U/Pb	Zir	2.698±18	Crist	CBS	Chemale Jr <i>et al.</i> (1993)
	Granod Caio Martins	U/Pb	Zir	2.593±18/-19(is)		CM1	Romano (1989)
	Granod Caio Martins	K/Ar	Bio	1.773±57		CM1	Romano (1989)
	Granod Caio Martins	Rb/Sr	RT+Bio	1.864 (0,7051)		CM1	Romano (1989)
	Granito Mateus Leme	U/Pb	Zir	2.755±14/-13(is)		MD1	Romano (1989)
	Granito Mateus Leme	K/Ar	Bio	1.745±64		MD1	Romano (1989)
Complexo Metamórfico Caeté	Granito Mateus Leme	Rb/Sr	RT+Bio	1.963 (0,7394)		MD1	Romano (1989)
	Granito	K/Ar	Bio	1.225	Resfr	IR438C	Endo (1997)
	Granod Caeté	U/Pb	Zir	2.776±7/-6(is)	Crist	2	Machado <i>et al.</i> (1989a e 1992)
	Granod Caeté, Baixo Strain	Rb/Sr	RT	2.250±124	Metam	BO2	Oliveira & Teixeira (1990)
	Granod Caeté Milon	Rb/Sr	RT	2.130±101	Metam	BO1	Oliveira & Teixeira (1990)
	Granod Caeté Milon	U/Pb	Rut	2.000 a 2.300	Metam	BO1	Oliveira & Teixeira (1990)

Abreviações: Granod - Granodiorito; Bio - Biotita; Anf - Anfibólio; Zir - Zircão; Tit - Titanita; Mon - Monazita; Rut - Rutílio; K-Feld - Feldspato potássico; RT - Rocha Total; Ev - Evento; Resfr - Resfriamento; RI - Razão Inicial; Conc - Concentrado; ii - Intercepto Inferior; Is - Intercepto Superior; Mig - Migmatização; Crist - Cristalização; Metam - Metamorfismo; Milon - Milonitizado; Arque - Arqueano; Trans - Transamazônico; Mesoprot - Mesoproterozóico; Cór. - Córrego; Gal - General.

Tabela 3. Acervo geocronológico do Complexo Metamórfico Bação.

Proveniência	Litotipo	Método	Mineral	Idade(Ma)	Interpretação	Local	Referência
Complexo Metamórfico Bação	Roc Granítica	K/Ar	Bio	2.440	Resfr	HA4	Herz <i>et al.</i> (1961)
	Roc Granítica	K/Ar	Bio	2.510	Resfr	HA4	Herz <i>et al.</i> (1961)
	Roc Granítica	K/Ar	Bio	2.310	Resfr	HA4	Herz <i>et al.</i> (1961)
	Roc Granítica	K/Ar	Bio	870	Resfr	HA29	Herz <i>et al.</i> (1961)
	Roc Granítica	K/Ar	Bio	760	Resfr	HA3	Herz <i>et al.</i> (1961)
	Roc Granítica	K/Ar	Bio	740	Resfr	HA25	Herz <i>et al.</i> (1961)
	Anfibolito	U/Pb	Tit	2.059± (conc)	Metam	13	Machado <i>et al.</i> (1989a e 1992)
	Pegmatito	U/Pb	Mon	2.030(1,35%disc)	Cristal	13	Machado <i>et al.</i> (1989a e 1992)
	Pegmatito	U/Pb	Mon	2.022(4%disc)	Cristal	15	Machado <i>et al.</i> (1989a e 1992)
	Granito Porf	U/Pb	Zir	2570 (is)	Idade do Mag	JD130	Delhal & Demaiffe (1985)
	Granito Fino	U/Pb	Zir+Tit	2820 (is)	Idade mín do CMB	JD131	Delhal & Demaiffe (1985)
	Granito Milon	Pb/Pb	Zir	2.567±8	Idade mín de Cristal	BRZ7	Endo (1997)
	Granito	Pb/Pb	Zir	2.555±24	Idade mín de Cristal	BRZ8	Endo (1997)
	Gnaise Milon	Pb/Pb	Zir	2.972±56	Idade mín de Cristal	BRZ4/3	Endo (1997)
	Gnaise Milon	Pb/Pb	Zir	2.682±43	Idade mín de Cristal	BRZ19	Endo (1997)
	Dique Máfico	U/Pb	Bad	1.714±5	Idade do Mag		Silva <i>et al.</i> (1995)

Abreviações: Roc - Rocha; Bad - Badeleita; Bio - Biotita; Mon - Monazita; Zir - Zircão; Tit - Titanita; Cristal - Cristalização; Resfr - Resfriamento; conc - Concordante; disc - Discordante; I - Intercepto Inferior; Is - Intercepto Superior; Crist - Cristalização; Metam - Metamorfismo; Milon - Milonitizado.

plútons e diques, cujas idades variam de 2.972 Ma a 2.555 Ma (Endo 1997). Machado *et al.* (1989) determinaram idades transamazônicas para os processos metamórficos e de fusão parcial, que atuaram na região SE deste complexo. Este evento ocorreu no intervalo de 2.022 Ma a 2.059 Ma.

Herz *et al.* (1961) apresentaram idades K/Ar em biotitas muito antigas para o Granodiorito Engenheiro Corrêa, com valores de 2.510 Ma a 2.310 Ma. Diques máficos de idade 1.714 Ma cortam os gnaisses do Complexo Metamórfico Bação (Silva *et al.* 1995).

Complexo Metamórfico Santa Bárbara e Adjacências

Esta região é deficiente em estudos isotópicos com maior valor interpretativo. Um grande número de determinações isotópicas são disponíveis pelas metodologias K/Ar e Rb/Sr, havendo apenas uma determinação isotópica Pb/Pb (Tabela 4).

Mesmo assim, os resultados obtidos por Teixeira *et al.* (1987a) no Complexo Metamórfico Acaiaca demonstram, inequivocamente, com base em estudos isotópicos Rb/Sr e Pb/Pb, a existência de um importante evento de retrabalhamento crustal em condições de facies granulito, por volta de 2.000 Ma. As inferências geotermobarométricas são decrescentes de oeste, região de Acaiaca, para leste, região de Ponte Nova e Abre Campo, com tem-

peraturas de recristalização metamórfica de 700° e 900°C e pressões entre 5,6 Kbar e 8 Kbar a 8 Kbar e 10 Kbar (Evangelista 1985).

A atuação do ciclo Brasileiro neste domínio registra-se, fundamentalmente, por processos associados aos fenômenos de resfriamento crustal. As idades K/Ar em biotita oscilam entre 810 Ma a 470 Ma e, em anfibólito, entre 804 Ma a 502 Ma (Herz *et al.* 1961, Cordani *et al.* 1980a e 1980b, Endo 1997).

Região Meridional do Quadrilátero Ferrífero

O domínio meridional da área investigada parece constituir o palco do evento Transamazônico. Várias determinações isotópicas Rb/Sr convergem para o intervalo 2.212 Ma a 1.932 Ma (Heilbron *et al.* 1989, Quéméneur & Vidal 1989, Viana 1991, Noce 1995, Figueiredo & Teixeira 1996, Teixeira & Martins 1996) (Tabela 5). Este evento manifesta-se também através de um plutonismo cálcio-alcálico, com a intrusão de diversos batólitos graníticos como Alto Maranhão, Tabuões, Ritápolis, Campolide e Ressaquinha (Quéméneur & Vidal 1989, Viana 1991, Noce 1995).

A idade modelo Sm/Nd (TDM) para o batólito Alto Maranhão é de 2.110 Ma, com ϵ_{Nd} positivo (+2,45), calculado para a idade de cristalização em torno de 2.124 Ma.

Tabela 4. Acervo geocronológico do Complexo Metamórfico Santa Bárbara e adjacências.

Proveniência	Litotipo	Método	Mineral	Idade(Ma)	Interpretação	Local	Referência
Complexo Metamórfico Santa Bárbara	Anfibolito	K/Ar	Bio	544	Resfr	IR458B	Endo (1997)
	Anfibolito	K/Ar	Anf	595	Resfr	IR458B	Endo (1997)
	Anfibolito	K/Ar	Bio	598	Resfr	IR380B	Endo (1997)
	Granito	K/Ar	Mos	470	Resfr	IR455D	Endo (1997)
	Gnaiss milon	K/Ar	Bio	571	Resfr	IR378C	Endo (1997)
	Gnaiss milon	K/Ar	Anf	648	Resfr	IR378C	Endo (1997)
	Gnaiss milon	K/Ar	Bio	485	Resfr	IR380C	Endo (1997)
	Gnaiss milon	K/Ar	Bio	485	Resfr	IR380C	Endo (1997)
	Quartzito	K/Ar	Mos	470	Resfr	IR273E	Endo (1997)
	Gnaiss	K/Ar	Bio	541±16	Aquec Reg	VR9	Cordani <i>et al.</i> (1980a)
	Granítico	K/Ar	Bio	516±22	Aquec Reg	VR10	Cordani <i>et al.</i> (1980a)
	Gnaiss						
	Granítico						
	Gnaiss	K/Ar	Bio	502±15	Aquec Reg	VR19*	Cordani <i>et al.</i> (1980a)
	Granítico	K/Ar	Anf	510±16	Aquec Reg	VR11	Cordani <i>et al.</i> (1980a)
	Para-Anfibolito						
	Para-Anfibolito	K/Ar	Anf	543±32	Aquec Reg	VR27*	Cordani <i>et al.</i> (1980a)
	Orto-Anfibolito	K/Ar	Anf	534±48	Aquec Reg	VR5	Cordani <i>et al.</i> (1980a)
	Orto-Anfibolito	K/Ar	Anf	804±35	Aquec Reg	VR48	Cordani <i>et al.</i> (1980a)
	VR5/VR9/HR5	Rb/Sr	RT	2.000 (isóc) RI=0,711	Ev Trans	HR5/VR9	Cordani <i>et al.</i> (1980a)
	Rocha Granítica	K/Ar	Bio	810	Ev Term	HA19	Herz <i>et al.</i> (1961)
	Rocha Granítica	K/Ar	Bio	473	Ev Term	HA10	Herz <i>et al.</i> (1961)
	Rocha Granítica	K/Ar	Bio	463	Ev Term	HA10	Herz <i>et al.</i> (1961)
	Rocha Granítica	K/Ar	Bio	460	Ev Term	HA6	Herz <i>et al.</i> (1961)
	Rocha Granítica	K/Ar	Bio	500	Ev Term	HA7	Herz <i>et al.</i> (1961)
Complexo Granulítico Acaíaca	Granulito	Rb/Sr	R T	1.991±42 RI=0,7061	Retrab Crustal Fácies Granulito	HE	Teixeira <i>et al.</i> (1987)
	Granulito	Pb/Pb	R T	1.996±425/-600 u1=8,6±0,1		HE	Teixeira <i>et al.</i> (1987)

Abreviações: Roc - Rocha; Anf - Anfibolito; Bio - Biotita; RT - Rocha Total; Aquec - Aquecimento; Ev - Evento; Resfr - Resfriamento; Reg - Regional; Retrab - Retrabalhamento; Term - Termal; RI - Razão Inicial; Isóc - Isócrona; Milon - Milonitizado.

Este valor é interpretado como sendo a idade de extração do manto (Noce 1995).

Teixeira & Martins (1996) encontraram o mesmo componente mantélico para o granitóide Tabuões, com E_{Nd} de +0,13 e idades modelo de 2.360 Ma. Em contraste, os valores de E_{Nd} são negativos para os granitóides Ritópolis e Ressaquinha, indicando componente de derivação crustal.

O ciclo Brasiliano provocou o desequilíbrio isotópico localizado do sistema Rb/Sr e rejuvenescimento parcial do sistema K/Ar no batólito Alto Maranhão (Noce 1995). Sob uma perspectiva regional do Cráton São Francisco, Teixeira & Canzian (1994) verificaram, neste setor, que o padrão de idades K/Ar exibido pela infra-estrutura do antepaís é muito semelhante aos dos cinturões neoproterozóicos adjacentes (Alto Rio Grande e Araçuaí). Isto significa, na visão dos autores, que os episódios tectônicos do ciclo Brasiliano chegaram a envolver as rochas do embasamento das bordas do antepaís. No Complexo Metamórfico

Mantiqueira, o resfriamento crustal relacionado ao evento Brasiliano é registrado pelas idades K/Ar em biotita, com valores entre 891 Ma a 514 Ma e, em anfibolito, entre 651 Ma a 507 Ma (Figueiredo & Teixeira 1996, Teixeira & Martins 1996, Endo 1997) (Tabela 5).

Rochas Supracrustais do Quadrilátero Ferrífero

Thorpe *et al.* (1984) apresentam idades modelo de galenas de depósitos auríferos do Supergrupo Rio das Velhas, situadas a norte do QFe. As idades situam-se no intervalo de 2.710 Ma a 1.935 Ma, com concentração em torno de 2.550 Ma e 2.415 Ma (Tabela 6). Na concepção dos autores, estes valores revelam não somente a idade arqueana para o Supergrupo Rio das Velhas, como também a superposição de processos tectônicos do Proterozóico.

Tabela 5. Acervo geocronológico da região meridional do Quadrilátero Férreo.

Proveniência	Litotipo	Método	Mineral	Idade(Ma)	Interpretação	Local	Referência
SW do Quadrilátero Férreo	Granodiorito Lavras	K/Ar	Bio	595±18 1.932±20(180c), n=0,7025	Rejuv.	LAVI	Helbom <i>et alii</i> (1989)
	Granulito Tabuões	Rb/Sr	RT	2.249±75(180c), n=0,7025		GP95-3	Teixeira & Martins (1996)
	Granito Tabuões	Sm/Nd	RT	2.360 ϵ_{Nd} = +0,13 n=0,701732	Extir manto	GP95-3	Teixeira & Martins (1996)
	Granito Riápólis	K/Ar	Bio	398	Rest	GP95-2	Teixeira & Martins (1996)
	Granito Riápólis	Rb/Sr	RT	1.864±44, n=0,7584	Retrab	GP95-2	Teixeira & Martins (1996)
	Granito Riápólis	Sm/Nd (TDM)	RT	3.140 ϵ_{Nd} = -6,98		GP95-2	Teixeira & Martins (1996)
	Dique Máfico	Sm/Nd	RT	2.660	Mag	GP95-5	Pinheiro (1997)
	Complexo Ressaquinha	Rb/Sr	RT	2.010±53, n=0,7086		GP95-5	Teixeira & Martins (1996)
	Complexo Ressaquinha	Sm/Nd (TDM)	RT	2.250 ϵ_{Nd} = -1,66	Retrab	GP95-5	Teixeira & Martins (1996)
	Complexo Campolide	Rb/Sr	RT	1.974±51, n=0,70848		HV53	Viana (1991)
Sul do Quadrilátero Férreo	Granulito Campolide	Rb/Sr	RT	1.998±17, n=0,71568		HV363	Viana (1991)
	Basólitio Alto Maranhão	U/Pb	Zirc+Tit	2.124±2(2s)	Cristal	N22 e N18	Noce (1995)
	Basólitio Alto Maranhão	Sm/Nd (TDM)	RT	2.110±57, ϵ_{Nd} = +2,54	Extir manto	N18	Noce (1995)
	Basólitio Alto Maranhão	Rb/Sr	RT	484±37	Reequil. isot	N22	Noce (1995)
	Basólitio Alto Maranhão	K/Ar	Bio	1.000±22	Rejuv parcial	N21	Noce (1995)
	Basólitio Alto Maranhão	K/Ar	Bio	730±25	Rejuv parcial	N22A	Noce (1995)
	Basólitio Alto Maranhão	K/Ar	Bio	1004	Rest	IR423C	Endo (1997)
	Basólitio Alto Maranhão	K/Ar	Bio	580±12	Rest	GP95-6	Teixeira & Martins (1996)
	Basólitio Alto Maranhão	K/Ar	Hor	535±13	Rest	GP95-7	Teixeira & Martins (1996)
	Basólitio Alto Maranhão	K/Ar	Bio	524±19	Rest	GP95-8	Teixeira & Martins (1996)
Complexo Metamórfico Manduaçu	Amfibolito	K/Ar	Bio	2.144±175, n=0,7121	Retrab crustal	14	Figueiredo & Teixeira (1996)
	Amfibolito	Rb/Sr	RT	2.212±64, n=0,70492	Retrab	22	Figueiredo & Teixeira (1996)
	Granulite Mig	Rb/Sr	Bio	502±19	Rest	27	Figueiredo & Teixeira (1996)
	Granulite	K/Ar	RT	2.233±47(180c), n=0,70274	Retrab	14	Figueiredo & Teixeira (1996)
	Granulite Piedade	Rb/Sr	RT	514	Rest	IR406B	Endo (1997)
	Granulite Piedade	K/Ar	Bio	507	Rest	IR400A	Endo (1997)
	Amfibolito	K/Ar	Bio	477	Rest	IR400A	Endo (1997)
	Amfibolito	K/Ar	Bio	891	Rest	GP95-8	Teixeira & Martins (1996)
	Amfibolito	K/Ar	Bio	637	Rest	GP95-7	Teixeira & Martins (1996)
	Amfibolito	K/Ar	Anf	651	Rest	GP95-6	Teixeira & Martins (1996)

Abreviações: Anf - Anfólio; Bio - Biotita; Hor - Hornblenda; Zir - Zircão; Tr - Titanita; Crist - Cristalização; Equil - Equilíbrio; Ext - Extração; Mag - Magmatismo; Mig - Migmatização; Reequil - Re-equilíbrio; RT - Rocha Total; Rejuv - Rejuvenescimento; Retrab - Retrabalhamento; RI - Razão Inicial; Isoc - Isócora; Bras - Brasileiro.

Tabela 6. Acervo geocronológico das rochas supracrustais do Quadrilátero Ferrífero.

Proveniência	Litotipo	Método	Mineral	Idade(Ma)	Interpretação	Local	Referência
Supergrupo Rio das Velhas	Vulcânica Ácida	U/Pb	Zir	2,776±23,10 (rs)	Crist	4	Machado <i>et al.</i> (1989 e 1992)
	Vulcânica Felsica	U/Pb	Zir	3,029±6(au)	Protól	5	Machado <i>et al.</i> (1989 e 1992)
	Vulcânica Felsica	U/Pb	Zir	2,772±6 (conc)	Idade vulc	Pied. Parap.	Machado <i>et al.</i> (1992)
	Turbidito	LP-ICPMS	Zir	3,539 ± 2,857	Idade Min Sed	Nova Lima	Schrank & Machado (1996)
	Turbidito	LP-ICPMS	Zir	2,777 ± 2,771	Idade Min Sed	Nova Lima	Schrank & Machado (1996)
	Quartzito	LP-ICPMS	Zir	3,261 ± 2,877	Idade Min Sed	Nova Lima	Schrank & Machado (1996)
	Quartzito	K/Ar	Rejuv Bras	407±12	Rejuv Bras	VR601	Cordani <i>et al.</i> (1980b)
	Quartzito	K/Ar	Rejuv Bras	491±12	Rejuv Bras	VR77	Cordani <i>et al.</i> (1980b)
	Quartzito	K/Ar	Rejuv Bras	483±12	Rejuv Bras	VR432	Cordani <i>et al.</i> (1980b)
	Veio Qzo-Felds	U/Pb	Mon	596	Reat	N73	Noce (1995)
Supergrupo Minas	Chor-Cran xisto	Sm/Nd	RT-Mosc-Gr	575 (isoc)	Metam	BZ09	Brueckner <i>et al.</i> (2000)
	Gpo Nova Lima	Pb/Pb	Gal	2,710	Idade Miner	TQ82-148	Thorpe <i>et al.</i> (1984)
	Gpo Nova Lima	Pb/Pb	Gal	1,935	Rein	TQ83-37	Thorpe <i>et al.</i> (1984)
	Gpo Nova Lima	Pb/Pb	Gal	2,409	Rein	TQ83-5	Thorpe <i>et al.</i> (1984)
	Gpo Nova Lima	Pb/Pb	Gal	2,575	Rein	TQ82-146	Thorpe <i>et al.</i> (1984)
	Gpo Nova Lima	Pb/Pb	Gal	2,493	Rein	TQ82-147	Thorpe <i>et al.</i> (1984)
	Gpo Nova Lima	Pb/Pb	Gal	2,425	Rein	TQ83-38	Thorpe <i>et al.</i> (1984)
	Gpo Nova Lima	Pb/Pb	Gal	2,551	Rein	TQ83-39	Thorpe <i>et al.</i> (1984)
	Fm Sabará, Metagruv	U/Pb	Zir	2,125±4 (conc)	Idade Máx Depos	SAB1	Machado <i>et al.</i> (1989 e 1992)
	Fm Sabará, Mica Xisto	Sm/Nd	RT-Mosc-Gra	2,095±65 e 2,100	Metam	GT59A	Machado <i>et al.</i> (1996)
Super Grupo Minas	Fm Sabará, Mica Xisto	Sm/Nd	RT-Mosc-Gra	2,095±65 e 2,100	Metam	GT59B	Machado <i>et al.</i> (1996)
	Fm Sabará, Mica Xisto	Sm/Nd	RT-Mosc-Gra	2,095±65 e 2,100	Metam	GT59A	Machado <i>et al.</i> (1996)
	Fm Sabará, Mica Xisto	Sm/Nd	RT-Mosc-Gra	2,095±65 e 2,100	Metam	GT59B	Machado <i>et al.</i> (1996)
	Fm Sabará, Mica Xisto	Sm/Nd	RT-Mosc-Gra	2,095±65 e 2,100	Metam	GT59A	Machado <i>et al.</i> (1996)
	Fm Sabará, Mica Xisto	Sm/Nd	RT-Mosc-Gra	2,095±65 e 2,100	Metam	GT59B	Machado <i>et al.</i> (1996)
	Fm Sabará, Mica Xisto	Sm/Nd	RT-Mosc-Gra	2,095±65 e 2,100	Metam	GT59A	Machado <i>et al.</i> (1996)
	Fm Sabará, Mica Xisto	Sm/Nd	RT-Mosc-Gra	2,095±65 e 2,100	Metam	GT59B	Machado <i>et al.</i> (1996)
	Fm Sabará, Mica Xisto	Sm/Nd	RT-Mosc-Gra	2,095±65 e 2,100	Metam	GT59A	Machado <i>et al.</i> (1996)
	Fm Sabará, Mica Xisto	Sm/Nd	RT-Mosc-Gra	2,095±65 e 2,100	Metam	GT59B	Machado <i>et al.</i> (1996)
	Fm Sabará, Mica Xisto	Sm/Nd	RT-Mosc-Gra	2,095±65 e 2,100	Metam	GT59A	Machado <i>et al.</i> (1996)
Grupo Itacolomi	Amfibolito	Pb/Pb	Hor+Ilm	2,660±27 (isoc), p1=8,35	Idade Min cristal	BRZ21/17	Olivo <i>et al.</i> (1996)
	Pegmatito na Fm Moeda	Pb/Pb	Zir	2,608±24	Idade Min cristal	BRZ21/17	Olivo <i>et al.</i> (1996)
	Pegmatito Salto	U/Pb	Zir	2,612±3,2	Idade Crist	N27	Noce (1995)
	Pegmatito Salto	Pb/Pb	Hor	1,805±110	Metam ou Alt Hidro	N27	Noce (1995)
	Pegmatito Salto	Pb/Pb	Hor	2,236±200	Cristal	N27	Noce (1995)
	Pegmatito Salto	Pb/Pb	RT	2,420±25 (isoc)	Dep	MB1	Babinski <i>et al.</i> (1991 e 1995)
	Gpo Piracaba - Márm	Pb/Pb	RT	2,050±230 (isoc)	Metam Trans	MB2	Babinski <i>et al.</i> (1991 e 1995)
	Fm Gaudarola - Márm	Pb/Pb	RT	2,420±25 (isoc)	Dep	MB1	Babinski <i>et al.</i> (1991 e 1995)
	Fm Gaudarola - Márm	Pb/Pb	RT	2,420±25 (isoc)	Dep	MB1	Babinski <i>et al.</i> (1991 e 1995)
	Fm Gaudarola - Márm	Pb/Pb	RT	2,420±25 (isoc)	Dep	MB1	Babinski <i>et al.</i> (1991 e 1995)
Grupo Itacolomi	Quartzito	LA-ICPMS	Zir Detr	Moda 2,700-2,900 Min. 2,059±58	Idade Min Sed.	ITAC3	Machado <i>et al.</i> (1996)
	Quartzito	Pb/Pb	Zir Detr	Moda 2,500-2,700 Min. 2,157±53	Idade Min Sed.	FR1	Machado <i>et al.</i> (1996)
	Quartzito	LA-ICPMS	Zir Detr	Moda 2,200-2,300 Min. 2,134±63	Idade Min Sed.	FR3	Machado <i>et al.</i> (1996)
	Quartzito	Pb/Pb	Zir Detr	Moda 2,100-2,200 Min. 2,066±60	Idade Min Sed.	OBR5	Machado <i>et al.</i> (1996)

Abreviações: Bio - Biotita; Chlor - Clorita; Felds - Feldspato; Gal - Galena; Gran - Granada; Hem - Hematita; Hor - Hornblenda; Ilm - Ilmenita; Mon - Monazita; Our - Ouro; Zir - Zircão; Márm - Mármore; Metagruv - Metagruvaca; Qzo - Quartzito; Alt - Alteração; Crist - Cristalização; Dep - Deposição; Hidrotermal - Hidrotermal; Met - Metamorfismo; Protól - Protólito; Reat - Reativação; Rejuv - Rejuvenescimento; Rem - Remobilização; Sed - Sedimentação; Conc - Concordia; Isoc - Isócora; Miner - Mineralização; Trans - Transamazônica.

O vulcanismo félsico do Supergrupo Rio das Velhas tem idade de 2.776 Ma, sendo contemporâneo ao plutonismo granítico dos complexos metamórficos Caeté (Machado *et al.* 1989, 1992) e Bonfim (Carneiro 1992, Machado & Carneiro 1992). Machado *et al.* (1992) sugerem a existência de uma crosta continental mais antiga que 2.776 Ma no QFe, com base em zircões herdados com idade de 3.029 Ma.

Duas isócronas Pb/Pb em rocha total foram obtidas por Babinski *et al.* (1991 e 1995) em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas. Para as rochas carbonáticas da Formação Gandarela, foi obtida uma idade Pb/Pb de 2.420 Ma. Esta idade é interpretada como sendo a idade do evento deposicional da unidade carbonática. Por outro lado, as razões isotópicas Pb/Pb em mármores do Grupo Piracicaba forneceram idades de 2.050 Ma. Segundo os autores, este valor evidencia a imposição do metamorfismo relacionado ao ciclo Transamazônico.

Machado *et al.* (1989 e 1992) obtiveram, em um zircão euédrico, extraído de uma metagrauvaca do Grupo Sabará, uma idade U/Pb concordante de 2.125 Ma. Esta idade é interpretada pelos autores como sendo a idade máxima para deposição do grupo.

As idades mínimas U/Pb, obtidas em zircões detríticos, provenientes dos quartzitos do Grupo Itacolomi, variam de 2.059 Ma a 2.157 Ma. Estas idades sugerem que os zircões detríticos desta unidade são derivados de fontes geradas durante o ciclo Transamazônico (Noce 1995, Machado *et al.* 1996).

Análises Sm/Nd (em granada, moscovita e em rocha total) em xistos do Grupo Sabará, da auréola metamórfica de Ibirité (Evangelista *et al.* 1992), forneceram idade isocrônica de 2.095 ± 65 Ma (Marshak *et al.* 1997) e 2.098 ± 33 Ma (Brueckner *et al.* 2000). Estes dados são interpretados como a idade de geração das auréolas, que estariam associados à manifestação do ciclo Transamazônico (Alkmim *et al.* 1994).

O acervo geocronológico K/Ar é escasso para as rochas supracrustais. Os poucos dados existentes evidenciam o rejuvenescimento causado pela atuação do ciclo Brasileiro. As idades variam de 407 Ma a 483 Ma (Cordani *et al.* 1980b). São comuns reativações de falhas e zonas de cisalhamentos associadas a este evento ocorridas entre 600 Ma e 550 Ma (Noce 1995, Brueckner *et al.* 2000).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O acervo de dados geocronológicos disponíveis so-

bre a região do Quadrilátero Ferrífero e adjacências permite caracterizar os seguintes ciclos geodinâmicos:

1. Ciclo Rio das Velhas (2555 Ma - 2.920 Ma);
2. Ciclo Transamazônico (1.900 Ma a 2.250 Ma);
3. Ciclo Espinhaço (1.770 Ma a ?);
4. Ciclo Brasileiro (450 Ma a 600 Ma).

No ciclo Rio das Velhas foram reconhecidas idades mais antigas (U/Pb ou Pb/Pb, em zircão) nos complexos Bonfim (Gnaiss Alberto Flores: 2.772 Ma; Carneiro 1992), Campo Belo (2.732 Ma; Teixeira *et al.* 1985), Passatempo (granulitos: 2.566 Ma; Fiumari *et al.* 1985), Belo Horizonte (plutonismo granítico Caeté: 2.776 Ma; Machado *et al.* 1.989a e 1.992; mobilizados migmatíticos em zonas de charneira de gnaiss dobrado: de 2.860 Ma e 2.922 Ma; Noce 1995) e Bação (plútons e diques graníticos: entre 2.972 Ma a 2.555 Ma; Endo 1.997), bem como nas supracrustais do Supergrupo Rio das Velhas (vulcanismo félsico: 2.776 Ma; Machado *et al.* 1992), onde são ainda registradas idades mais antigas em zircões herdados (3.029 Ma; Machado *et al.* 1989 e 1992).

O magmatismo granítico deste evento pode ser dividido em três eventos distintos:

1. entre 2.780 Ma a 2.730 Ma (Tonalito Samambaia, Granodiorito Mamona, Granodiorito Caeté e Granito Mateus Leme);
2. entre 2.712 Ma a 2.682 Ma (Granito Brumadinho, Granito São Gonçalo do Bação, Granito General Carneiro, Granodiorito Ibirité e Granito Santa Luzia);
3. entre 2.612 Ma a 2.555 Ma (Granito Salto do Paraopeba, Granodiorito Caio Martins e Granito Itabirito).

Este magmatismo, de natureza cálcio-alcálica e toleítica, é considerado como contemporâneo ao metamorfismo regional que afetou uma crosta sílica mais antiga e as unidades do Supergrupo Rio das Velhas (Thorpe *et al.* 1984; Romano 1989; Machado *et al.* 1989 1992; Carneiro 1992; Chernale *et al.* 1993; Noce 1995).

O registro do ciclo Transamazônico é evidenciado por idades K/Ar (biotita e anfíbólio) e Rb/Sr (rocha total) em todos os complexos da região. As idades K/Ar em biotita dividem-se em dois intervalos: um entre 1.750 Ma a 1.790 Ma e outro entre 2.000 Ma e 2.150 Ma. As idades K/Ar em anfíbólio situam-se em geral neste último intervalo, enquanto as idades Rb/Sr apresentam dois intervalos: um entre 1.750 Ma a 2.000 Ma e outro entre 2.150 Ma a

2.250 Ma. As idades K/Ar (biotita e anfibólio) são consideradas como idades de resfriamento ligadas ao ciclo Transamazônico (Teixeira 1982, Carneiro 1992, Noce 1995), enquanto as idades Rb/Sr são interpretadas como relacionadas tanto aos processos de metamorfismo (Oliveira & Teixeira 1990), retrabalhamento crustal (Figueiredo & Teixeira 1996), rejuvenescimento e reativação (Noce 1995), quanto a processos de plutonismo (Fiumari *et al.* 1985). Idades mais antigas do que 2.250 Ma a 2.360 Ma, obtidas pela sistemática Sm/Nd (rocha total), em rochas dos complexos Acaiaca e Ressaquinha, são interpretadas como idades de retrabalhamento e extração de material do manto (Teixeira & Martins 1996), enquanto idades mais novas (entre 2.095 Ma e 2.100 Ma), obtidas a partir de isócronas Sm/Nd de xistos da Formação Sabará, são consideradas como idades de metamorfismo (Alkmim *et al.* 1994, Marshak *et al.* 1997).

As idades U/Pb (titanita e monazita) entre 2.020 Ma e 2.050 Ma, obtidas nos complexos Belo Horizonte (Granitos Córrego do Brumado e Santa Luzia) e Bação (pegmatitos) são interpretadas como sendo idades de cristalização e migmatização das rochas destes complexos (Machado *et al.* 1989 e 1992, Noce 1995).

Idades U/Pb (LA-ICMS) próximas deste intervalo (2.059 Ma e 2.157 Ma), encontradas em zircões detriticos de quartzitos do Grupo Itacolomi, foram interpretadas como idades mínimas para a sedimentação deste grupo (Machado *et al.* 1996), enquanto a idade U/Pb (em zircão) de 2.125 Ma, obtida em metagrauvaca da Formação Sabará, foi interpretada como sendo a idade máxima para a deposição da mesma (Machado *et al.* 1989, 1992 e 1996). Idade Pb/Pb (rocha total) mais antiga de 2.420 Ma encontrada em mármore da Formação Gandarela, foi considerada como a idade de sedimentação da unidade, enquanto a idade mais nova de 2.098 Ma, encontrada no Grupo Piracicaba, foi considerada como a idade de metamorfismo do grupo (Babinski *et al.* 1991 e 1995).

No ciclo Brasileiro são registradas essencialmente idades K/Ar (biotita, anfibólio e mais raramente moscovita), sendo possível distinguir um padrão de idade mais novo (entre 460 Ma e 510 Ma) e outro mais antigo (entre 510 Ma e 600 Ma). O primeiro padrão é encontrado em biotita e moscovita, enquanto o segundo, em biotita e anfibólio. Idades K/Ar mais antigas (entre 750 Ma e 1.250 Ma, ao redor de 1.750 Ma e entre 2.300 Ma e 2.500 Ma), são encontradas sobretudo a oeste do QFe, sugerindo um rejuvenescimento parcial de idades mais antigas (Transamazônica e Rio das Velhas), durante o ciclo Brasileiro.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à FAPESP pela ajuda financeira concedida através do auxílio à pesquisa (Proc. 93/1830), ao CNPq (Proc. 300423/82-9, de R. Machado), pela concessão de uma bolsa de Produtividade em Pesquisa, ao Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Centro de Geociências da UFPA, na pessoa dos Profs. Drs. Moacir José Buenano Macambira e Jean-Michel Lafon, que ajudaram na obtenção dos dados isotópicos Pb/Pb, e ao Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da USP, pelas determinações K/Ar.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F.F.; NEVES, B. B. de B.; ALVES, J. A. C. (1993) Arcabouço tectônico do cráton do São Francisco - uma revisão. In: DOMINGUEZ J. M. L.; MISI, A. O cráton do São Francisco. Salvador, SBG-Núcleo BA/SE, p. 45-62.
- ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S.; EVANGELISTA, H. J.; BRUECKNER, H. (1994) Manifestações do evento transamazônico no Quadrilátero Ferrífero. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriú, 1994. *Anais. Camboriú, SBG*, v. 1, p. 75-76.
- ALMEIDA, F. F. M. de (1969) Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., Salvador, 1969. *Anais. Salvador, SBG/Núcleo Bahia*, p. 29-46.
- ALMEIDA, F. F. M. de (1977) O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, p. 349-364.
- ALMEIDA, F. F. M. de (1981) O cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1981. *Anais. Salvador, SBG/Núcleo BA/SE*, p. 1-10.
- ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y. (1984) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, 378p.
- BABINSKI, M.; CHEMALE Jr., F.; SCHUMUS, W. R. (1991) Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 3., São Paulo, 1991. *Anais. São Paulo, SBGq*, v. 2, p. 628-630.
- BABINSKI, M.; CHEMALE Jr., F.; SCHUMUS, W. R. (1995) The Pb/Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Re-*

- search, v. 72, p. 235-245.
- BARBOSA, A. L. M. (1966) Síntese da evolução geológica da América do Sul. *Boletim do Instituto Geológico. Escola de Minas de Ouro Preto*, v. 1, p. 91-111.
- BRUECKNER, H. K.; CUNNINGHAM, D.; ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S. (2000) Tectonic implications of Precambrian Sm-Nd dates from the southern São Francisco craton and adjacent Araçuaí and Ribeira belts, Brazil. *Precambrian Research*, v. 99, p. 255-269.
- CAMPOS, M. C. N.; FIGUEIREDO, M. C. H. (1995) The Rio Doce orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, n. 2, p. 143-162.
- CARD, K. D.; CHURCH, W. R.; FRANKLIN, J. M.; FRAREY, M. J.; ROBERTSON, J. A.; WEST, G. F.; YOUNG, G. M. (1972) The southern province. In: *Variations in tectonic styles in Canada. Geological Association Canadian. Special Paper*, v. 11, p. 335-380.
- CARNEIRO, M. A. (1992) *O complexo metamórfico Bonfim Setentrional - Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano*. São Paulo. 233p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- CARNEIRO, M. A.; NOCE, C. M.; TEIXEIRA, W. (1995) Evolução policíclica do Quadrilátero Ferrífero: uma análise fundamentada no conhecimento atual da geocronologia U/Pb e geoquímica isotópica Sm/Nd. *Revista Escola de Minas*, v. 48, n. 4, p. 264-273.
- CHEMALE JR, F.; ROSIÈRE, C. A.; ENDO, I. (1992) Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: um modelo. *Pesquisas*, v. 18, n. 2, p. 104-127.
- CHEMALE JR, F.; ROSIÈRE, C. A.; ENDO, I. (1994) The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, v. 65, p. 25-54.
- CORDANI, U. G.; MELCHER, G. C.; ALMEIDA, F. F. M. (1968) Outline of the precambrian geochronology of South America. *Canadian Journal of Earth Science*, v. 5, p. 629-632.
- CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W. (1979) Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. In: *Carta do Brasil ao Milionésimo, Folhas SF.3/24 e SG.23 Rio de Janeiro, Vitória e Iguape*. Brasília, DNPM/MME/DGM. p. 175-207.
- CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; MÜLLER, G.; QUADE, H.; REIMER, V.; ROESER, H. (1980a) Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento na borda sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 52, n. 4, p. 785-799.
- CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W.; SIGA, O. Jr. (1980b) Geocronologia do Quadrilátero Ferrífero. *SICEG*, n. 21, p. 27-44.
- DELHAL, J.; LEDENT, D.; CORDANI, U. G. (1969) Ages Pb/U, Sr/Rb et Ar/K des formations métamorphiques et granitiques du sud-est du Brésil (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Annales Société Géologique de Belgique*, v. 92, p. 271-283.
- DELHAL, J.; DEMAÏFFE, D. (1985) U-Pb Archean geochronology of the São Francisco craton (Eastern Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 15, n. 1, p. 55-60.
- DORR, J. V. N. (1969) Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *USGS Professional Paper*, n. 641-A, p. 1-110.
- DUSSIN, I. A. (1994) *Evolution structurale de la région de l'Espinhaço meridional, bordure sud-est du craton São Francisco, Brésil*. 250p. PhD Thesis - Université D'Orleans.
- EBERT, H. (1968) Ocorrências da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipótese sobre a sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências. Suplemento*, v. 40, p. 215-229.
- EBERT, H. (1984) *Aspectos da geologia da região de São João del Rei - os Paraíbaes entre São João del Rei e Itapira e a bifurcação entre Paraíbaes e Araxaides*. São Paulo, SBG/Núcleo São Paulo. 114p. (Publicação Especial, n. 12).
- ENDO, I. (1997) *Regimes tectônicos do arqueano e proterozóico no interior da placa sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais*. São Paulo. 243p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- ENDO, I.; MACHADO, R. (1998) The geologia architecture of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais - Brasil) after multiple transpressional and transtensional tectonic events. In: *INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14., Ouro Preto, 1998. Anais. Ouro Preto, IBTA/UFOP*. p. 126-127.
- EVANGELISTA, H. J. (1985) Petrologia de fases, geotermometria e geobarometria do complexo granulítico Acaiaça, sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. In: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3., Belo Horizonte, 1985. Anais. Belo Horizonte, SBG/Núcleo Minas Gerais*. p. 165-179.

- EVANGELISTA, H. J.; ALKMIM, F. F.; ARSHAK, S. (1992) Metamorfismo progressivo e a ocorrência dos três polimorfos de Al_2SiO_5 (cianita, andaluzita, silimanita) na Formação Sabará em Ibirité, Quadrilátero Ferrífero, MG. *Revista Escola Minas*, v. 45, n. 1-2, p. 157-160.
- FIGUEIREDO, M. C. H.; TELXEIRA, W. (1996) The mantiqueira metamorphic complex, eastern Minas Gerais state: preliminary geochronological and geochemical results. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 68, n. 2, p. 223-246.
- FIUMARI, S. L.; PADILHA, A. V.; ARAÚJO, M. C. (1985) Complexo Granulítico de Passatempo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3., Belo Horizonte, 1985. *Anais*. Belo Horizonte, SBG/Núcleo Minas Gerais. p. 60-67.
- FUCK, R. A.; SÁ, E. F. J.; PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A.; SOARES, A. C. P. (1993) As faixas de dobramentos marginais do cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: DOMÍNGUEZ, L. J. M.; MISI, A. *O cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq. p. 161-185.
- GUIMARÃES, D. (1951) *Arqui-Brasil e sua evolução geológica*. Boletim. DNPM/DFPM. Rio de Janeiro, n. 88, p. 1-314.
- HEILBRON, M.; GONÇALVES, M. L.; TELXEIRA, W.; TROUW, R. A. J.; PADILHA, A.; KAWASHITA, K. (1989) Geocronologia da região entre Lavras, São João del Rei, Lima Duarte e Caxambu (MG). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 61, n. 2, p. 177-199.
- HEILBRON, M. (1993) *Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG)-Barra do Piraí (RJ) - setor setentrional da Faixa Ribeira*. São Paulo. 268p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- HERZ, N.; HURLEY, P. M.; PINSON, W. H.; FAIRBAIRN, H. W. (1961) Age measurements from a part of the Brazilian shield. *Geological Society of American Bulletin*, v. 72, p. 1111-1120.
- HERZ, N. (1970) Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *USGS Professional Paper*, n. 641-B. p. 1-57.
- MACHADO, L. F.; RIBEIRO, M. W.; GONZALEZ, S. R.; SCHENINI, C. A.; SANTOS, A. N.; PALMEIRA, R. C. B.; TELXEIRA, W.; CASTRO, H. E. F. (1983) *Geologia das Folhas 23/24 Rio de Janeiro e Vitória*. In: Projeto Radambrasil. Rio de Janeiro, DNPM/MME/SG. 304p. (Levantamento de Recursos Naturais 32).
- MACHADO, N.; CARNEIRO, M. A. (1992) U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Science*, v. 29, p. 2341-2346.
- MACHADO, N.; NOCE, C. M. (1993) A evolução do setor sul do cráton do São Francisco entre 3,1 e 0,5 Ga baseada em geocronologia U/Pb. In: SIMPÓSIO DO CRATON DO SÃO FRANCISCO, 2., Salvador, 1993. *Anais*. Salvador, SBG/SGM. p. 100-102.
- MACHADO, N.; NOCE, C. M.; OLIVEIRA, O. A. B.; LADEIRA, E. A. (1989) Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no arqueano e proterozóico inferior, com base em geocronologia U-Pb. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA MINAS GERAIS, 5., SIMPÓSIO GEOLOGIA BRASILIA, 1., Belo Horizonte, 1989. *Anais*. Belo Horizonte, SBG/NMG. p. 1-5.
- MACHADO, N.; NOCE, C. M.; LADEIRA, E. A.; OLIVEIRA, O. A. B. de (1992) U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geological Society of American Bulletin*, v. 104, p. 1221-1227.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; NOCE, C. M.; GAUTHIER, G. (1996) Ages of detrital zircon from archean-paleoproterozoic sequences: implications for greenstone belt setting and evolution of a transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth Planetary Science Letters*, v. 141, p. 259-276.
- MACHADO, R. (1997) *Litogeoquímica e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro*. São Paulo, 215p. Tese (Livre docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- MACHADO, R.; DEMANGE, M. (1992) Granitogênese brasileira no Estado do Rio de Janeiro: caracterização geoquímica, modelo tectônico e considerações geológicas sobre o embasamento e a cobertura do cinturão Ribeira na região. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. *Anais*. São Paulo, SBG. v. 1, p. 379-380.
- MARSHAK, S.; ALKMIM, F. F. (1989) Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, v. 8, n. 3, p. 555-571.
- MARSHAK, S.; ALKMIM, F. F.; EVANGELISTA, H. J. (1992) Proterozoic crustal extension and the generation of dome and keel structure in an granite-greenstone terrane. *Nature*, v. 357, p. 491-493.
- MARSHAK, S.; TINKHAM, D.; ALKMIM, F. F.

- BRUECKNER, H.; BORNHORST, T. (1997) Dome-and-keel provinces formed during Paleoproterozoic orogenic collapse - core complex, diapirs, or neither?: examples from the Quadrilátero Ferrífero and the penokean orogen. *Geology*, v. 25, n. 5, p. 145-148.
- MARTINS NETO, M. A. (1993) *The sedimentary evolution of a Proterozoic rift basin: the basal Espinhaço Supergroup, southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais*. Freiburg. 155p. PhD Thesis - Geological Institute, Freiburg University.
- NOCE, C. M. (1995) *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. São Paulo, 128p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- NOCE, C. M.; TEIXEIRA, W. (1996) Estudos isotópicos em granitóides do Cinturão Mineiro: uma margem continental de idade Transamazônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, 1996. *Anais*. Salvador, SBG. v. 6, p. 483-485.
- OLIVEIRA, O. A. B. de; TEIXEIRA, W. (1990) Evidências de uma tectônica tangencial proterozóica no Quadrilátero Ferrífero, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. *Anais*. Natal, SBG/ Núcleo Norte. p. 2589-2603.
- OLIVO, G. R.; GAUTHIER, M.; GARIÉPY, C.; CARIGNAN, J. (1996) Transamazonian tectonism and Au-Pd mineralization at the Cauê Mine, Itabira District, Brazil: Pb isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, n. 3-4, p. 273-279.
- PINESE, J. P. P. (1997) *Geogênese, geologia isotópica e aspectos petrológicos dos diques máficos pré-cambrianos da região de Lavras (MG), Porção Sul do cráton São Francisco*. São Paulo, 178p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- QUÉMÉNEUR, J. J. G.; VIDAL, PH (1989) Primeiras datações radiométricas dos granitos de São João Del Rei. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5., Belo Horizonte, 1989. *Anais*. Belo Horizonte, SBG/ Núcleo Minas Gerais. p. 50-54.
- ROMANO, A. W. (1989) *Evolution tectonique de la région NW du Quadrilatère Ferrifère - Minas Gerais, Brésil*. Nancy. 259p.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. (1984) *Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente: escala 1:2.500.000*. Brasília, MME/DNPM.
- SHRANK, A.; MACHADO, N. (1996) Idades U/Pb em monazites e zircões do distrito aurífero de Caeté, da mina de Cuiabá e do depósito de Carrapato, Quadrilátero Ferrífero (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Recife, 1996. *Anais*. Recife, SBG. v. 6, p. 473-475.
- SILVA, A. M.; CHEMALE JR, F.; HEAMAN, L. (1995) The Ibirite gabbro and the Borrachudos granite - the rift-related magmatism of Mesoproterozoic age in Quadrilátero Ferrífero (MG). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 8., Belo Horizonte, 1995. *Anais*. Belo Horizonte, SBG/Núcleo Minas Gerais. p. 89-90.
- SIMS, P. K.; CARD, K. D.; LUMBERS, S. B. (1981) Evolution of early proterozoic basins of the Great Lake region. *Geological Survey Canadian Paper*, v. 81, n. 10, p. 379-397.
- SOARES, A. P. C.; DARDENNE, M. A.; HASUI, Y.; CASTRO, F. D. C.; CARVALHO, M. V. A.; REIS, A. C. (1994) *Mapa geológico do estado de Minas Gerais*. Belo Horizonte, COMIG. (Escala 1:1.000.000)
- TEIXEIRA, W. (1982) Geochronology of the Southern part of the São Francisco craton. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 12, n. 1-3, p. 268-277.
- TEIXEIRA, W. (1985) *A evolução geotectônica da porção meridional do cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas*. São Paulo. 207p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- TEIXEIRA, W.; FONSECA, A. C.; PADILHA, A. V.; ZAPAROLLI, L. H.; KAWASHITA, K.; KHOURY, M. C. (1985) Esboço da evolução geotectônica da parte sul do cráton do São Francisco: uma interpretação com base nos dados Rb/Sr, K/Ar, Pb/Pb e traços de fissão. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3., Belo Horizonte, 1985. *Anais*. Belo Horizonte, SBG/Núcleo MG. p. 28-44.
- TEIXEIRA, W.; EVANGELISTA, H. J.; KAWASHITA, K.; BASEI, M. A. S.; TAYLOR, P. N. (1987 a) Complexo granulítico de Acaíca, MG: idade, petrogênese e implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4., Belo Horizonte, 1987. *Anais*. Belo Horizonte, SGB/MG. p. 58-71.
- TEIXEIRA, W.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; TAYLOR, P. N.; VAN SCHUMUS, W. R. (1987b) Archean and early proterozoic crustal evolution in the southern part of the São Francisco craton. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, Salvador, 1987. *Anais*. Salvador, SGM. p. 37-40.

- TEIXEIRA, W.; CANZIAN, F. (1994) A evolução tectonotermal proterozóica do cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas K-Ar em rochas do seu embasamento. *Boletim IG-USP. Série Científica*, v. 25, p. 61-80.
- TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M. A.; NOCE, C. M.; MACHADO, N.; SATO, K.; TAYLOR, P. N. (1996) Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. 78, p. 151-164.
- TEIXEIRA, W.; MARTINS, V. T. de S. (1996) *Granitos paleoproterozóicos da porção meridional do cráton do São Francisco: estudos Isotópicos de Sr e Nd*. São Paulo, USP/FAPESP. Relatório de Projeto de Pesquisa. 28p.
- THORPE, R. I.; CUMMING, G. L.; KRSTIC, D. (1984) Lead isotope evidence regarding age of gold deposits in the Nova Lima district, Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 14, n. 3, p. 147-152.
- VANSCHMUS, W. R. V. (1982) Evolution of the Archean-early proterozoic transition in the United States. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 12, n. 1-3, p. 278-283.
- VIANA, H. S. (1991) *Folha SF.23-X-C-III, Barbacena: texto explicativo*. Brasília, SNMM/DNPM. 169p.

mais rúptil (simulando a crosta superior) ao longo de arcos transpressionais [Ebert et al., 1993]. Feições estruturais tectônicas e magmáticas nas porções internas e nos contatos do Granito Serra do Lopo indicam um mecanismo de "emplacement" dominado por "sheeting" ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes durante encurtamento simultâneo das rochas encaixantes.

IDADES GEOCRONOLÓGICAS

Datações geocronológicas U/Pb em zircão (figura 1) indicam que a atividade ígnea do Complexo Socorro durou pelo menos 55 milhões de anos entre um estágio tardio de cavalgamento para NW (650 Ma) até a transcorrência dextral (595 Ma). As rochas encaixantes (Complexo Itapira) forneceram resultados de idades discordantes (1.9 to 2.0 Ma), que refletem um forte registro do evento tectono-metamórfico Transamazônico.

CONCLUSÕES

O Complexo Socorro, como vários outros granitóides da Faixa Ribeira relacionados à tectônica de cavalgamento para NW, corresponde a uma série cálcio-alcalina típica de zona de subdução. Entretanto, os dados isotópicos indicam muito mais um material arqueano e paleoproterozóico retrabalhado do que a acreção de um expressivo arco magmático Brasileiro do tipo Andino, confirmando dados de Chemale Jr. et al. (no prelo), Cordani et al. (1988) e Mantovani et al. (1987). Pouca crosta continental juvenil parece ter sido gerada durante o evento Brasileiro, indicando que a colisão continental envolveu no máximo um oceano de dimensões muito restritas. Propõe-se um modelo de fusão parcial do manto superior durante o espessamento das margens transpressionais dos blocos colididos, delimitadas por profundas zonas de cisalhamento, como proposto por Hutton e Reavy (1992). As lineações de estiramento e os eixos X de elipsóides deformacionais oblíquos de granitóides sintectônicos, subhorizontais e paralelos às zonas de cisalhamento transcorrentes, como o da Serra do Lopo, indicam que deslocamentos direcionais ao orógeno foram importantes não apenas para acomodar parte da convergência dos blocos crustais, mas para a própria colocação de rochas plutônicas. Feições semelhantes são descritas na zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu (Tommasi et al. 1994). O regime transpressional, atuando em raízes orogênicas, constitui um importante motor de migração de rochas plutônicas de níveis crustais profundos até superiores através de zonas de cisalhamento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CHEMALE JR. F., WALRAWEN, F., HARTMANN, L.A., SILVA, L.C. - Pb-Pb zircon dating of the Don Feliciano belt, southern Brazil. (no prelo).
- CORDANI, U.G., TEIXEIRA, W., TASSINARI, C.C.G., KAWASHITA, K., SATO, K. - The Growth of the Brazilian Shield, Episodes, 11, 163-166, 1988.
- EBERT, H.D., ARTUR, A.C. - Geologia estrutural e evolução tectônica do Complexo Socorro e dos metamorfitos encaixantes ao longo das zonas de cisalhamento de Extrema e Comanducaia, Quadrícula Extrema, MG e SP, in 3º Simp. Nacional de Estudos Tectônicos, SBG-SP, Rio Claro-SP, Bolelim, 31-33, 1991.
- EBERT, H.D., HASUI, Y., SZATMARI, P., AIRES, J.R. - Evolução dos cinturões de cisalhamento entre os Blocos São Paulo, Vitória e Brasília através da tectônica colisional oblíqua: uma modelagem física, in 4º Simp. Nacional de Estudos Tectônicos, Belo Horizonte, Anais, SBG-MG, p. 254-258, 1993.
- HUTTON, D.H.W., REAVY, R.J. - STRIKE-Slip tectonics and granite petrogenesis, Tectonics, 11, 960-967, 1992.
- MANTOVANI, M.S.M., HAWKESWORTH, C.J., BASEI, M.A.S. - Nb and Pb isotope studies bearing on the crustal evolution of southeastern Brazil, Rev. Bras. Geoc., 17, 263-268, 1987.
- TOMMASI, A., VAUCHEZ, A., FERNANDES, L.A.D., PORCHER, C.C. - Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone in southern Brazil, Tectonics, 5, 421-437.

O REGISTRO SEDIMENTAR DOS EVENTOS CRUSTAIS NO SUPERGRUPO MINAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS

FRIEDRICH E. RINGER, CARLOS M. NOCE
CPMTC/IGC/UFMG
ANTÔNIO W. ROMANO
CNPQ/UFMG
NUNO MACHADO
GEOTOP/UMAM - MONTREAL, CANADÁ

O Supergrupo Minas (SG Minas) é marcado por três grandes discordâncias: na base das formações Moeda, Cercadinho e do Grupo Sabará. Estas dividem o SG Minas em três megaciclos sedimentares, cada um iniciado por uma sequência conglomerática (Dorr 1969). Graças as datações geocronológicas hoje disponíveis, estas discordâncias podem ser datadas com razoável precisão em 2580, 2400 e 2150 Ma, respectivamente (Renger et al. 1994). O primeiro megaciclo compreende as formações Moeda, Batatal, Cauê e Gandarela, o segundo as formações Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões e Barreiro e o terceiro o Grupo Sabará.

O desmembramento da Formação Sabará do Grupo Piracicaba e a sua consequente elevação ao status de Grupo foi proposta recentemente (Renger et al. 1994), devido às suas particularidades sedimentares aliado a sua expressiva

FUR
GAZIL
JR.
GAZIL
SKY
GAZIL
AUS
USA

de
igo
de
ica
nal
na
na.
s
lus
s e
os
nte
ido
ida

OU
ão

to
ol

espessura de mais de 3000 m que representa aproximadamente, a metade da coluna estratigráfica do SG Minas. A discordância basal da Formação Moeda marca o início do primeiro megaciclo e reflete a instalação das protobacias Moeda nas calhas dos greenstones do Supergrupo Rio das Velhas entre os domos granito-gnáissicos. O ambiente tectônico é tipicamente extensional (Reager et al. 1993). A sedimentação da Formação Moeda é essencialmente fluvial, interrompida por uma transgressão marinha. A partir da Formação Batatal se desenvolve uma plataforma de águas rasas que permanece até o final da deposição da Formação Gandarela com sedimentação de precipitados químicos (BIF e dolomito). A idade do dolomito do topo da Formação Gandarela foi determinada por Babinski et al. (1993) em 2420 ± 19 Ma (Pb/Pb).

Galenas de diversas minas do distrito aurífero de Nova foram datadas por Thorpe et al. (1984) pelo método Pb/Pb (idade modelo). A idade mais antiga de 2710 Ma é atribuída pelos autores à época de deposição, enquanto que as demais são relacionadas a remobilizações durante eventos tectono-metamórficos tardi-neo-arqueanos e paleoproterozóicos (2575 a 2495 Ma) até tardi-transamazônico (1935 Ma). Estas idades podem estar relacionadas a movimentos epigênicos, cujo registro sedimentar corresponderia aos conglomerados Moeda (Unidades I e III). É ainda interessante notar que estas galenas não registram nenhuma idade do Evento Brasileiro.

Ao redor de 2400 Ma ocorreu nova fase de tectônica extensional, provocando a emersão parcial das formações mais antigas, p.e. as formações Cauê e Gandarela na Serra do Curral (Dorr 1969, Barbosa 1979). Itabiritos Cauê e dolomititos Gandarela foram parcialmente erodidos e redepositados nos conglomerados Cercadinho. Este episódio representa, provavelmente, um hiato na sequência sedimentar do SG Minas.

O registro geocronológico deste evento é dado pelas datações Rb-Sr com idades de 2433 ± 55 e 2410 ± 90 Ma em granodiorito e gnaisse anatóctico da região de Pará de Minas (Besang et al. 1977) e pela idade de zircões detríticos em quartzitos Itacolomi e Espinhaço bem como os da grauvaça do Grupo Sabará (Machado et al. 1993).

O segundo megaciclo compreende as formações Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões e Barreiro, mostrando nítida tendência de granodrecrescimento desde o conglomerado Cercadinho até o filito grafitoso Barreiro, incluindo ainda sedimentos químicos (dolomito estromatolítico da Formação Fecho do Funil e chert da Formação Taboões). O filito grafitoso Barreiro exibe caráter de sequência condensada, típica para o fechamento de bacia. Este período representa provavelmente um outro hiato na sedimentação do SG Minas.

O terceiro megaciclo é formado pelo Grupo Sabará constituído por sedimentos sin-orogênicos do Evento Transamazônico, entre aprox. 2120 e 2050 Ma. Este evento de características compressivas foi acompanhado pela extrusão de vulcânicas básicas e ácidas e reativação em níveis crustais mais profundos, evidenciado pelas idades transamazônicas nos complexos arqueanos do Baço (Machado et al. 1992), de Belo Horizonte (Noce 1994) e Caeté (Belo de Oliveira e Teixeira 1990). O final do Evento Transamazônico (2050 Ma) coincide com o primeiro dobramento e metamorfismo do SG Minas (Babinski et al. 1991, Noce 1994). As datações de zircões detríticos do quartzito Moeda e de uma grauvaça do Grupo Sabará exibem o mesmo padrão no respectivo intervalo (Machado et al. 1993). Isto indica uma mesma área-fonte arqueana, i.e. o Complexo Belo Horizonte demonstrando assim o caráter autocíclico da sedimentação do SG Minas na parte ocidental do Quadrilátero Ferrífero.

Uma comparação do SG Minas com a Transvaal Sequence da África do Sul revela uma perfeita sincronia de idades, litotipos e períodos de reativação crustal nas duas sequências. Elas refletem ainda, com muita nitidez, a evolução atmosférica do globo terrestre durante o Precambriano. Até o final do Arqueano a atmosfera era não-oxidante, fato esse evidenciado pela presença de pirita e uraninita detríticas nos conglomerados neo-arqueanos Moeda (Minter et al. 1990) e do Black Reef Quartzite do Transvaal (Papenfus 1964). A precipitação das enormes quantidades de hematita nas formações ferríferas bandadas (BIF's) paleoproterozóicas das Formações Cauê e Penge (ou Kuruman) Iron Formation revela uma atmosfera com O_2 livre durante o Sideriano. Este evento da transição redução-oxidação foi acompanhada pela precipitação de rochas carbonáticas, o que retirou grandes quantidades de CO_2 da água do mar e por consequência da atmosfera.

BIBLIOGRAFIA

- BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F.; VAN SCHMUS, W.R. 1991. Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOQUIM., 3. São Paulo, 1991. Anais... São Paulo, SBGQ, vol. 1, p. 628-631.
- BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F.; VAN SCHMUS, W.R. 1993. A idade das formações ferríferas bandadas do Supergrupo Minas e sua correlação com aquelas da África do Sul e da Austrália. In: SIMP. CRATON SÃO FRANCISCO, 2. Salvador, 1993. Anais... Salvador, SBG-BR/SE/SGM, p. 152-153.
- BARBOSA, A.L.M. 1979. Variação de fácies na Série Minas. Belo Horizonte, SBG-MG, p. 89-100 (Boletim 1).
- BELO DE OLIVEIRA, O.A. & TEIXEIRA, W. 1990. Evidências de uma tectônica tangencial proterozóica no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36. Natal, 1990. Anais... Natal, SBG, vol. 6, p. 2589-2604.
- BESANG, C.; EBERLE, W.G.; LAHNER, L.; LENZ, H.; MOLLAT, H.; MÜLLER, P.; PAULSEN, S. 1977. Radiometrische Alterbestimmungen an Gesteinen aus Minas Gerais und Espírito Santo/Brasilien. Geol. Jb., 8 24:149-179.
- DORR, J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic, and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Washington, US Geol. Surv. 110 p. (Prof. Pap. 641-A).
- MACHADO, N., NOCE, C.M., LADEIRA, E.A., BELO DE OLIVEIRA, O.A. 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. Geol. Soc. Amer. Bull., 104: 1221-1227.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; FENG, R. 1993. Idades $^{207}Pb/^{235}U$ de zircões detríticos de rochas metasedimentares da região

do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SIMP. CRATON SÃO FRANCISCO, 2. Salvador, 1993. Anais... Salvador, SBG-BR/SE/SGM, p. 152-153.

MINTER, W.E.; GANDARELA, N.O.C.M.; PAPENFUS, J.; RENGGER, F.E.; THORPE, R.I.

SI
CONT

MONICA

A transpressiva majoritária et al., 1991; dos autores associam est dúcteis. Nest granitoides. Ribeira se de mais tardias (Heilbron, 1991) através de dobramentos. A b geotransversal Forquilha (1986) e Rit Nogueira, 1991. Nest seção supracrustal o segmento fases geomórficas deste segmento como: Aul (A) estruturas d Lm, e eixo de deformação cratônica (N inversa e de diversas Fal por Ellis & Aiu de formação Tupinambá Corações-P empinadas. se que a con

- da Quadrilátero Ferrífero, sul do Cráton do São Francisco: Considerações sobre áreas-fonte e idades de sedimentação. In: SIMP. CRATON SÃO FRANCISCO, 2. Salvador, 1993. Anais... Salvador, SBG-BA/SE/SGM, p. 149-151.
- MINTER, W.E.L.; RINGER, F.E.; SIEGERS, A. 1990. Early Proterozoic gold placers of the Moeda Formation within the Gandarela Syncline, Minas Gerais, Brazil. *Econ. Geol.*, 85:943-951.
- NOCE, C.M. 1994. Geocronologia dos eventos de magmatismo, sedimentação e metamorfismo no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. (Tese de Doutorado, USP) em preparação.
- PAPENFUS, J.A. 1964. The Black Reef Series within the Witwatersrand Basin with special reference to its occurrence at Government Gold Mining areas. In: HAUGHTON, S.H. ed. The geology of some ore deposits of South Africa. *Geol. Soc. of South Africa*, vol. 1, p. 191-218.
- RENGER, F.E.; SUCKAU, V.E.; SILVA, R.M.P. 1993. Sedimentologia e análise de bacia da Formação Moeda, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Belo Horizonte, SBG-MG, p. 41-45 [Boletim 12].
- RENGER, F.E.; NOCE, C.M.; ROMANO, A.W.; MACHADO, N. 1994. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Geonomos* 2(1) [no prelo]
- THORPE, R.I.; CUMMING, G.L.; KRSTIC, D. 1984. Lead isotope evidence regarding age of gold deposits in the Novo Lima District, Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geociênc.*, 14:147-152.

SEGMENTO CENTRAL DA FAIXA RIBEIRA, EXEMPLO DE COLISÃO CONTINENTAL OBLÍQUA NO EVENTO TERMO-TECTÔNICO BRASILEIRO*

MONICA HEILBRON, CLÁUDIO VALERIANO, JÚLIO C. H. ALMEIDA, CLÁUDIA VALLADARES, MIGUEL TUPINAMBÁ
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA/GEOFÍSICA- UFRJ
*TRABALHO REALIZADO COM RECURSOS PADCT, CNPQ E FAPERJ

A evolução estrutural da Faixa Ribeira (FR) tem sido explicada com base em modelos de evolução tectônica transpressivos, com grande ênfase no papel de zonas de transcorrência dúctil como mecanismo importante e/ou majoritário na convergência crustal, em detrimento do encurtamento causado por empurrões (p. ex. Hasui, 1975; Ebert et al., 1991; Machado & Endo, 1993). Apesar das divergências quanto à importância do deslocamento lateral, a maioria dos autores (Trouw et al., 1986; Ebert et al., 1991, 1993; Machado, 1984; Heilbron et al., 1993; Heilbron, 1993) associa estas estruturas à fase de deformação D3, que se superpõe a foliação principal (S2) e a planos de empurrão dúcteis. Neste trabalho, com base em mapeamento geológico sistemático aliado ao estudo do metamorfismo, e das rochas granitoides, é proposta uma evolução tectono-metamórfica em que a convergência crustal do setor central da Faixa Ribeira se deu principalmente por empurrões dúcteis e dobras da Fase de Deformação Principal D1+D2, cujos estágios mais tardios passaram a envolver convergência oblíqua dúctil, com deformação distributiva por todo o orógeno (Heilbron, 1993). Durante a fase D3, esta convergência oblíqua teria continuado, porém se resolvendo principalmente através de transcorrências dúcteis discretas, tardi a pós-auge do metamorfismo, entre as quais houve encurtamento por dobras empinadas sobre a foliação S2.

A base geológica utilizada neste trabalho, ao milionésimo, é resultado do levantamento de três seções geotransversais detalhadas (Bom Jardim de Minas/MG- Rio de Janeiro/RJ; Aturuoca/ MG- Mangaratiba/RJ e Juiz de Fora/MG- Cabo Frio/RJ), integradas aos dados geológicos obtidos na folha Barbacena 1:250.000 por Trouw et al. (1986) e Ribeiro et al. (1990). Para compor o quadro regional, foram ainda utilizados os levantamentos geológicos de Nogueira, 1994, Machado (1984), Reis et al. (1982), Ferrari et al. (1982) e Penha et al. (1980).

Nesta integração regional, o esquema de compartimentação tectônica proposto inicialmente para a primeira seção supracitada (Heilbron et al., 1989; Heilbron, 1993), foi testado e considerado válido, sendo estendido para todo o segmento central desta faixa móvel. Desta forma, durante a Deformação Principal brasileira, que compreende duas fases geométricas de deformação D1+D2, sin-metamórficas, foi estabelecida a compartimentação tectônica regional deste segmento da FR. Estes domínios, do estruturalmente inferior para o superior, foram batizados por Heilbron (1993) como: Autóctone (DTA); Andrelândia (DTAND); Juiz de Fora (DTJF) e Paraíba do Sul (DTPS).

A análise geométrica e cinemática, com bases em muitos elementos estruturais obtidos (mapas e perfis estruturais detalhados; dezenas de milhares de medidas da foliação principal S2 ou S1+2, da lineação de estiramento Ln, e eixos de dobras; observação de indicadores cinemáticos no campo e em lâminas orientadas), indica que a deformação principal evoluiu de uma componente principal de baixo ângulo, com transporte principal dirigido à área cratônica (N-NW), para uma fase oblíqua, paralela a extensão da faixa, com transporte inclinado para NE (componente inversa e dextral). Exemplos de evolução deformacional semelhante (colisão continental oblíqua) foram descritos para diversas Faixas Móveis, como por exemplo nas Montanhas Rochosas Canadenses, nos Alpes Orientais, e nos Himalaias por Ellis & Watkinson (1987); no Caledoniano da Groenlândia por Holdsworth (1991), dentre outros.

Ainda no final do processo de convergência brasileira, a compartimentação pré-estabelecida foi perturbada pela deformação D3 subsequente, responsável também pela geração de zonas de cisalhamento transpressivas (Chrispim & Tupinambá 1989; Ebert et al., op. cit.; Correa Neto et al. 1993), discretas, como a do Paraíba do Sul; Caxambú e Três Corações-Pombeario (com larguras da ordem de 2 a 10 Km em mapa), entre as quais a deformação se resolveu com dobras empinadas, nem sempre com eixos paralelos aos limites das ZC. Nas zonas de cisalhamento supracitadas, verificou-se que a componente vertical inversa também é importante, gerando braqui-antiformais e/ou estruturas "em flor positivas".

ESTIMATIVA da CARGA Sólida do Rio AMAZONAS E SEUS PRINCIPAIS TRIBUTÁRIOS PARA A FOZ E OCEANO: UMA RETROSPECTIVA

*Newton de Oliveira Carvalho
**Sandra Baptista da Cunha

Resumo

O presente artigo analisa a contribuição de sedimentos do Amazonas para a sua foz e para o oceano Atlântico, através dos resultados das pesquisas sedimentológicas realizadas na bacia Amazônica por diferentes instituições internacionais e da análise dos dados apresentados pela Eletrobrás/IPH (1992) e coletados por DNAEE/CPRM. São apresentadas as características da bacia hidrográfica, avalia-se a carga sólida em suspensão do Amazonas e tributários e sintetizam-se informações sobre a distribuição da concentração e da granulometria dos sedimentos em suspensão.

Introdução

Grande parte dos sedimentos erodidos nos continentes chega aos oceanos transportados pelos cursos d'água. Os rios são os grandes receptores e transportadores dos sedimentos provenientes da erosão das terras, enquanto os oceanos se constituem nos grandes locais de depósitos. Enquanto a erosão desnuda o solo, ficando este empobrecido, as terras que chegam ao oceano ficam, na sua maior parte, inutilizadas. A longo prazo geológico, como milhares de anos, a formação de ilhas nos estuários e deltas, bem como o aterro de vastas áreas próximas ao mar, passam a fazer parte dos continentes, apesar de a maior parte desses sedimentos ficar perdida na plataforma marinha. Em bacias onde existem muitas barragens nos cursos d'água, grande parte dos sedimentos que seriam destinados aos oceanos fica retida nos reservatórios.

O volume de terras perdidas pela erosão que chega aos oceanos não é medido como, por exemplo, são medidas as quantidades de água

da precipitação, de evaporação e de escoamento pelos rios. As contribuições de sedimentos para a foz e para o oceano podem ser avaliadas a partir de estimativas realizadas por extrapolação de medidas em postos distribuídos ao longo dos cursos d'água. Adicionem-se a essas quantidades de sedimentos os sólidos dissolvidos para se avaliar a grande importância dessas perdas.

Os sedimentos que chegam aos oceanos são finos, portadores de nutrientes, sendo que essa deposição propicia a formação de mangues. Isso é influenciado, também, pelas condições ambientais locais e pela vida marinha. Rios de pouco comprimento e granulometria grossa não permitem a fragmentação do sedimento, não devendo possibilitar formação de manguesais. Rios com reservatórios de médio e grande porte, que passam a reter sedimentos e nutrientes, modificam para jusante as condições de vazão e de carga sólida, passando também a modificar o ambiente da foz. Pode-se, então, imaginar como tem sido a transformação dos continentes com o processo de erosão e deposição de materiais sólidos e dissolvidos.

O que se vai abordar neste artigo refere-se a um curtíssimo espaço de tempo, longe de se pretender tecer considerações sobre as transformações geomorfológicas. Refere-se, também, somente a partículas sólidas, sem considerar a matéria dissolvida. Pouca bibliografia e estudos são disponíveis sobre o assunto, principalmente no nosso país, onde ainda não existe a tradição da pesquisa sedimentológica. Devido ao interesse que o

* Engenheiro - ELETROBRÁS/DPE - Divisão de Recursos Hídricos
** Professora - Departamento de Geografia - Instituto de Geociências - UFRJ

Amazonas desperta por ser o maior rio do mundo, o de maior vazão, contido na maior bacia hidrográfica, pode-se encontrar alguma bibliografia devido à pesquisa de órgãos internacionais. As principais medições de sedimentos no Amazonas aqui indicadas datam de 1963, enquanto o trabalho mais recente publicado no Brasil (Eletrobrás/IPH, 1992) utiliza dados medidos até 1986.

Medida da Descarga Sólida do Curso do Rio

As diversas formas de erosão do solo e das rochas produzem partículas que são transportadas pelas águas para as partes mais baixas dos terrenos e para os canais fluviais. As águas que escoam no próprio rio também produzem erosão de margens e de leito, cujas partículas se incorporam ao escoamento. O sedimento vai sendo transportado em suspensão ou no leito, sendo isso uma função do tamanho e peso da partícula, da velocidade e forma do escoamento, da declividade do curso d'água, da disponibilidade de sedimentos, de outros fatores, existindo partículas que ora estão em suspensão, ora estão no leito. As partículas são normalmente mais grossas a montante, fragmentando-se à medida que são transportadas para jusante. O processo é complexo, tornando difícil a medida precisa das quantidades de sedimentos transportados.

A quantidade de sedimentos em suspensão é mais fácil de determinar porque só depende das concentrações e das vazões, podendo estas serem mais facilmente medidas. As medidas direta e indireta para determinação da concentração média C e da vazão Q , em uma seção transversal do curso d'água, fornecem a descarga sólida em suspensão Q_{ss} através do produto dos resultados. Para apresentação em unidades mais usuais, efetua-se o cálculo através de uma equação do tipo:

$$Q_{ss} = 0,0864 \cdot Q \cdot C$$

Sendo Q em m^3/s , C em mg/l e Q_{ss} em t/dia , com fator de transformação de unidades. Para utilizar outras unidades é necessário calcular o novo coeficiente.

A carga de sedimento do leito cujas interferências no seu movimento dependem de

muitos fatores, é de mais difícil medida, não estando ainda definida por uma fórmula matemática precisa. Esse valor da carga do leito tem muita importância nos estudos de navegação e no assoreamento dos pequenos e médios reservatórios, bem como em vários outros campos da engenharia fluvial. Apesar disso, a sua medida tem sido negligenciada em nosso país.

A carga do leito pode ser determinada por medida direta ou indireta, sendo essa última a mais usual. Nesse caso, usa-se coletar sedimentos do fundo, determinar a granulometria, a vazão e outros parâmetros hidráulicos, sendo o valor da carga do leito determinado por várias fórmulas. A fórmula cujos resultados médios fornecem valores mais próximos é adotada para o prosseguimento dos estudos do curso d'água, verificando as condições hidráulicas de obtenção dessa fórmula em função das condições de seu uso. Não se deve usar o valor médio dos resultados calculados por todas as fórmulas. Pode-se verificar a validade das fórmulas por medidas diretas, usando metodologias de confiança, embora exijam trabalhos de campo demorados e onerosos.

A descarga sólida total tem sido avaliada como a soma da descarga em suspensão com a do leito, embora o resultado possa ser questionado. Esse questionamento pode ser feito em relação à descarga sólida em suspensão não medida. Por exemplo, devido ao amostrador do material em suspensão não coletar a amostra em toda a vertical. Outros questionamentos podem ser apontados, como a determinação por fórmula que pode não ser válida para aquele curso d'água e assim por diante.

Devido à dificuldade e aos custos da determinação da descarga do leito, esta é a comumente adotada como uma porcentagem da descarga em suspensão baseando-se em diversos critérios. Estes podem ser adotados a partir de algumas medições da carga do leito que passam a indicar uma porcentagem mais realista. A adoção simples, sem estudos prévios, de 10% sobre o valor da descarga em suspensão, pode levar a resultados incorretos, pois, de acordo com estudos, essa descarga do leito pode variar de 2 a 150% do valor da descarga em suspensão.

Os resultados de descarga sólida são apresentados em tonelada/dia, sendo que medições regulares, com frequência adequada, são necessárias para que o processamento dos dados resulte em valores médios de confiança (Carvalho, 1994). Os resultados dos valores de rios de pequeno porte com pequena descarga sólida podem ser apresentados em kg/dia. Os resultados são também apresentados como valores de produção média de sedimentos em suspensão ou descarga sólida específica em suspensão, expressos em t/km^2 .ano, que mostra o quanto uma rede de drenagem contribui em sedimentos para o curso d'água.

Essas medidas são efetuadas em seções transversais do curso d'água, sendo necessário o estabelecimento de uma rede de postos fluviassedimentométricos dimensionada adequadamente. Nos rios de médio e grande porte são necessárias medições próximas à foz para permitir o conhecimento de perda de solo do território.

Regime da Carga Sólida do Curso d'Água

A carga sólida nos rios é uma consequência da drenagem na superfície dos solos cujas águas transportam os sedimentos erodidos. A erosão do solo tem sido muito influenciada pelo fator humano, acelerada em valores crescentes, ano a ano, de acordo com o crescimento da população, a ocupação e o uso dos solos. Como exemplo, o estado de São Paulo tem atualmente somente 5% da cobertura florestal original, estando os solos desprotegidos, sujeitos a uma erosão que tira a fertilidade das terras, provocando muitos problemas no território, além de estar assoreando os rios e reservatórios.

Grande quantidade de sedimentos, em ocasião de fortes chuvas, é desagregada pelo impacto das gotas e transportada para os cursos d'água. Estima-se que no período chuvoso a carga sólida do rio representa 70 a 90% do total anual. Anos muito úmidos ou fortes enchentes são responsáveis por grandes cargas sólidas.

A produção de sedimentos P_{ss} , em t/km^2 .ano, numa bacia hidrográfica, diminui de montante para jusante devido ao fato de que os rios nascem e se escoam no seu alto curso em

regiões montanhosas, de mais fortes declives e de maiores precipitações, produzindo maior quantidade de sedimentos por área da bacia.

A inclinação da reta $P_{ss} = f(\text{Área})$ em rios de médio a grande porte, traçada em escala log-log, apresenta um coeficiente 0,8 na equação, quando se espera um comportamento normal. No entanto, em bacias mais protegidas por vegetação, no médio curso para jusante, a inclinação aumenta mostrando que a erosão é menor nesse trecho. Cursos d'água com barragens também modificam a inclinação da reta pela retenção dos sedimentos nos reservatórios. Por outro lado, quando o médio e/ou o baixo curso está desprotegido, a erosão aumenta e, com isso, a inclinação da reta vai diminuindo. Casos extremos acontecem quando a alta bacia é protegida, o médio e/ou o baixo curso sofre muita influência antrópica, aumentando a erosão e invertendo a inclinação da curva.

O coeficiente de remoção ou coeficiente de transferência DR (*sediment delivery ratio*), valor obtido da relação entre quantidade de carga sólida média medida em seção transversal do curso d'água e a quantidade total de erosão da bacia contribuinte, varia entre os valores de quase 1,0 nas cabeceiras para próximo de 0,0 na foz.

Para pequenas bacias, até $1.000km^2$, o valor de DR tem sido investigado, enquanto que para grandes bacias é de difícil previsão porque a erosão da bacia não é medida. Segundo diversos autores, em bacias de tamanho médio, a quantidade de sedimentos que chega ao oceano pode ser da erosão contribuinte, enquanto que para grandes bacias essa quantidade é de 0,10. Considerando o exposto, vê-se que o valor de DR varia de 1,0 ou 100%, para bacias muito pequenas (até $0,002km^2$), diminuindo até 0,25 ou 25%, para bacias de tamanho médio (como $100.000km^2$) e chegando a 0,1 ou 10%, em grandes bacias. Os valores de 25% a 10% se referem a determinações de DR na foz.

Esses aspectos podem apresentar grandes variações devido à carga sólida de tributários importantes no curso d'água ou a fenômenos que provoquem erosão diferenciada em alguma região da bacia. Assim, a potência 0,8 não é uma regra geral para os rios. A declividade da

reta pode aumentar ou diminuir em razão constante ou mesmo mudar. Em pequenos cursos d'água, onde há muita ação antrópica que aumente para o baixo curso, a produção de sedimento vai crescer, invertendo a declividade da reta.

Rio Amazonas e Sua Bacia Hidrográfica

O rio Amazonas, segundo pesquisas mais recentes, é o maior rio do mundo tanto em volume d'água, tamanho de bacia, quanto em comprimento do curso d'água principal. Desde as nascentes no Peru, com o nome de Ucaiali, o rio percorre 6.885km. Anteriormente, supunha-se que o rio Marañon fosse o seu principal formador, razão do erro na medida do comprimento do rio Amazonas. Atualmente, sabe-se que os formadores do rio Amazonas são os rios Ucaiali e o Marañon. Somente após a confluência desses rios, o rio principal recebe o nome de Amazonas, que passa a ser chamado Solimões ao entrar em território brasileiro e, novamente Amazonas, depois da confluência com o rio Negro.

A bacia Amazônica ocupa mais da metade da área do território brasileiro, situando-se como a maior área de drenagem do globo ($6.112.000\text{km}^2$), considerando as contribuições de áreas da Colômbia, Equador, Peru e Bolívia (Figura 1). As bacias contribuintes, pela margem esquerda (Içá, Japurá, Trombetas e Jari), são de menor extensão, comparadas às redes de drenagem da margem direita do rio Amazonas (Purus, Madeira, Tapajós e Xingu), formando, em consequência, bacias de menor tamanho (Tabela 1). Na margem esquerda o Negro apresenta uma grande bacia.

Os fatores que influenciam o estoque de sedimentos no baixo rio Amazonas e o regime das águas dependem das condições naturais e das atividades humanas desenvolvidas na bacia hidrográfica. As características

naturais que participam da erosão potencial, contribuindo para o volume da carga sólida, incluem a topografia, geologia, geomorfologia, solo e clima.

O rio Amazonas apresenta um declive considerado um dos menores do mundo onde, em seu trecho de planície, no curso inferior, a declividade média atinge 2cm/km , originando um padrão de drenagem meândrico, com lagoas marginais e campos de inundação alimentados pelo extravasamento dos rios no período das cheias. Pela mesma razão, o escoamento das águas e a propagação das cheias fazem-se lentamente. São típicos os igarapés, termo indígena que corresponde a caminhos de canoa ou rios de pequeno porte.

Apesar da maior parte da bacia hidrográfica consistir de uma topografia relativamente plana, com fracos declives, o rio Solimões percorre, no seu trecho de nascente, área de topografia e de declives acidentados da cordilheira dos Andes, onde nasce a 5.000m de altitude. Também, os formadores do rio Negro nascem em áreas acidentadas do território nacional (Planalto das Guianas), a 2.100m de altitude. Pela margem direita, apenas os formadores do rio Madeira nascem nas áreas acidentadas dos

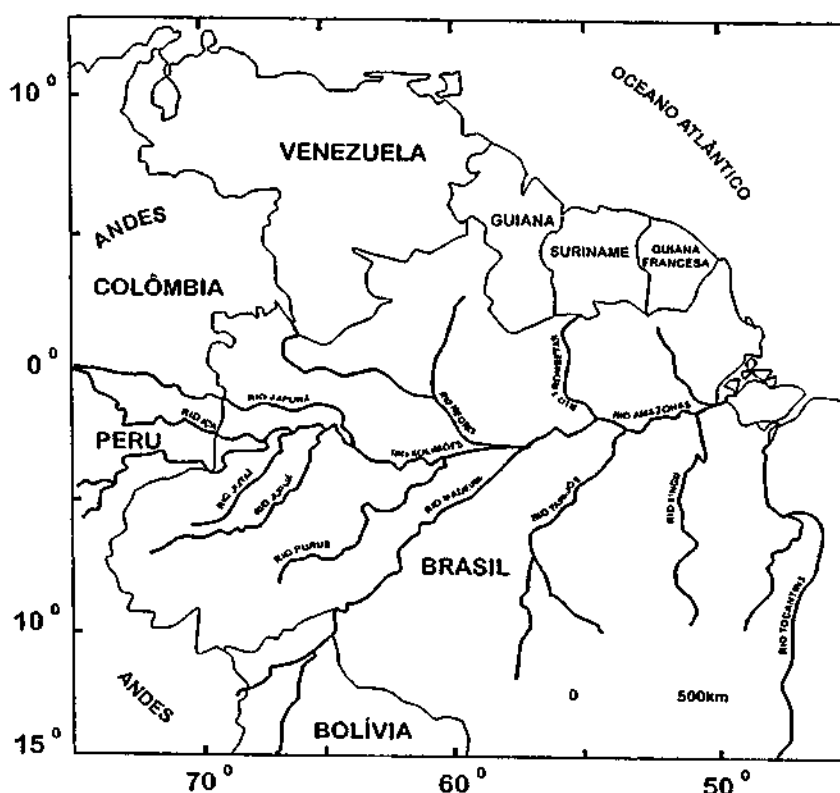


Figura 1 – Principais cursos d'água da bacia Amazônica

Bacias Hidrográficas	Área (km ²)	Precipitação (mm/ano)	Vazão Média Anual (m ³ /s)	Vazão Média Específica (l/s.km ²)
Solimões em São Paulo de Olivença	990.780	2.900	46.500	46,9
Solimões em Manacapuru	2.147.740	2.880	103.000	48,0
Amazonas em Jatuarana/Careiro	2.854.300	2.780	131.600	46,1
Amazonas em Obidos	4.618.750	2.520	168.700	36,5
Margem direita				
Jutai	77.280	2.781	3.020	39,1
Juruá	185.000	2.452	8.440	45,6
Purus	370.000	2.336	11.000	29,7
Madeira	1.420.000	1.940	31.200	22,0
Tapajós	490.000	2.250	13.500	27,6
Xingu	504.300	1.930	9.700	19,2
Margem esquerda				
Içá	143.760	3.160	8.800	61,2
Japurá	248.000	3.000	18.620	75,1
Negro	686.810	2.566	28.400	40,8
Trombetas	128.000	1.822	2.555	20,0
Jari	58.000	2.118	1.880	32,4
Rio Amazonas - Bacia total	6.112.000	2.460	209.000	34,2

Fonte: DMAEE/ORSTOM, 1994.
Tabela 1 - Valores dos principais componentes de drenagem da bacia Amazônica (1965 a 1990)

Andes bolivianos. Os restantes afluentes nascem em áreas rebaixadas do Planalto Central (serra dos Pacaás Novos, Chapada dos Parecis e serra do Roncador), em altitudes que não ultrapassam 800m.

As isotermas médias anuais, para a série histórica de 1931-1988, mostram uma variação da precipitação entre 1.800 a 3.400mm para a bacia Amazônica, com valores elevados nas proximidades do rio Amazonas, entre os rios Purus e Madeira (2.800mm) e entre os rios Japurá e Negro, na fronteira com a Colômbia (3.000 a 3.400mm). Parte dessa precipitação é devolvida à atmosfera pela evapotranspiração real que atinge, na área, 1.382 mm/ano.

Os elevados valores de precipitação nos dois hemisférios e o degelo dos Andes oferecem uma pequena estação de déficit de chuvas, ocasionando amplitudes reduzidas entre o nível máximo das enchentes e o nível mínimo das

vazantes, classificando a maior parte da rede dos rios da Amazônia em um regime equatorial perene. Com uma vazão média de 209.000m³/s (34,2 l/s.km²), as enchentes ocorrem principalmente no outono ou no verão, no hemisfério Norte, e no inverno, no hemisfério Sul. Essa faixa de ocorrência do regime equatorial perene domina na bacia Amazônica, de oeste a leste, até a desembocadura, incluindo a ilha de Marajó. A norte e a sul, suas águas passam ao domínio de regime tropical após percorrerem uma zona de regime de transição pouco definida. No regime tropical boreal, as enchentes ocorrem no verão boreal (inverno austral) e, a vazante, no inverno boreal (verão austral). No regime tropical austral, as enchentes ocorrem no verão e, a vazante, na primavera principalmente, ou no inverno (Simões & Santos, 1968).

A cordilheira dos Andes, nascente dos rios Solimões e Madeira, constitui a principal fonte

natural de sedimentos para o rio Amazonas, em função da acentuada topografia e da natureza das rochas ígneas e coberturas sedimentares, de fácil fragmentação em virtude do tectonismo local. A concentração média anual de sedimentos em suspensão é bastante elevada, atingindo valores médios de 454mg/l no rio Acre (Rio Branco), 358mg/l no rio Solimões (em São Paulo de Olivença) e 388mg/l no rio Madeira (em Porto Velho). Quando os sedimentos em suspensão são relacionados com área da bacia (produção específica mínima), os valores mais elevados são observados nos rios Solimões (510t/km².ano) e Juruá (415t/km².ano). O mapa da produção específica mínima de sedimentos em suspensão (1:5.000.000, Eletrobrás/IPH, 1992) atribui à área do estado de Rondônia, que verte para o rio Madeira, um valor maior que 600t/km².ano.

Depois do trabalho precursor de Gibbs (1967), que atribuiu 82% dos sedimentos em suspensão encontrados no Amazonas à cordilheira dos Andes (12% da área da bacia hidrográfica), Meade (1985, 1994) e Meade et al. (1979), utilizando maior rede de pontos de coleta e a diferentes profundidades, concluíram que os Andes peruanos (rio Solimões) e os Andes bolivianos (rio Madeira) são responsáveis por 90-95% dos sedimentos em suspensão. Constatou-se, também, que os sedimentos não se distribuem de forma uniforme, sendo mais concentrados nas proximidades do fundo do que na superfície, inclusive a fração de silte, devido à contribuição dos tributários e à hidráulica do transporte dos sedimentos (Meade et al., 1979).

Meade (1994) considera que a fonte dos sedimentos em suspensão para o rio Amazonas difere da fonte de descarga líquida, atribuindo a essa última o escoamento superficial das áreas a jusante da bacia (70%) e para as nascentes peruanas e bolivianas um valor de 10-20%. A produção de sedimentos (total de 150-200 t/km².ano) não é homogênea, refletindo as distintas taxas de erosão em diferentes partes da bacia hidrográfica.

Com base na quantidade de sedimentos em suspensão, no grau de acidez e volume de matéria orgânica dissolvida, as águas dos rios amazônicos pertencem à categoria de águas brancas, pretas e claras. Afluentes com

nascentes andinas transportam grandes quantidades de sedimentos (rio Madeira especialmente) e são conhecidos como rios de águas brancas. Tributários com grandes volumes de descarga líquida e reduzida carga de sedimentos como o rio Negro, onde as taxas de erosão do maciço das Guianas são diminutas (1m/milhão de anos), são chamados de rios de águas pretas. A concentração anual de sedimentos em suspensão para o rio Negro é de 21mg/l, em Cucuí, e 12mg/l no posto Serrinha (Eletrobrás/IPH, 1992). A coloração escura dos rios, provenientes do Escudo das Guianas, deve-se aos ácidos húmicos dissolvidos dos solos. O rio Tapajós pertence à categoria dos rios de águas límpidas.

Os sedimentos em suspensão dos rios amazônicos podem ser produzidos por outras fontes devido, em especial, à forma de ocupação da bacia hidrográfica e à alteração da dinâmica das águas produzida pelo barramento dos rios, com a finalidade especial, entre outras, de produção de energia e abastecimento. De 1970 a 1985, a Amazônia Legal passou por diferentes políticas de ocupação que permitiram o avanço sobre a floresta com a criação de eixos de desenvolvimento (1970), pólo de desenvolvimento (1974) e a criação do Projeto Calha Norte, em 1985 (Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal, 1995). O programa de ocupação e vigilância da região fronteira do Brasil na Amazônia (Projeto Calha Norte) está sendo revitalizado pelo governo, que prevê a criação dos territórios Alto Solimões e Rio Negro para garantir a segurança da fronteira do Brasil na Amazônia e dos recursos naturais através do desenvolvimento e ocupação da região.

Nas três últimas décadas, foram construídas usinas hidrelétricas de pequena a média capacidade como Curuá-Una, no rio Curuá, Itaituba, no rio Tapajós, ambas a jusante de Manaus, Balbina (250MW), no rio Jatumã, afluente da margem esquerda do rio Amazonas (a jusante de Manaus), e Samuel (216MW), no rio Jamari, afluente do rio Madeira, nas proximidades de Porto Velho, Rondônia. Estão projetadas para construção algumas barragens como Ji-Paraná, no rio do mesmo nome, afluente do rio Madeira, estado de Rondônia; Cachoeira Porteira (projetada para o rio

Trombetas, afluente da margem esquerda do rio Amazonas). Ji-Paraná I e Ávila, ambas no rio Ji-Paraná, nas proximidades dos limites entre os estados de Rondônia e Mato Grosso. Elas podem ser consideradas como fontes potenciais das mudanças dos teores de carga sólida nos rios amazônicos, nesta última década do milênio.

Ainda, nos altos cursos dos rios Teles Pires (Pereira Filho, 1995), Tapajós (Rodrigues et al., 1994), Madeira (Malm et al., 1990) e Peixoto Azevedo (Borges & Cunha, 1996), entre outros, onde vem se realizando a exploração garimpeira, registra-se acelerado processo de assoreamento na calha do rio. A atividade garimpeira ocorre com maior frequência na estação seca, quando o nível mais baixo das águas torna as frentes de lavras mais acessíveis. Decorrente dessa atividade, com o emprego da técnica de amalgamação com mercúrio para extração do ouro, uma quantidade significativa de mercúrio atinge o rio poluindo as águas. A forma química em metil-mercúrio é altamente tóxica, acumulando-se nos organismos, podendo atingir níveis elevados nos peixes, contaminando populações que se alimentam do pescado. Nos rios Madeira e Tapajós os sedimentos em suspensão contaminados são transportados a longas distâncias, podendo alcançar de centenas a milhares de quilômetros a jusante da fonte poluidora, atingindo ambientes não ligados à atividade garimpeira (Lacerda & Meneses, 1995).

Carga Sólida em Suspensão do Amazonas e Tributários

As medidas da carga sólida em suspensão do Amazonas e seus tributários têm sido feitas regularmente pelo DNAIE e CPRM, bem como por outras entidades, sendo que os resultados médios foram apresentados no diagnóstico sedimentológico da Eletrobrás/IPH (1992), correspondente a dados até 1986. Os resultados numéricos apresentados correspondem a valores médios de medições, com um mínimo de dois anos de observação, tendo sido iniciadas na década de 1980. As Figuras 2 e 3 representam a plotagem dos valores médios

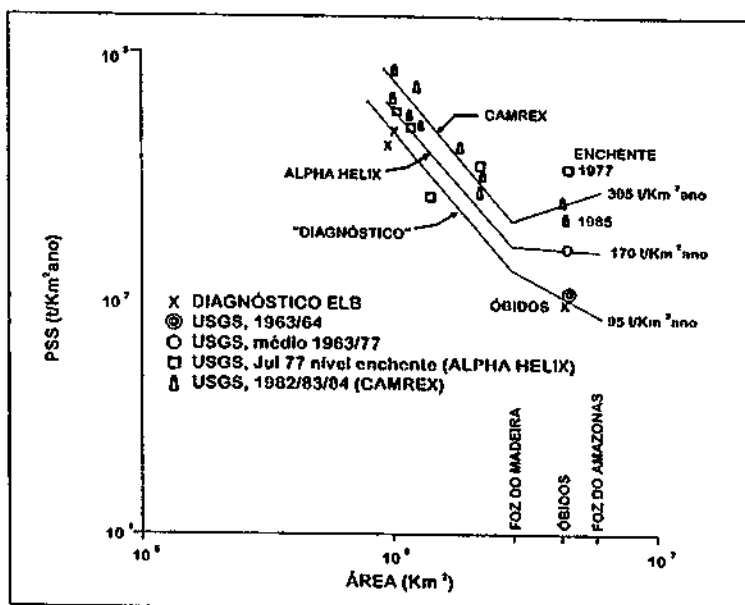


Figura 2 - Produção específica de sedimentos em suspensão, em t/km^2 ano, para o rio Solimões/Amazonas, em função da área da bacia contribuinte

de produção de sedimentos em suspensão, em t/km^2 .ano, de postos do rio Solimões/Amazonas e de seus principais tributários. O prolongamento das diversas linhas permite a obtenção dos valores de P_{ss} na foz de cada curso d'água.

Medições foram efetuadas a partir de programas internacionais, considerando a importância que sempre representou o Amazonas, principalmente com a sua grande vazão e secundariamente com a questão sedimentológica. Todas essas expedições

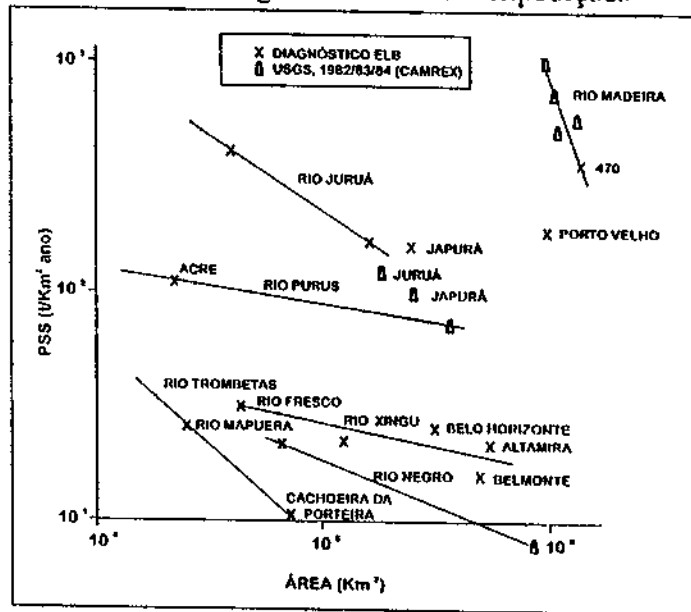


Figura 3 - Valores médios de produção de sedimentos em suspensão para os principais tributários do rio Solimões/Amazonas obtidos pela Eletrobrás/IPH (1992)

Vazão	(m ³ /s)
Mínima em 1926 (estimada)	72.500
Média	157.000
De enchente (julho/1963)	210.000
Máxima de enchente em 1953 (estimada)	350.000

Tabela 2 – Vazões do Amazonas em Óbidos medidas em 1963 e 1964 (Oltman et al., 1964)

tiveram recursos do National Science Foundation (NSF). As três primeiras expedições de julho/1963, outubro e novembro/1963 e agosto/1964 foram realizadas pelo United States Geological Survey (USGS), Universidade do Brasil (Centro de Pesquisas de Geografia do Brasil) e Ministério da Marinha (Diretoria de Hidrografia e Navegação), o que é relatado por Oltman et al. (1964) e Oltman (1968). Nessas expedições foram medidos a vazão e parâmetros de qualidade d'água ao longo do Solimões/Amazonas e em alguns tributários como Negro, Madeira e Tapajós. Ficou concluído, além de outros resultados, que a vazão em Óbidos varia entre os valores de 75.000 a 350.000 m³/s, comprovando o Amazonas como o rio de maior vazão do mundo (Tabela 2).

Foi verificado durante a primeira expedição, pelas poucas amostragens de sedimentos, que a concentração média em suspensão em Óbidos era de 100 mg/l em 1963, correspondendo a uma

descarga sólida média de 1.356.480 t/dia ou 107,2 t/km².ano.

As expedições seguintes, conhecidas pelo nome do barco Alpha Helix, foram realizadas em junho-julho/1976 e maio-junho/1977 (Meade et al., 1979; Curtis et al., 1979). Foram realizadas em convênio com entidades americanas – USGS e MIT (Massachusetts Institute of Technology) –, ficando a contrapartida nacional com o DNAEE, CPRM, Eletrobrás e Hidrologia S/A. Essas expedições visaram principalmente a medição da carga sólida e geoquímica dos sedimentos. Foram coletadas 325 amostras do Amazonas e tributários entre Iquitos e a foz, sendo que alguns resultados encontram-se na Tabela 3.

Foi verificado que metade da carga sólida em Óbidos, de $4,7 \times 10^6$ t/dia, ou $1,715 \times 10^9$ t/ano, indicada na Tabela 3, era proveniente do Solimões, um quarto do Madeira e o restante dos outros tributários, sendo menos que 1% no rio Negro, apesar de este contribuir com 20% da vazão.

Posteriormente, foi estimado que a carga sólida em suspensão média em Óbidos é de 900×10^6 t/ano, que todo o material em suspensão é mais fino que 0,5 mm e que o material do leito é constituído de areia fina. O valor da descarga sólida se mantém quase constante entre Iquitos e Manacapuru, sendo que a maior carga deriva dos rios que drenam dos Andes, sendo muito pouca a contribuição dos rios das terras baixas.

Posto	Data	Vazão (m ³ /s)	Descarga Sól. em Susp. (10 ⁶ t/dia)	Prod. Sed. em Suspensão (t/km ² .ano)	Concentração (mg/l)
Marañon em Iquitos	20.05.77	48.000	1,7		400
Solimões em S. Paulo de Olivença	22.05.77	70.000	1,7	626,6	275
Solimões em Sto. Antônio do Içá	23.05.77	80.000	1,7	546,9	245
Solimões em Itapeúba	26.05.77		1,4	288,9	–
Solimões em Manacapuru	27.05.77	130.000	2,2	373,9	200
Amazonas em Óbidos	02.06.77	230.000	4,7	371,4	235
Negro acima de Manaus	28.05.77	50.000	0,02	10,5	5
Madeira acima da foz	01.06.77	40.000	1,1	282,7	300

Tabela 3 – Resumo das medições da carga sólida em suspensão por Alpha Helix medidas em junho-julho/1976 e maio-junho/1977

O Madeira transporta uma carga sólida grande dos Andes bolivianos, enquanto pouca contribuição é feita a jusante de Óbidos.

Entre 1982 e 1984 foram efetuadas oito campanhas de medições ao longo do Amazonas e tributários, dentro do programa conhecido por Camrex (Carbon in the Amazon River Experiment). Dos Estados Unidos da América participaram a Universidade de Washington e o USGS, sendo a contrapartida brasileira com o Inpa, CENA/USP e CNPq (Meade, 1985; Mertes & Meade, 1985; Richey et al., 1986). Calculando-se as médias dos valores medidos por seção, têm-se os resultados parciais apresentados na Tabela 4.

Carga Sólida do Leito do Amazonas

As amostras coletadas no leito durante as expedições de 1963/64 indicaram um diâmetro médio de 0,20mm, sendo que as maiores porcentagens corresponderam à areia fina, entre 0,15 e 0,25mm. Material mais fino que areia (0,062mm, segundo a classificação em unidades inglesas), no leito, representa apenas 2%, e o material grosso (0,4mm), também, 2%.

Em 1976 e 1977 foram coletadas 173 amostras do leito, ao longo do rio Solimões/Amazonas, bem como de alguns tributários, na campanha com o Alpha Helix. A análise do material mostrou que, ao longo do Amazonas, a maior composição do material se refere a areia fina a média, com diâmetro médio quase igual a 0,25mm, contendo pequena porcentagem de pedregulho. A distribuição granulométrica não muda significativamente entre Iquitos e o oceano Atlântico (Figura 4).

Entre novembro/82 e março/84 (Mertes & Meade, 1985) foram coletadas amostras de sedimentos do leito em 13 seções do Amazonas e em nove seções de sete dos maiores tributários. O diâmetro médio das amostras variou entre 0,125 a 0,35mm, com média de 0,25mm. As medições da descarga sólida do leito do Amazonas, calculadas pelo método modificado de Einstein, e segundo a bibliografia consultada, mostraram que varia entre 2 a 15% da descarga em suspensão, com valor médio de 10%.

Posto	Data	Vazão (10 ³ t/dia)	Área (km ²)	Prod. Sed. Suspensão (t/km ² .ano)	Nº de Medições
Solimões em Teresina	29.04.82	1.880,0	983.157	698	
Solimões em S. Paulo de Olivença	30.04.82	2.420,0	990.253	892	
Içá próximo da foz	1982/83/84	53,8	143	137	
Solimões em Sto. Antônio do Içá	1982/83/84	1.776,0	1.134.540	571	8
Jutai em Copatona	1982/83/84	5,2	76.842	25	7
Juruá próximo da foz	1982/83/84	62,1	185.000	123	8
Japurá na ilha Jacitara	1983/84	68,4	246.000	101	5
Solimões em Itapeúba	1982/83/84	2.103,0	1.769.000	434	8
Purus em Beruri	1982/83/84	76,1	370.476	75	8
Solimões em Manacapuru	1982/83/84	2.108,0	2.147.736	358	9
Negro em Manaus	1982/83/84	19,1	696.808	10	7
Madeira em Urucurituba (foz)	1982/83/84	1.325,0	1.420.000	341	8
Amazonas em Óbidos	1982/83/84	3.437	4.618.750	272	9

Tabela 4 - Resumo das medições da carga sólida em suspensão no programa Camrex

Distribuição da Concentração e da Granulometria dos Sedimentos em Suspensão no Amazonas

No rio Amazonas a distribuição da concentração de sedimentos em suspensão não é uniforme em seus perfis transversal e longitudinal, apresentando feições variadas em função da profundidade do canal, da velocidade das águas e da distância ao oceano (variação do volume de vazão). Nas estações seca e úmida parecem apresentar, também, sensível influência.

Valores medidos em cinco seções transversais no rio Solimões/Amazonas (São Paulo de Olivença, Santo Antônio do Içá, Itapeúa, Manacapuru e Óbidos) e em uma seção transversal no rio Amazonas (Marañon), 25km a jusante de Iquitos, para os anos de 1976 e 1977 (Meade et al., 1979; Meade, 1985; Meade, 1994), mostraram que as concentrações de sedimentos em suspensão aumentam na direção das maiores profundidades até o leito (sentido vertical), com variações na direção lateral.

A variação vertical da concentração dos sedimentos em suspensão deve-se às maiores concentrações de areia fina em suspensão (inferior a 0,5mm), próximo do fundo do leito (Figura 5).

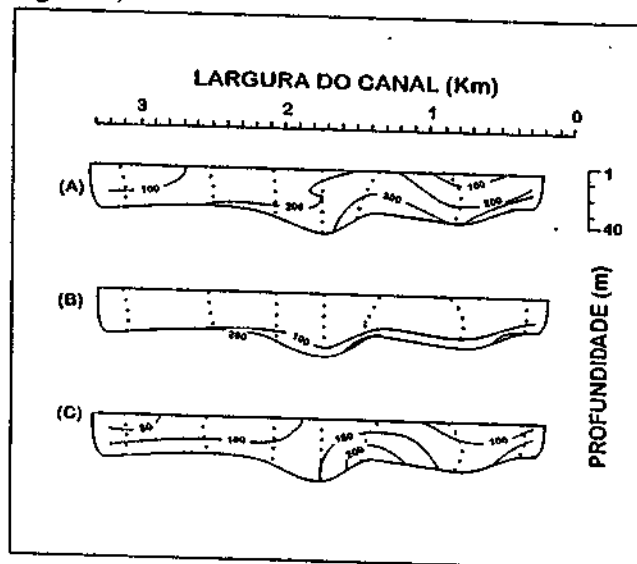


Figura 5 – Distribuição espacial da concentração de sedimentos em suspensão de diferentes granulometrias para o rio Amazonas em Manacapuru (27.05.1977). (A) Concentração total dos sedimentos em suspensão. (B) Concentração de areia em suspensão (material superior a 0,063mm). (C) Concentração de silte e argila em suspensão (material inferior a 0,053mm) (Meade et al., 1979; Meade, 1985; Meade, 1994)

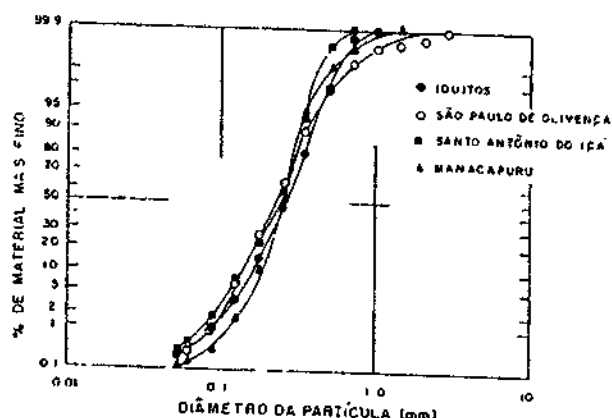


Figura 4 – Distribuição granulométrica média de material do leito em quatro locais do rio Solimões/Amazonas obtidas de 3 a 6 amostras por local

A distribuição granulométrica do material do fundo do canal do rio Amazonas é constituída de areia fina a média (próximo a 0,250mm), entre Iquitos e o oceano Atlântico (Nordin et al., 1977, 1979). Por outro lado, a porcentagem de areia em suspensão está inversamente relacionada com a profundidade do rio. Em locais onde as profundidades atingiram cerca de 50m (Óbidos e Itapeúa), a areia correspondeu a 22% dos sedimentos em suspensão. Nas outras estações do rio Solimões/Amazonas, com profundidades médias entre 20 e 30m, a porcentagem atingiu uma classe entre 30-38% dos sedimentos em suspensão.

Diferenças na concentração de argila e silte em suspensão exercem, também, influência na variação vertical e lateral das concentrações de sedimentos. Concentrações de sedimentos finos em suspensão, inferiores a 0,053mm, dobraram de valor entre a superfície e o fundo do rio, em todas as amostras coletadas entre 1976 e 1977 (Curtis et al., 1979).

A comparação entre as seis seções especificadas anteriormente mostrou uma distribuição da concentração dos sedimentos em suspensão desigual, ao longo do canal (perfil longitudinal), com relação inversa à proximidade do oceano onde o volume de vazão é maior (Meade et al., 1979).

Próximo ao oceano, os valores de concentração obtidos em Óbidos (235mg/l em 02.06.1977) são inferiores, quando comparados com valores obtidos em seções do rio Amazonas mais

interioranas (Manacapuru, 200mg/l em 27.05.1977; Itapeúá, 150mg/l em 26.05.1977; Santo Antônio do Içá, 245mg/l em 23.05.1977). Coletas mais distantes do oceano, efetuadas no Brasil, em São Paulo de Olivença (275mg/l em 22.05.1977) e em Iquitos, no Peru (400mg/l em 20.05.1977), indicaram as maiores concentrações ao longo do rio Amazonas. Em Manacapuru, a concentração de sedimentos é de 200mg/l (vazão $130.000\text{m}^3/\text{s}$ em 27.05.1977). Mais para jusante, o rio Amazonas recebe 330mg/l de concentração de sedimentos proveniente do rio Madeira (01.06.1977 para uma vazão de $40.000\text{m}^3/\text{s}$). Na seção de Óbidos, mais a jusante da confluência com o rio Madeira, a concentração medida atingiu apenas 235mg/l para uma vazão de $230.000\text{m}^3/\text{s}$ em 2 de junho de 1977.

Apesar da necessidade de melhor processamento desses dados e de sua atualização, uma vez que a bacia Amazônica vem passando por diferentes processos de ocupação, algumas tendências foram delineadas. Para complementar, ainda são necessárias novas campanhas e programas de coleta de dados, em especial nas estações seca e chuvosa, para definir o ciclo anual da concentração dos sedimentos em suspensão.

Contribuição de Sedimentos do Amazonas para o Oceano

A bibliografia consultada relata medições do Amazonas efetuadas de 1963 a 1986, correspondendo aos trabalhos efetuados pelo USGS em 1963/64 e 1976/77, às medições com o Alpha Helix, em 1977, ao programa Camrex, de 1982/83/84 e às medições efetuadas pelo DNAEE entre 1980 a 1986 e apresentadas pela Eletrobrás/IPH (1992) (Tabela 5).

Medições mais recentes podem ser obtidas com o DNAEE/CPRM e com programas internacionais envolvendo o Inpa e, também, medições ainda mais recentes do DNAEE com a Orstom. Certamente que os resultados serão publicados adequadamente por aquelas entidades. De 1986 para cá, muitas áreas de florestas foram queimadas na Amazônia, deixando o solo desprotegido. Apesar da grandiosidade da região, é de se esperar que alguma mudança nos valores de carga sólida seja sentida com as erosões provocadas pela devastação em processo. As medições e estudos em curso poderão esclarecer essas dúvidas.

As estimativas anteriores consideram a carga sólida do Amazonas para a foz e oceano Atlântico como sendo aquela medida em Óbidos, uma vez que a contribuição a jusante é pequena apesar dos grandes tributários Tapajós e Xingu. A Figura 2 representa a plotagem dos valores de P_{ss} obtidos da bibliografia consultada. O Camrex é o que apresenta maior número de seções transversais com dados aqui aproveitados. A linha média de P_{ss} inflexiona na foz do rio Madeira que transporta muitos sedimentos dos Andes e certamente dos trabalhos de mineração no curso d'água. O prolongamento da linha mostra um valor aproximado de $305\text{t}/\text{km}^2\cdot\text{ano}$ na foz.

A linha intermediária, correspondente às medidas com o Alpha Helix, foi traçada no trecho superior, paralela à linha do Camrex, conforme o alinhamento dos dois primeiros pontos superiores. Inflexionando na posição da foz do Madeira, foi aproveitado o valor médio das medições do USGS e Alpha Helix. O valor de P_{ss} na foz resulta em $170\text{t}/\text{km}^2\cdot\text{ano}$.

A linha inferior, com poucos pontos medidos, representa os valores obtidos no diagnóstico da Eletrobrás/IPH (1992). O trecho superior foi traçado paralelamente às linhas anteriores, com inflexão na foz do Madeira, passando pelo ponto de Óbidos, tendo sido aproveitadas medições do USGS de 1963/64.

O prolongamento de linhas até a posição da foz indica o valor de $95\text{t}/\text{km}^2\cdot\text{ano}$ na foz do Amazonas.

A média dos três resultados anteriores, de $190\text{t}/\text{km}^2\cdot\text{ano}$ para carga em suspensão, pode representar o valor da contribuição para o oceano, correspondendo a $1.161 \times 10^6 \text{ t/ano}$. Considerando o valor da carga sólida do leito antes apresentado como igual a 10% da carga em suspensão, tem-se que a carga sólida total média do Amazonas para o Atlântico é igual a $209\text{t}/\text{km}^2\cdot\text{ano}$ ou $1.277 \times 10^6 \text{ t/ano}$ ou 1.300×10^6 a $200 \times 10^6 \text{ t/ano}$.

Analisando a qualidade do estudo, pode-se considerar somente como uma aproximação o resultado final obtido, devido à dispersão dos dados dos diversos estudos, bem como a pouca quantidade de medições efetuadas.

Curso d'Água	Posição da Foz	Área da Bacia (km ²)	Vazão (m ³ /s)	Prod.Sed. Susp. (t/km ² ano)	Peso Sed. Susp. (10 ⁶ t/ano)	Conc. Média (mg/l)	Total no Atlântico (10 ⁶ t/ano)
Amazonas/Iquitos					620,5 (4)	400,0	
Javari, MD	Solimões	105.700					
Solimões/S. Paulo de Olivença		990.780	46.500	510,0 (3)	505,3	344,6	
Içá, ME		143.760	8.800	144,8 (5)	20,81	75,0	
Solimões/Sto. Antônio do Içá		1.134.540		545,0	620,5 (4)		
Jutaí, MD	Solimões	77.280	3.020	24,9 (5)	1,927	20,2	
Juruá, MD	Solimões	185.000	8.440	155,0 (3)	28,68	107,7	
Japurá, ME	Solimões	248.000	18.620	160,0 (3)	39,68	67,6	
Solimões/Itapeúba		1.769.000			511,1 (4)		
Acre/Purus, MD	Solimões	370.000	11.000	76,0 (3)	28,12	81,1	
Solimões/Manacapuru		2.147.740			797,7 (4)		
Negro, ME	Amazonas	686.810	28.400	0,1 (3)	68,68	76,7	
Madeira, MD	Amazonas	1.420.000	31.200	470,0 (5)	667,4	678,3	
Trombetas, ME	Amazonas	128.000	2.555	7,0 (3)	0,896	11,1	
Amazonas/Óbidos		4.618.750	168.700	106,0 (3)	489,6	92,0	
Amazonas/Óbidos		4.618.750	168.700	107,2	495 (1)	93,0	
Amazonas/Óbidos		4.618.750	168.700	371,0	1.715 (2)	322,2	
Tapajós, MD	Amazonas	490.000	13.500	4,2 (3)	2,058	4,8	
Maicuru, ME	Amazonas	13.940					
Paru, ME	Amazonas						
Xingu, MD	Amazonas	504.300	9.700	21,0 (3)	10,59	34,6	
Jari, ME	Amazonas	58.000	1.880				
Amazonas/Foz	Atlântico	6.112.000	209.000	95,0 (3)	580,6	88,1	639
Amazonas/Foz	Atlântico	6.112.000	209.000	170,0 (4)	1.039	157,6	1.143
Amazonas/Foz	Atlântico	6.112.000	209.000	305,0 (5)	1.864	282,8	2.050
Amazonas/Foz, Valor Médio	Atlântico	6.112.000	209.000	190,0	1.161	176,1	1.277

Notas: MD = Afluente da margem direita; ME = Afluente da margem esquerda. (1) USGS, 1963/64 (2) USGS, 1976/77 (3) Eletrobrás/IPH, 1992 (4) Alpha Helix, 1977 (5) Camrex, 1982/83/84

Tabela 5 – Contribuição de sedimentos em suspensão da bacia Amazônica para o oceano

Análise dos Resultados

As primeiras avaliações da carga sólida em suspensão do Amazonas contribuinte à foz e ao oceano Atlântico eram pouco vagas, situando-se entre 400×10^6 a 1.000×10^6 t/ano (Curtis et al., 1979). As medições de 1960, quando poucos dados eram disponíveis, situaram o deflúvio sólido entre 900×10^6 a 1.000×10^6 t/ano.

De acordo com Meade (1996), o Amazonas, em 1990, teria um deflúvio sólido compreendido entre 1.000×10^6 a 1.300×10^6 t/ano, respondendo pela maior carga sólida do mundo,

tendo situado o Huangho/Yellow com 1.100×10^6 t/ano e o Ganges/Brahmaputra com $900-1.200 \times 10^6$ t/ano.

Pela sua grandeza, pode-se verificar que o Amazonas transporta uma das maiores cargas sólidas do mundo, estando, porém, em terceiro lugar. Segundo dados mais recentes, o rio Ganges/Brahmaputra tem um deflúvio sólido de 1.670×10^6 t/ano, sendo este responsável pela formação do maior delta do mundo, e o Huangho/Yellow tem 1.640×10^6 t/ano, segundo Qinghua (1988). O Chang Jiang/Yangtze (478×10^6 t/ano) ocupa o quarto

lugar na quantidade de sedimentos transportados (Tabela 6). A responsabilidade do aumento da degradação das bacias na China, bem como em todo o mundo, cabe ao "trabalho" do homem.

O Amazonas entra no território brasileiro com uma substancial carga sólida proveniente dos Andes, não se alterando significativamente entre Iquitos e Manacapuru. A região de florestas da Amazônia contribui com grandes quantidades de águas mas pouco sedimento. Segundo Gibbs (1967), 82% do total de sedimentos do Amazonas derivam dos Andes, que têm somente 12% da área da bacia. O rio Negro contribui com 20% de águas, mas quase nenhuma carga sólida, enquanto o Madeira, que nasce nos Andes bolivianos, carrega muitos sedimentos. A jusante de Óbidos, os tributários adicionam mais de 10% de água, mas somente uma pequena quantidade de sedimentos (Curtis et al., 1979). Conclui-se que os rios ditos de águas pretas e claras, como o Negro e Tapajós, transportam pouco sedimento em suspensão, enquanto os rios de águas brancas, como o Solimões/Amazonas e o Madeira, transportam muita carga sólida em suspensão. Meade (1996) concluiu que 90 a 95% da carga sólida do Amazonas são provenientes dos Andes (Figura 6).

Os resultados apresentados anteriormente consideraram como contribuição da carga sólida para a foz e para o oceano o valor medido em Óbidos, uma vez que a contribuição incremental é relativamente pequena apesar do porte dos cursos d'água como o Xingu e Tapajós. Pela Figura 2 vê-se que os valores medidos em Óbidos, nos diversos trabalhos desenvolvidos, têm uma variação muito grande. As medições de 1963/64 (Meade et al., 1979) quase que coincidem com a média dos resultados medidos pelo DNAEE/CPRM (Eletrobrás/IPH, 1992). O valor extremo da carga sólida foi obtido pelo Camrex (Meade, 1985).

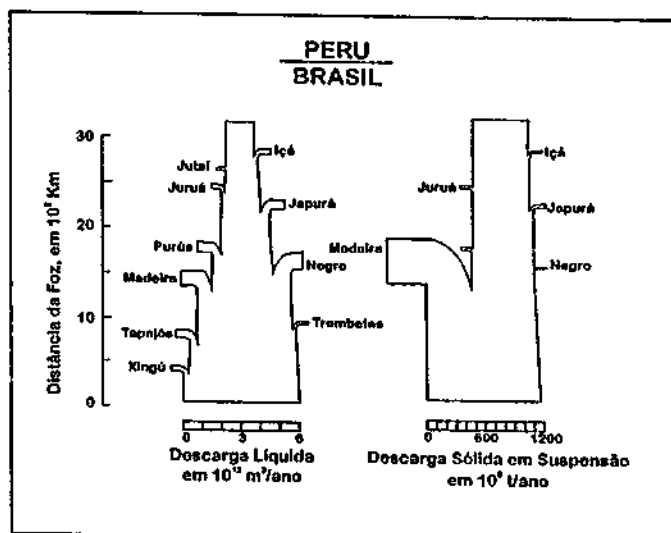


Figura 6 - Distribuição espacial de longo período, segundo Meade (1996), de descargas médias líquidas e sólidas em suspensão do rio Amazonas. Os dados de descarga líquida correspondem a medidas efetuadas pelo DNAEE/CPRM e os dados de sedimentos foram medidos nos programas internacionais em que Robert Meade participou

O prolongamento das linhas da Figura 2 até a posição da foz certamente que representa valores mais reais. Por outro lado, a média obtida deve representar com mais segurança o valor médio da carga sólida. Lamentavelmente pode-se dizer que a quantidade de medições é insuficiente para garantir o valor representativo. Apesar disso, os autores consideram que a carga sólida em suspensão média de $190 \text{ t/km}^2 \cdot \text{ano}$ ou $1.161 \times 10^6 \text{ t/ano}$ corresponde a um valor mais representativo que os anteriormente apresentados, com quase 30% de diferença, uma vez que foi adicionado o valor incremental de Óbidos até a foz, além da consideração de um valor médio. Adicionando-se a carga sólida do leito, a carga total de contribuição do Amazonas ao oceano é de $209 \text{ t/km}^2 \cdot \text{ano}$, ou $1.277 \times 10^6 \text{ t/ano}$.

Bacia	Área de Drenagem ($\times 10^3 \text{ km}^2$)	Deflúvio Sólido ($\times 10^6 \text{ t/ano}$)	Prod. de Sedimentos ($\text{t/km}^2 \cdot \text{ano}$)
Ganges/Brahmaputra	1.480	1.670	1.128
Huangho/Yellow	770	1.640	2.130
Amazonas	6.112	1.161	190
Chang Jiang/Yangtze	1.940	478	246

Tabela 6 - Valores de deflúvio sólido e de produção de sedimentos referentes à carga em suspensão

Considerando a ordem de grandeza dessas medidas e os erros inerentes, pode-se adotar o deflúvio sólido em suspensão de 1.200×10^6 200 t/ano e o deflúvio sólido total como de 1.300×10^6 200 t/ano.

Segundo diversos autores (Milliman & Meade, 1983; Walling & Webb, 1983; Milliman & Meade, 1983), conforme relatado por Meade (1996), no mundo a descarga sólida total de sedimentos para o mar alcança de 15.000×10^6 a 20.000×10^6 t/ano. Esses valores indicam que o Amazonas pode estar contribuindo com uma carga de sedimento de 7 a 9% para a foz e o oceano, enquanto contribui com 10% de toda a água doce.

Uma parte da carga sólida do Amazonas vai sendo depositada nas margens, na ocasião das enchentes e por ressuspensão, parte vai formando ilhas e aumentando aquelas já existentes, parte se deposita na área de influência da foz, sendo que pouco ou quase nenhum sedimento alcança a plataforma continental. Segundo Meade (1996), a distribuição de sedimentos em suspensão na foz pode ser representada conforme a Figura 7.

Esses resultados se referem a medições efetuadas de 1963 a 1986 sem que fosse atendido o critério de frequência regular e planejada, ou mesmo uma quantidade de medições que pudesse apresentar grande confiabilidade na obtenção dos parâmetros finais. Certamente que estudos mais recentes podem vir a confirmar esses valores ou mesmo demonstrar que tenha havido modificação na erosão das terras e transporte de sedimentos nos cursos d'água. Segundo Carvalho (1996), nos Andes venezuelanos, na região de nascentes dos rios contribuintes ao Caparo e Apure, bacia do Orinoco, no período de 1968 a 1974, houve um aumento da produção de sedimentos no alto curso de 7,4%, traduzindo uma erosão crescente na área de drenagem desses rios. Possivelmente, o mesmo pode estar ocorrendo na região mais ao sul, nos Andes colombianos e bolivianos. Acrescentando-se a estes os problemas de desmatamento que expõem o solo a uma maior erosão, certamente que maior valor pode ser encontrado na carga sólida do Amazonas a partir das medições mais recentes.

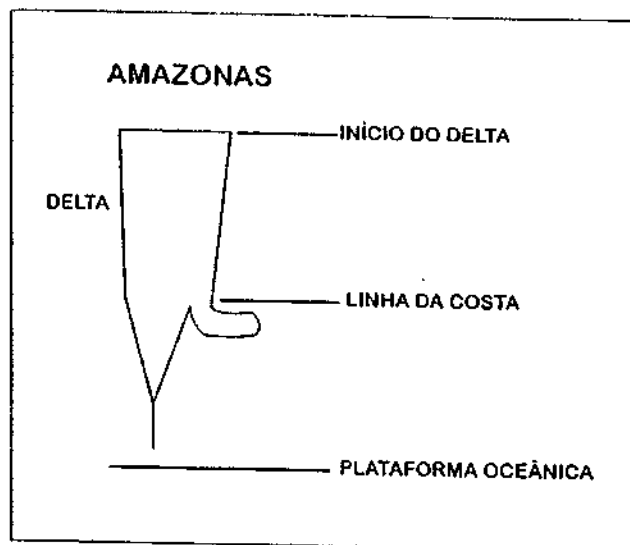


Figura 7 – Proporções da descarga de sedimento em suspensão do Amazonas que alcança o delta, a linha costeira e a plataforma oceânica

Referências Bibliográficas

- BORGES, C.A. & CUNHA, S.B. 1996. Considerações a respeito do garimpo do ouro na subprovincia aurífera de Peixoto de Azevedo, MT. *Sociedade e Natureza*, v. 8, n. 15. Uberlândia. Universidade Federal de Uberlândia.
- CARVALHO, N.O. 1994. *Hidrossedimentologia Prática*. Rio de Janeiro, CPRM/ELETRORÁS. 400 p.
- . 1996. Aspectos de erosão na bacia do rio Doradas na região dos Andes venezuelanos. Rio de Janeiro. Anais do II ENES. Segundo Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos, p. 357.
- CURTIS, W.F.; MEADE, R.H.; NORDIN, C.F.; PRICE, N.B.; SHOLKOVITZ, E.R. 1979. Non-uniform vertical distribution of fine sediment in the Amazon river. *Nature* v. 280, n. 5721, p. 381-383.
- DNAEE/ORSTOM. 1994. *Mapas de disponibilidade hídrica, período 1965-1990*. Brasília, DF.
- ELETRORÁS/IPH. 1992. *Diagnóstico das condições sedimentológicas dos principais rios brasileiros*. Rio de Janeiro, ELETRORÁS/UFRGS/IPH. 99p.
- GIBBS, R.J. 1967. The Geochemistry of the Amazon river system: Part I. The factors that control the salinity and the composition of the suspended solids. *Geological Society of America Bulletin*, v. 78, n. 10, p. 1203-1232.
- ICOLD. 1989. *Sedimentation control of reservoirs. Guidelines*. Paris.
- LACERDA, L.D. & MENESES, C.F. 1995. O mercúrio e a contaminação de reservatórios no Brasil. *Ciência Hoje*, v.10 (110):34-39.
- MALM, O.; PFEIFFER, W.C.; SOUZA, C.M.M.; REUTHER, R. 1990. Mercury pollution from gold mining in the Madeira river basin. *Ambio*, 19:11-15.

- MEADE, R.H.; NORDIN, Jr. C.F.; CURTIS, W.F.; MAHONEY, H.A.; DELANEY, B.M. 1979. Suspended-sediment and velocity data. Amazon river and its tributaries, June-July 1976 and May-June 1977. U.S. Geological Survey. *Open-File Report*, 79-515. Denver, Colorado.
- MEADE, R.H. 1996. River sediment inputs to major deltas. Netherlands. J.D. Milliman and B.V. Haq (eds).
- _____. 1994. Suspended sediments of the modern Amazon and Orinoco rivers. *Quaternary International*. INQUA. Elsevier Science Ltda. v. 21:29-39.
- _____. 1985. Suspended sediment in the Amazon river and its tributaries in Brazil during 1982-84. U.S. Geological Survey. *Open-File Report*, 85-492. Denver, Colorado.
- MERTES, L.A.K. & MEADE R.H. 1985. Particle sizes of sands collected from bed of the Amazon river and its tributaries in Brazil during 1982-84. U.S. Geological Survey. *Open-File Report*, 65-333. Denver, Colorado.
- MILLIMAN, J.D. & MEADE, R.H. 1983. World Wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Geology*, v. 91, n. 1.
- MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE, DOS RECURSOS HÍDRICOS E DA AMAZÔNIA LEGAL. 1995. Os ecossistemas brasileiros e os principais macrovetores de desenvolvimento. Programa Nacional do Meio Ambiente: 108p.
- NORDIN, C.F.; MEADE, R.H.; CURTIS, W.F.; BOSIO, N.J.; DELANEY, B.M. 1979. Particle size of sediments collected from the bed of the Amazon river and its tributaries in May and June 1977. U.S. Geological Survey. *Open-File Report*, 79-329.
- _____; MAHONEY, H.A.; DELANEY, B.M. 1977. Particle size of sediments collected from the bed of the Amazon river and its tributaries in June and July 1976. U.S. Geological Survey. *Open-File Report*, 77-400.
- OLTMAN, R.E. 1968. Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon river. *Geological Survey Circular*, 552:1-16.
- _____; STERNBERG, H. O.R.; AMES, F.C.; DAVIS, Jr. L.C. 1964. Amazon river investigations reconnaissance measurements of July 1963. *Geological Survey Circular*, 486:1-15.
- PIREIRA FILHO, S.R. 1995. Metais pesados nas sub-bacias hidrográficas de Poconé e Alta Floresta. CETEM/CNPq. *Tecnologia Ambiental*, 10:92p.
- QINGHUA, Z. 1988. *Aspects of River Sedimentation in China*: Beijing. Institute of Water Conservancy and Hydro-electric Power Research.
- RICHEY, J.E.; MEADE, R.H.; SALATI, E.; DEVOI, A.H.; NORDIN Jr., C.F.; SANTOS, H. 1986. Water discharge and suspended sediment concentrations in the Amazon river; 1982-1984. *Water Resources Research*, v. 22 (5):756-764.
- RODRIGUES, R.M.; MASCARENHAS, A.S.F.; ICHIHARA, A.H.; SOUZA, T.M.C.; BIDONE, E.D.; BELLIA, V.; HACON, S.; SILVA, A.R.B.; BRAGA, J.B.P.; STILIANIDI FILHO, B. 1994. Estudo dos impactos ambientais decorrentes do extrativismo mercurial no Tapajós. Pré-Diagnóstico. CETEM/CNPq. *Tecnologia Ambiental*, 4, 72p.
- SIMÕES, R. & SANTOS B. 1968. Hidrologia. Nova Paisagem do Brasil. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia (IBGE): 69-77.

BACIA do Rio ITAPEMIRIM: O Solo, SUA UTILIZAÇÃO E O RISCO PARA O AMBIENTE

Resumo

A busca da compreensão das condicionantes ambientais que interferem na capacidade de suporte a uma determinada atividade deve ser o pressuposto básico para identificação dos sistemas geradores de distúrbios. Sob esse aspecto, abordam-se neste artigo algumas características da bacia do rio Itapemirim, avaliando-se especificamente o modo de utilização do solo, relacionando-o às consequências ambientais.

Caracterização da Bacia Hidrográfica

A bacia do rio Itapemirim, localizada ao sul do estado do Espírito Santo, possui

área de 5.327km², situada entre os meridianos 40°48' e 41°52' de longitude e

Segundo informações de alguns moradores mais antigos da região, o rio Itapemirim, no passado, era responsável pelo escoamento de

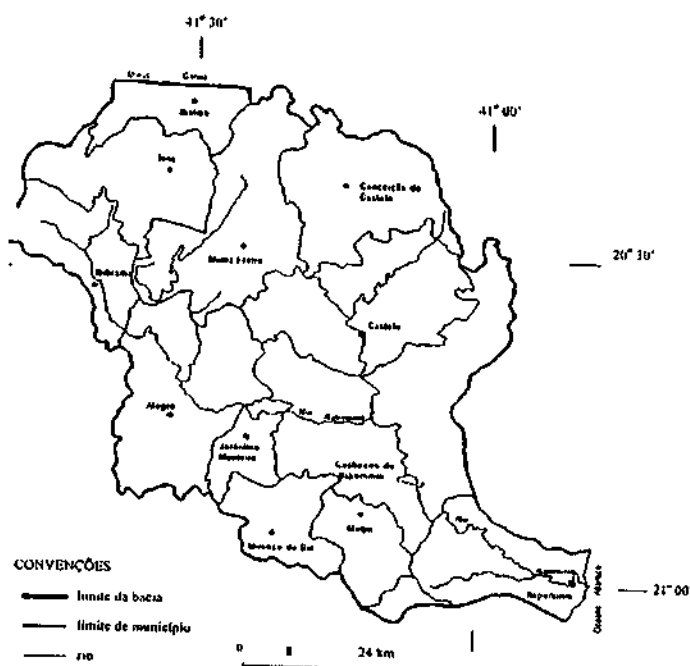


Figura 1 – Localização geográfica da bacia do rio Itapemirim

* Engenheiro Agrônomo - Centro Agropecuário da Universidade Federal do Espírito Santo

LEI DE CRIMES AMBIENTAIS

Lei nº 9.605, de 12 de
fevereiro de 1998.

Capítulo I Disposições Gerais

Art. 1º - (VETADO)

Art. 2º - Quem, de qualquer forma, concorre para a prática dos crimes previstos nesta Lei, incide nas penas a estes cominadas, na medida da sua culpabilidade, bem como o diretor, o administrador, o membro de conselho e de órgão técnico, o auditor, o gerente, o preposto ou mandatário de pessoa jurídica, que, sabendo da conduta criminosa de outrem, deixar de impedir a sua prática quando podia agir para evitá-la.

Art. 3º - As pessoas jurídicas serão responsabilizadas administrativa, civil e penalmente conforme o disposto nesta Lei, nos casos em que a infração seja cometida por decisão de seu representante legal ou contratual, ou de seu órgão colegiado, no interesse ou benefício da sua entidade.

Parágrafo único. A responsabilidade das pessoas jurídicas não exclui a das pessoas físicas, autoras, co-autoras ou partícipes do mesmo fato.

Art. 4º - Poderá ser desconsiderada a pessoa jurídica sempre que sua personalidade for obstáculo ao ressarcimento de prejuízos causados à qualidade do meio ambiente.

Art. 5º - (VETADO)

Capítulo II Da Aplicação da Pena

Art. 6º - Para imposição e graduação da penalidade, a autoridade competente observará:

I - a gravidade do fato, tendo em vista os motivos da infração e suas consequências para a saúde pública e para o meio ambiente;

II - os antecedentes do infrator quanto ao cumprimento da legislação de interesse ambiental;

III - a situação econômica do infrator, no caso de multa

Art. 7º - As penas restritivas de direitos são autônomas e substituem as privativas de liberdade quando:

I - tratar-se de crime culposo ou for aplicada a pena privativa de liberdade inferior a quatro anos;

II - a culpabilidade, os antecedentes, a conduta social e a personalidade do condenado, bem como os motivos e as circunstâncias do crime indicarem que a substituição seja suficiente para efeitos de reprobção e prevenção do crime.

Parágrafo único. As penas restritivas de direitos a que se refere este artigo terão a mesma duração da pena privativa de liberdade substituída.

Art. 8º - As penas restritivas de direito são:

I - prestação de serviços à comunidade;

II - interdição temporária de direitos;

III - suspensão parcial ou total de atividades;

IV - prestação pecuniária;

V - recolhimento domiciliar.

Art. 9º - A prestação de serviços à comunidade consiste na atribuição ao condenado de tarefas gratuitas junto a parques e jardins públicos e unidades de conservação, e, no caso de dano de coisa particular, pública ou tombada, na restauração desta, se possível.

Art. 10. As penas de interdição temporária de direito são a proibição de o condenado contratar com o Poder Público, de receber incentivos fiscais ou quaisquer outros benefícios, bem como de participar de licitações, pelo prazo de cinco anos, no caso de crimes dolosos, e de três anos, no de crimes culposos.

Art. 11. A suspensão de atividades será aplicada quando estas não estiverem obedecendo às prescrições legais.

Art. 12. A prestação pecuniária consiste no pagamento em dinheiro à vítima ou à entidade pública ou privada com fim social, de importância, fixada pelo juiz, não inferior a um salário mínimo nem superior a trezentos e sessenta salários mínimos. O valor pago será deduzido do montante de eventual reparação civil, a que for condenado o infrator.

Art. 13. O recolhimento domiciliar baseia-se na autodisciplina e senso de responsabilidade do condenado, que deverá, sem vigilância, trabalhar, frequentar curso ou exercer atividade autorizada, permanecendo recolhido nos dias e horários de folga em residência ou em qualquer local destinado a sua moradia habitual, conforme estabelecido na sentença condenatória.

Art. 14. São circunstâncias que atenuam a pena:

- I - baixo grau de instrução ou escolaridade do agente;
- II - arrependimento do infrator, manifestado pela espontânea reparação do dano, ou limitação significativa da degradação ambiental causada;
- III - comunicação prévia pelo agente, do perigo iminente de degradação ambiental;

IV - colaboração com os agentes encarregados da vigilância e do controle ambiental.

Art. 15. São circunstâncias que agravam a pena, quando não constituem ou qualificam o crime:

- I - reincidência nos crimes de natureza ambiental;
- II - ter o agente cometido a infração:
 - a) para obter vantagem pecuniária;
 - b) coagindo outrem para a execução material da infração;
 - c) afetando ou expondo a perigo, de maneira grave, a saúde pública ou o meio ambiente;
 - d) concorrendo para danos à propriedade alheia;
 - e) atingindo áreas de unidades de conservação ou áreas sujeitas, por ato do Poder Público, a regime especial de uso;
 - f) atingindo áreas urbanas ou quaisquer assentamentos humanos;
 - g) em período de defeso à fauna;
 - h) em domingos ou feriados;
 - i) à noite;
 - j) em épocas de seca ou inundações;
 - l) no interior do espaço territorial especialmente protegido;
 - m) com o emprego de métodos cruéis para abate ou captura de animais;
 - n) mediante fraude ou abuso de confiança;
 - o) mediante abuso do direito de licença, permissão ou autorização ambiental;
 - p) no interesse de pessoa jurídica mantida, total ou parcialmente, por verbas

públicas ou beneficiada por incentivos fiscais;

q) atingindo espécies ameaçadas, listadas em relatórios oficiais das autoridades competentes;

r) facilitada por funcionário público no exercício de suas funções.

Art. 16. Nos crimes previstos nesta Lei, a suspensão condicional da pena pode ser aplicada nos casos de condenação a pena privativa de liberdade não superior a três anos.

Art. 17. A verificação da reparação a que se refere o § 2º do Art. 78 do Código Penal será feita mediante laudo de reparação do dano ambiental, e as condições a serem impostas pelo juiz deverão relacionar-se com a proteção ao meio ambiente.

Art. 18. A multa será calculada segundo os critérios do Código Penal; se revelar-se ineficaz, ainda que aplicada no valor máximo, poderá ser aumentada até três vezes, tendo em vista o valor da vantagem econômica auferida.

Art. 19. A perícia de constatação do dano ambiental, sempre que possível, fixará o montante do prejuízo causado para efeitos de prestação de fiança e cálculo de multa.

Parágrafo único. A perícia produzida no inquérito civil ou no juízo cível poderá ser aproveitada no processo penal, instaurando-se o contraditório.

Art. 20. A sentença penal condenatória, sempre que possível, fixará o valor mínimo para reparação dos danos causados pela infração, considerando os prejuízos sofridos pelo ofendido ou pelo meio ambiente.

Parágrafo único. Transitada em julgado a sentença condenatória, a execução poderá efetuar-se pelo valor fixado nos termos do caput, sem prejuízo da liquidação para apuração do dano efetivamente sofrido.

Art. 21. As penas aplicáveis isolada, cumulativa ou alternativamente às pessoas jurídicas, de acordo com o disposto no Art. 3º, são:

I - multa;

II - restritivas de direitos;

III - prestação de serviços à comunidade.

Art. 22. As penas restritivas de direitos da pessoa jurídica são:

I - suspensão parcial ou total de atividades;

II - interdição temporária de estabelecimento, obra ou atividade;

III - proibição de contratar com o Poder Público, bem como dele obter subsídios, subvenções ou doações.

§ 1º - A suspensão de atividades será aplicada quando estas não estiverem obedecendo às disposições legais ou regulamentares, relativas à proteção do meio ambiente.

§ 2º - A interdição será aplicada quando o estabelecimento, obra ou atividade estiver funcionando sem a devida autorização, ou em desacordo com a concedida, ou com violação de disposição legal ou regulamentar.

§ 3º - A proibição de contratar com o Poder Público e dele obter subsídios, subvenções ou doações não poderá exceder o prazo de dez anos.

Art. 23. A prestação de serviços à comunidade pela pessoa jurídica consistirá em:

I - custeio de programas e de projetos ambientais;

II - execução de obras de recuperação de áreas degradadas;

III - manutenção de espaços públicos;

IV - contribuições a entidades ambientais ou culturais públicas.

Art. 24. A pessoa jurídica constituída ou utilizada, preponderantemente, com o fim de permitir, facilitar ou ocultar a prática de crime definido nesta Lei terá

secretada sua liquidação forçada, seu patrimônio será considerado instrumento do crime e como tal perdido em favor do Fundo Penitenciário Nacional.

Capítulo III

Da Apreensão do Produto e do Instrumento de Infração Administrativa ou de Crime

Art. 25. Verificada a infração, serão apreendidos seus produtos e instrumentos, lavrando-se os respectivos autos.

§ 1º - Os animais serão libertados em seu *habitat* ou entregues a jardins zoológicos, fundações ou entidades assemelhadas, desde que fiquem sob a responsabilidade de técnicos habilitados.

§ 2º - Tratando-se de produtos perecíveis ou madeiras, serão estes avaliados e doados a instituições científicas, hospitalares, penais e outras com fins beneficentes.

§ 3º - Os produtos e subprodutos da fauna não perecíveis serão destruídos ou doados a instituições científicas, culturais ou educacionais.

§ 4º - Os instrumentos utilizados na prática da infração serão vendidos, garantida a sua descaracterização por meio da reciclagem.

Capítulo IV

Da Ação e do Processo Penal

Art. 26. Nas infrações penais previstas nesta Lei, a ação penal é pública incondicionada.

Parágrafo único. (VETADO)

Art. 27. Nos crimes ambientais de menor potencial ofensivo, a proposta de aplicação imediata de pena restritiva de direitos ou multa, prevista no Art. 76 da Lei nº 9.099, de 26 de setembro de 1995, somente poderá ser formulada desde que tenha havido a prévia composição do dano ambiental, de que trata o Art. 74 da mesma lei, salvo em caso de comprovada impossibilidade.

Art. 28. As disposições do Art. 89 da Lei nº 9.099, de 26 de setembro de 1995, aplicam-se aos crimes de menor potencial ofensivo definidos nesta Lei, com as seguintes modificações:

I - a declaração de extinção de punibilidade, de que trata o § 5º do artigo referido no *caput*, dependerá de laudo de constatação de reparação do dano ambiental, ressalvada a impossibilidade prevista no inciso I do § 1º do mesmo artigo;

II - na hipótese de o laudo de constatação comprovar não ter sido completa a reparação, o prazo de suspensão do processo será prorrogado, até o período máximo previsto no artigo referido no *caput*, acrescido de mais um ano, com suspensão do prazo da prescrição;

III - no período de prorrogação, não se aplicarão as condições dos incisos II, III e IV do § 1º do artigo mencionado no *caput*;

IV - findo o prazo de prorrogação, proceder-se-á a lavratura de novo laudo de constatação de reparação do dano ambiental, podendo, conforme seu resultado, ser novamente prorrogado o período de suspensão, até o máximo previsto no inciso II

Lei nº 9605, de 12 de fevereiro de 1998.

Pág:4

deste artigo, observado o disposto no inciso III;

V - esgotado o prazo máximo de prorrogação, a declaração de extinção de punibilidade dependerá de laudo de constatação que comprove ter o acusado tomado as providências necessárias à reparação integral do dano.

Capítulo V

Dos Crimes Contra o Meio Ambiente

Seção I

Dos Crimes contra a Fauna

Art. 29. Matar, perseguir, caçar, apanhar, utilizar espécimes da fauna silvestre, nativos ou em rota migratória, sem a devida permissão, licença ou autorização da autoridade competente, ou em desacordo com a obtida:

Pena - detenção de seis meses a um ano, e multa.

§ 1º - Incorre nas mesmas penas:

I - quem impede a procriação da fauna, sem licença, autorização ou em desacordo com a obtida;

II - quem modifica, danifica ou destrói ninho, abrigo ou criadouro natural;

III - quem vende, expõe à venda, exporta ou adquire, guarda, tem em cativeiro ou depósito, utiliza ou transporta ovos, larvas ou espécimes da fauna silvestre, nativa ou em rota migratória, bem como produtos e objetos dela oriundos, provenientes de criadouros não autorizados ou sem a devida permissão, licença ou autorização da autoridade competente.

§ 2º - No caso de guarda doméstica de espécie silvestre não considerada ameaçada de extinção, pode o juiz, considerando as circunstâncias, deixar de aplicar a pena.

§ 3º - São espécimes da fauna silvestre todos aqueles pertencentes às espécies nativas, migratórias e quaisquer outras, aquáticas ou terrestres, que tenham todo ou parte de seu ciclo de vida ocorrendo dentro dos limites do território brasileiro, ou águas jurisdicionais brasileiras.

§ 4º - A pena é aumentada de metade, se o crime é praticado:

I - contra espécie rara ou considerada ameaçada de extinção, ainda que somente no local da infração;

II - em período proibido à caça;

III - durante a noite;

IV - com abuso de licença;

V - em unidade de conservação;

VI - com emprego de métodos ou instrumentos capazes de provocar destruição em massa.

§ 5º - A pena é aumentada até o triplo, se o crime decorre do exercício de caça profissional.

§ 6º - As disposições deste artigo não se aplicam aos atos de pesca.

Art. 30. Exportar para o exterior peles e couros de anfíbios e répteis em bruto, sem a autorização da autoridade ambiental competente:

Pena - reclusão, de um a três anos, e multa.

Art. 31. Introduzir espécime animal no País, sem parecer técnico oficial favorável e licença expedida por autoridade competente:

Pena - detenção, de três meses a um ano, e multa.

Lei nº 9605, de 12 de fevereiro de 1998.

Pág:5

Art. 32. Praticar ato de abuso, maus-tratos, ferir ou mutilar animais silvestres, domésticos ou domesticados, nativos ou exóticos:

Pena - detenção, de três meses a um ano, e multa.

§ 1º - Incorre nas mesmas penas quem realiza experiência dolorosa ou cruel em animal vivo, ainda que para fins didáticos ou científicos, quando existirem recursos alternativos.

§ 2º - A pena é aumentada de um sexto a um terço, se ocorre morte do animal.

Art. 33. Provocar, pela emissão de efluentes ou carreamento de materiais, o perecimento de espécimes da fauna aquática existentes em rios, lagos, açudes, lagoas, baías ou águas jurisdicionais brasileiras:

Pena - detenção, de um a três anos, ou multa, ou ambas cumulativamente.

Parágrafo único. Incorre nas mesmas penas:

I - quem causa degradação em viveiros, açudes ou estações de aquicultura de domínio público;

II - quem explora campos naturais de invertebrados aquáticos e algas, sem licença, permissão ou autorização da autoridade competente;

III - quem fundeia embarcações ou lança detritos de qualquer natureza sobre bancos de moluscos ou corais, devidamente demarcados em carta náutica.

Art. 34. Pescar em período no qual a pesca seja proibida ou em lugares interditados por órgão competente:

Pena - detenção, de um a três anos, ou multa, ou ambas as penas cumulativamente.

Parágrafo único. Incorre nas mesmas penas quem:

I - pesca espécies que devam ser preservadas ou espécimes com tamanhos inferiores aos permitidos;

II - pesca quantidades superiores às permitidas, ou mediante a utilização de aparelhos, petrechos, técnicas e métodos não permitidos;

III - transporta, comercializa, beneficia ou industrializa espécimes provenientes da coleta, apanha e pesca proibidas.

Art. 35. Pescar mediante a utilização de:

I - explosivos ou substâncias que, em contato com a água, produzam efeito semelhante;

II - substâncias tóxicas, ou outro meio proibido pela autoridade competente:

Pena - reclusão de um ano a cinco anos.

Art. 36. Para os efeitos desta Lei, considera-se pesca todo ato tendente a retirar, extrair, coletar, apanhar, apreender ou capturar espécimes dos grupos dos peixes, crustáceos, moluscos e vegetais hidróbios, suscetíveis ou não de aproveitamento econômico, ressalvadas as espécies ameaçadas de extinção, constantes nas listas oficiais da fauna e da flora.

Art. 37. Não é crime o abate de animal, quando realizado:

I - em estado de necessidade, para saciar a fome do agente ou de sua família;

II - para proteger lavouras, pomares e rebanhos da ação predatória ou destruidora de animais, desde que legal e expressamente autorizado pela autoridade competente;

III - (VETADO)

IV - por ser nocivo o animal, desde que assim caracterizado pelo órgão competente.

Seção II

Dos Crimes contra a Flora

Art. 38. Destruir ou danificar floresta considerada de preservação permanente, mesmo que em formação, ou utilizá-la com infringência das normas de proteção:

Pena - detenção, de um a três anos, ou multa, ou ambas as penas cumulativamente.

Parágrafo único. Se o crime for culposos, a pena será reduzida à metade.

Art. 39. Cortar árvores em floresta considerada de preservação permanente, sem permissão da autoridade competente:

Pena - detenção, de um a três anos, ou multa ou ambas as penas cumulativamente.

Art. 40. Causar dano direto ou indireto às Unidades de Conservação e às áreas de que trata o Art. 27 do Decreto nº 99.274, de 6 de junho de 1990, independentemente de sua localização:

Pena - reclusão, de um a cinco anos.

§ 1º - Entende-se por Unidades de Conservação as reservas Biológicas, Reservas Ecológicas, Estações Ecológicas, Parques Nacionais, Estaduais e Municipais, Florestas Nacionais, Estaduais e Municipais, Áreas de Proteção Ambiental, Áreas de Relevante Interesse Ecológico e Reservas Extrativistas ou outras a serem criadas pelo Poder Público.

§ 2º - A ocorrência de dano afetando espécies ameaçadas de extinção no interior das Unidades de Conservação será considerada circunstância agravante para a fixação da pena.

§ 3º - Se o crime for culposos, a pena será reduzida à metade.

Art. 41. Provocar incêndio em mata ou floresta:

Pena - reclusão, de dois a quatro anos, e multa.

Parágrafo único. Se o crime é culposos, a pena é de detenção de seis meses a um ano, e multa.

Art. 42. Fabricar, vender, transportar ou soltar balões que possam provocar incêndios nas florestas e demais formas de vegetação, em áreas urbanas ou qualquer tipo de assentamento humano:

Pena - detenção, de um a três anos, ou multa, ou ambas as penas cumulativamente.

Art. 43. (VETADO)

Art. 44. Extrair de florestas de domínio público ou consideradas de preservação permanente, sem prévia autorização, pedra, areia, cal ou qualquer espécie de minerais:

Pena - detenção, de seis meses a um ano, e multa.

Art. 45. Cortar ou transformar em carvão madeira de lei, assim classificada por ato do Poder Público, para fins industriais, energéticos ou para qualquer outra exploração, econômica ou não, em desacordo com as determinações legais:

Pena - reclusão, de um a dois anos, e multa.

Art. 46. Receber ou adquirir, para fins comerciais ou industriais, madeira, lenha, carvão e outros produtos de origem vegetal, sem exigir a exibição de licença do vendedor, outorgada pela autoridade competente, e sem munir-se de via que deverá acompanhar o produto até final beneficiamento:

Pena - detenção, de seis meses a um ano, e multa.

Parágrafo único. Incorre nas mesmas penas quem vende, expõe à venda, tem em depósito, transporta ou guarda madeira, lenha, carvão e outros produtos de

origem vegetal, sem licença válida para todo o tempo da viagem ou do armazenamento, outorgada pela autoridade competente.

Art. 47. (VETADO)

Art. 48. Impedir ou dificultar a regeneração natural de florestas e demais formas de vegetação:

Pena - detenção, de seis meses a um ano, e multa.

Art. 49. Destruir, danificar, lesar ou maltratar, por qualquer modo ou meio, plantas de ornamentação de logradouros públicos ou em propriedade privada alheia:

Pena - detenção, de três meses a um ano, ou multa, ou ambas as penas cumulativamente.

Parágrafo único. No crime culposo, a pena é de um a seis meses, ou multa.

Art. 50. Destruir ou danificar florestas nativas ou plantadas ou vegetação fixadora de dunas, protetora de mangues, objeto de especial preservação:

Pena - detenção, de três meses a um ano, e multa.

Art. 51. Comercializar motosserra ou utilizá-la em florestas e nas demais formas de vegetação, sem licença ou registro da autoridade competente:

Pena - detenção, de três meses a um ano, e multa.

Art. 52. Penetrar em Unidades de Conservação conduzindo substâncias ou instrumentos próprios para caça ou para exploração de produtos ou subprodutos florestais, sem licença da autoridade competente:

Pena - detenção, de seis meses a um ano, e multa.

Art. 53. Nos crimes previstos nesta Seção, a pena é aumentada de um sexto a um terço se:

I - do fato resulta a diminuição de águas naturais, a erosão do solo ou a modificação do regime climático;

II - o crime é cometido:

a) no período de queda das sementes;

b) no período de formação de vegetações;

c) contra espécies raras ou ameaçadas de extinção, ainda que a ameaça ocorra somente no local da infração;

d) em época de seca ou inundação;

e) durante a noite, em domingo ou feriado.

Seção III

Da Poluição e outros Crimes Ambientais

Art. 54. Causar poluição de qualquer natureza em níveis tais que resultem ou possam resultar em danos à saúde humana, ou que provoquem a mortandade de animais ou a destruição significativa da flora:

Pena - reclusão, de um a quatro anos, e multa.

§ 1º - Se o crime é culposo:

Pena - detenção, de seis meses a um ano, e multa.

§ 2º - Se o crime:

I - tomar uma área, urbana ou rural, imprópria para a ocupação humana;

II - causar poluição atmosférica que provoque a retirada, ainda que momentânea, dos habitantes das áreas afetadas, ou que cause danos diretos à saúde da população.

III - causar poluição hídrica que torne necessária a interrupção do abastecimento público de água de uma comunidade;

Lei nº 9605, de 12 de fevereiro de 1998.

Pág: 8

IV - dificultar ou impedir o uso público das praias;

V - ocorrer por lançamento de resíduos sólidos, líquidos ou gasosos, ou detritos, óleos ou substâncias oleosas, em desacordo com as exigências estabelecidas em leis ou regulamentos:

Pena - reclusão, de um a cinco anos.

§ 3º - Incorre nas mesmas penas previstas no parágrafo anterior quem deixar de adotar, quando assim o exigir a autoridade competente, medidas de precaução em caso de risco de dano ambiental grave ou irreversível.

Art. 55. Executar pesquisa, lavra ou extração de recursos minerais sem a competente autorização, permissão, concessão ou licença, ou em desacordo com a obtida:

Pena - detenção, de seis meses a um ano, e multa.

Parágrafo único. Nas mesmas penas incorre quem deixa de recuperar a área pesquisada ou explorada, nos termos da autorização, permissão, licença, concessão ou determinação do órgão competente.

Art. 56. Produzir, processar, embalar, importar, exportar, comercializar, fornecer, transportar, armazenar, guardar, ter em depósito ou usar produto ou substância tóxica, perigosa ou nociva à saúde humana ou ao meio ambiente, em desacordo com as exigências estabelecidas em leis ou nos seus regulamentos:

Pena - reclusão, de um a quatro anos, e multa.

§ 1º - Nas mesmas penas incorre quem abandona os produtos ou substâncias referidos no caput, ou os utiliza em desacordo com as normas de segurança.

§ 2º - Se o produto ou a substância for nuclear ou radioativa, a pena é aumentada de um sexto a um terço.

§ 3º - Se o crime é culposo:

Pena - detenção, de seis meses a um ano, e multa.

Art. 57. (VETADO)

Art. 58. Nos crimes dolosos previstos nesta Seção, as penas serão aumentadas:

I - de um sexto a um terço, se resulta dano irreversível à flora ou ao meio ambiente em geral;

II - de um terço até a metade, se resulta lesão corporal de natureza grave em outrem;

III - até o dobro, se resultar a morte de outrem.

Parágrafo único. As penalidades previstas neste artigo somente serão aplicadas se do fato não resultar crime mais grave.

Art. 59. (VETADO)

Art. 60. Construir, reformar, ampliar, instalar ou fazer funcionar, em qualquer parte do território nacional, estabelecimentos, obras ou serviços potencialmente poluidores, sem licença ou autorização dos órgãos ambientais competentes, ou contrariando as normas legais e regulamentares pertinentes:

Pena - detenção, de um a seis meses, ou multa, ou ambas as penas cumulativamente.

Art. 61. Dissemear doença ou praga ou espécies que possam causar dano à agricultura, à pecuária, à fauna, à flora ou aos ecossistemas:

Pena - reclusão, de um a quatro anos, e multa.

Lei nº 9605, de 12 de fevereiro de 1998.

Pág: 9

Seção IV

Dos Crimes contra o Ordenamento Urbano e o Patrimônio Cultural

Art. 62. Destruir, inutilizar ou deteriorar:

- I - bem especialmente protegido por lei, ato administrativo ou decisão judicial;
- II - arquivo, registro, museu, biblioteca, pinacoteca, instalação científica ou similar protegido por lei, ato administrativo ou decisão judicial;

Pena - reclusão, de um a três anos, e multa.

Parágrafo único. Se o crime for culposo, a pena é de seis meses a um ano de detenção, sem prejuízo da multa.

Art. 63. Alterar o aspecto ou estrutura de edificação ou local especialmente protegido por lei, ato administrativo ou decisão judicial, em razão de seu valor paisagístico, ecológico, turístico, artístico, histórico, cultural, religioso, arqueológico, etnográfico ou monumental, sem autorização da autoridade competente ou em desacordo com a concedida:

Pena - reclusão, de um a três anos, e multa.

Art. 64. Promover construção em solo não edificável, ou no seu entorno, assim considerado em razão de seu valor paisagístico, ecológico, artístico, turístico, histórico, cultural, religioso, arqueológico, etnográfico ou monumental, sem autorização da autoridade competente ou em desacordo com a concedida:

Pena - detenção, de seis meses a um ano, e multa.

Art. 65. Pichar, grafitar ou por outro meio conspurcar edificação ou monumento urbano:

Pena - detenção, de três meses a um ano, e multa.

Parágrafo único. Se o ato for realizado em monumento ou coisa tombada em virtude do seu valor artístico, arqueológico ou histórico, a pena é de seis meses a um ano de detenção, e multa.

Seção V

Dos Crimes contra a Administração Ambiental

Art. 66. Fazer o funcionário público afirmação falsa ou enganosa, omitir a verdade, sonegar informações ou dados técnico-científicos em procedimentos de autorização ou de licenciamento ambiental:

Pena - reclusão, de um a três anos, e multa.

Art. 67. Conceder o funcionário público licença, autorização ou permissão em desacordo com as normas ambientais, para as atividades, obras ou serviços cuja realização depende de ato autorizativo do Poder Público:

Pena - detenção, de um a três anos, e multa.

Parágrafo único. Se o crime é culposo, a pena é de três meses a um ano de detenção, sem prejuízo da multa.

Art. 68. Deixar, aquele que tiver o dever legal ou contratual de fazê-lo, de cumprir obrigação de relevante interesse ambiental:

Pena - detenção, de um a três anos, e multa.

Parágrafo único. Se o crime é culposo, a pena é de três meses a um ano, sem prejuízo da multa.

Art. 69. Obstar ou dificultar a ação fiscalizadora do Poder Público no trato de questões ambientais:

Pena - detenção, de um a três anos, e multa.

Capítulo VI

Da Infração Administrativa

Art. 70. Considera-se infração administrativa ambiental toda ação ou omissão que viole as regras jurídicas de uso, gozo, promoção, proteção e recuperação do meio ambiente.

§ 1º - São autoridades competentes para lavrar auto de infração ambiental e instaurar processo administrativo os funcionários de órgãos ambientais integrantes do Sistema Nacional de Meio Ambiente - SISNAMA, designados para as atividades de fiscalização, bem como os agentes das Capitâneas dos Portos, do Ministério da Marinha.

§ 2º - Qualquer pessoa, constatando infração ambiental, poderá dirigir representação às autoridades relacionadas no parágrafo anterior, para efeito do exercício do seu poder de polícia.

§ 3º - A autoridade ambiental que tiver conhecimento de infração ambiental é obrigada a promover a sua apuração imediata, mediante processo administrativo próprio, sob pena de co-responsabilidade.

§ 4º - As infrações ambientais são apuradas em processo administrativo próprio, assegurado o direito de ampla defesa e o contraditório, observadas as disposições desta Lei.

Art. 71. O processo administrativo para apuração de infração ambiental deve observar os seguintes prazos máximos:

I - vinte dias para o infrator oferecer defesa ou impugnação contra o auto de infração, contados da data da ciência da autuação;

II - trinta dias para a autoridade competente julgar o auto de infração, contados da data da sua lavratura, apresentada ou não a defesa ou impugnação;

III - vinte dias para o infrator recorrer da decisão condenatória à instância superior do Sistema Nacional do Meio Ambiente - SISNAMA, ou à Diretoria de Portos e Costas, do Ministério da Marinha, de acordo com o tipo de autuação;

IV - cinco dias para o pagamento de multa, contados da data do recebimento da notificação.

Art. 72. As infrações administrativas são punidas com as seguintes sanções, observado o disposto no Art. 6º:

I - advertência;

II - multa simples;

III - multa diária;

IV - apreensão dos animais, produtos e subprodutos da fauna e flora, instrumentos, petrechos, equipamentos ou veículos de qualquer natureza utilizados na infração;

V - destruição ou inutilização do produto;

VI - suspensão de venda e fabricação do produto;

VII - embargo de obra ou atividade;

VIII - demolição de obra;

IX - suspensão parcial ou total de atividades;

X - (VETADO)

XI - restritiva de direitos.

§ 1º - Se o infrator cometer, simultaneamente, duas ou mais infrações, ser-lhe-ão aplicadas, cumulativamente, as sanções a elas cominadas.

§ 2º - A advertência será aplicada pela inobservância das disposições desta Lei e da legislação em vigor, ou de preceitos regulamentares, sem prejuízo das demais sanções previstas neste artigo.

§ 3º - A multa simples será aplicada sempre que o agente, por negligência ou dolo:

I - advertido por irregularidades que tenham sido praticadas, deixar de saná-las, no prazo assinalado por órgão competente do SISNAMA ou pela Capitania dos Portos, do Ministério da Marinha;

II - opuser embaraço à fiscalização dos órgãos do SISNAMA ou da Capitania dos Portos, do Ministério da Marinha.

§ 4º - A multa simples pode ser convertida em serviços de preservação, melhoria e recuperação da qualidade do meio ambiente.

§ 5º - A multa diária será aplicada sempre que o cometimento da infração se prolongar no tempo.

§ 6º - A apreensão e destruição referidas nos incisos IV e V do *caput* obedecerão ao disposto no Art. 25 desta Lei.

§ 7º - As sanções indicadas nos incisos VI a IX do *caput* serão aplicadas quando o produto, a obra, a atividade ou o estabelecimento não estiverem obedecendo às prescrições legais ou regulamentares.

§ 8º - As sanções restritivas de direito são:

I - suspensão de registro, licença ou autorização;

II - cancelamento de registro, licença ou autorização;

III - perda ou restrição de incentivos e benefícios fiscais;

IV - perda ou suspensão da participação em linhas de financiamento em estabelecimentos oficiais de crédito;

V - proibição de contratar com a Administração Pública, pelo período de até três anos.

Art. 73. Os valores arrecadados em pagamento de multas por infração ambiental serão revertidos ao Fundo Nacional do Meio Ambiente, criado pela Lei nº 7.797, de 10 de julho de 1989, Fundo Naval, criado pelo Decreto nº 20.923, de 8 de janeiro de 1932, fundos estaduais ou municipais de meio ambiente, ou correlatas, conforme dispuser o órgão arrecadador.

Art. 74. A multa terá por base a unidade, hectare, metro cúbico, quilograma ou outra medida pertinente, de acordo com o objeto jurídico lesado.

Art. 75. O valor da multa de que trata este Capítulo será fixado no regulamento desta Lei e corrigido periodicamente, com base nos índices estabelecidos na legislação pertinente, sendo o mínimo de R\$ 50,00 (cinquenta reais) e o máximo de R\$ 50.000.000,00 (cinquenta milhões de reais).

Art. 76. O pagamento de multa imposta pelos Estados, Municípios, Distrito Federal ou Territórios substitui a multa federal na mesma hipótese de incidência.

Capítulo VII

Da Cooperação Internacional para a Preservação do Meio ambiente

Art. 77. Resguardados a soberania nacional, a ordem pública e os bons costumes, o Governo brasileiro prestará, no que concerne ao meio ambiente, a necessária cooperação a outro país, sem qualquer ônus, quando solicitado para:

I - produção de prova;

II - exame de objetos e lugares;

III - informações sobre pessoas e coisas;

IV - presença temporária da pessoa presa, cujas declarações tenham relevância para a decisão de uma causa.

V - outras formas de assistência permitidas pela legislação em vigor ou pelos tratados de que o Brasil seja parte.

§ 1º - A solicitação de que trata este artigo será dirigida ao Ministério da Justiça, que a remeterá, quando necessário, ao órgão judiciário competente para decidir a seu respeito, ou a encaminhará à autoridade capaz de atendê-la.

§ 2º - A solicitação deverá conter:

I - o nome e a qualificação da autoridade solicitante;

II - o objeto e o motivo de sua formulação;

III - a descrição sumária do procedimento em curso no país solicitante;

IV - a especificação da assistência solicitada;

V - a documentação indispensável ao seu esclarecimento, quando for o caso.

Art. 78. Para a consecução dos fins visados nesta Lei e especialmente para a reciprocidade da cooperação internacional, deve ser mantido sistema de comunicações apto a facilitar o intercâmbio rápido e seguro de informações com órgãos de outros países.

Capítulo VIII

Disposições Finais

Art. 79. Aplicam-se subsidiariamente a esta Lei as disposições do Código Penal e do Código de Processo Penal.

Art. 80. O Poder Executivo regulamentará esta Lei no prazo de noventa dias a contar de sua publicação.

Art. 81. (VETADO)

Art. 82. Revogam-se as disposições em contrário.

FERNANDO HENRIQUE CARDOSO
Gustavo Krause

paração dos danos causados (1).

Art. 46 — No caso de florestas plantadas, o Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis — IBAMA zelará para que seja preservada, em cada município, área destinada à produção de alimentos básicos e pastagens, visando ao abastecimento local (1).

Art. 47 — O Poder Executivo promoverá, no prazo de 180 dias, a revisão de todos os contratos, convênios, acordos e concessões relacionados com a exploração florestal em geral a fim de ajustá-las às normas adotadas por esta Lei (2).

Art. 48 — Fica mantido o Conselho Florestal, com sede em Brasília, como órgão consultivo e normativo da política florestal brasileira (2).

Parágrafo único — A composição e atribuições do Conselho Florestal Federal, integrado no máximo, por 12 (doze) membros, serão estabelecidos por decreto do Poder Executivo (3).

Art. 49 — O Poder Executivo regulamentará a presente Lei, no que for julgado necessário à sua execução (2).

Art. 50 — Esta Lei entrará em vigor 120 (cento e vinte) dias após a data de sua publicação, revogados o Decreto nº 23793, de 23 de janeiro de 1934 (Código Florestal) e demais disposições em contrário (2).

LEI Nº 5197 — 3 de janeiro de 1967

Dispõe Sobre a Proteção à Fauna

O Presidente da República,

Faço saber que o Congresso Nacional decreta e eu sanciono a seguinte Lei:

Art. 1º — Os animais de quaisquer espécies, em qualquer fase do seu desenvolvimento e que vivem naturalmente fora do cativeiro, constituindo a fauna silvestre, bem como seus ninhos, abrigos e criadouros naturais, são propriedades do Estado, sendo proibido a sua utilização, perseguição, destruição, caça ou apanha.

§ 1º Se peculiaridades regionais comportarem o exercício da caça, a permissão será estabelecida em ato regulamentador do Poder Público Federal.

§ 2º A utilização, perseguição, caça ou apanha de espécies da fauna silvestre em terras de domínio privado, mesmo quando permitidas na forma do parágrafo anterior, poderão ser igualmente proibidas pelos respectivos proprietários, assumindo estes a responsabilidade da fiscalização de seus domínios. Nestas áreas, para a prática do ato de caça é necessário o consentimento expresso ou tácito dos proprietários, nos termos dos arts. 594, 595, 596, 597 e 598 do Código Civil.

Art. 2º — É proibido o exercício da caça profissional.

Art. 3º — É proibido o comércio de espécimes da fauna silvestre e de produ-

tos e objetos que impliquem na sua caça, perseguição, destruição ou apanha.

§ 1º Excetuam-se os espécimes provenientes de criadouros devidamente legalizados.

§ 2º Será permitida, mediante licença da autoridade competente, a apanha de ovos, larvas e filhotes que se destinem aos estabelecimentos acima referidos, bem como a destruição de animais silvestres considerados nocivos à agricultura ou à saúde pública.

Art. 4º — Nenhuma espécie poderá ser introduzida no País, sem parecer técnico oficial favorável e licença expedida na forma da Lei.

Art. 5º — O Poder Público criará:

a) Reservas Biológicas Nacionais, Estaduais e Municipais, onde as atividades de utilização, perseguição, caça, apanha, ou introdução de espécimes na fauna e flora silvestre e domésticas, bem como modificações do meio ambiente a qualquer título são proibidas, ressalvadas as atividades científicas devidamente autorizadas pela autoridade competente;

b) Parques de Caça Federais, Estaduais e Municipais, onde o exercício da caça é permitido abertos total ou parcialmente ao público, em caráter permanente ou temporário, com fins recreativos, educativos e turísticos.

Art. 6º — O Poder Público estimulará:

a) a formação e o funcionamento de clubes e sociedades amadoras de caça e de tiro ao voo, objetivando alcançar o espírito associativista para a prática desse esporte;

b) a construção de criadouros destinados à criação de animais silvestres para fins econômicos e industriais.

Art. 7º — A utilização, perseguição, destruição, caça ou apanha de espécimes da fauna silvestre, quando consentidas na forma desta Lei, serão considerados atos de caça.

Art. 8º — O órgão público federal competente, no prazo de 120 dias, publicará e atualizará anualmente:

a) a relação das espécies cujas utilizações, perseguição, caça ou apanha será permitida indicando e delimitando as respectivas áreas;

b) a época e o número de dias em que o ato acima será permitido;

c) a quota diária de exemplares cuja utilização, caça ou apanha será permitida.

Parágrafo único — Poderão ser, igualmente, objeto de utilização, caça, perseguição ou apanha os animais domésticos que, por abandono, se tornem selvagens ou ferais.

Art. 9º — Observado o disposto no artigo 8º e satisfeitas as exigências legais, poderão ser capturados e mantidos em cativeiro, espécimes da fauna silvestre.

Art. 10 — A utilização, perseguição, destruição, caça ou apanha de espécimes da fauna silvestre são proibidas:

a) com visgos, atiradeiras, fundas, bодоques, veneno, incêndio ou armadilhas que maltratem a caça;

b) com armas a bala, a menos de três quilômetros de qualquer via litorânea ou

(1) Acrescido pela Lei nº 7803, de 18/07/89.

(2) A Lei nº 7803, de 18/07/89, reenumerou os artigos 45, 46, 47 e 48 para 47, 48, 49 e 50.

(3) O Conselho Florestal Federal foi extinto pelo art. 20 do Decreto-Lei nº 285, de 28/02/67.

rodovia pública;

c) com armas de calibre 22 para animais de porte superior ao tapiti (*Sylvilagus brasiliensis*);

d) com armadilhas constituídas de armas de fogo;

e) nas zonas urbanas, suburbanas, povoadas e nas estâncias hidrominerais e climáticas;

f) nos estabelecimentos oficiais e açudes do domínio público, bem como nos terrenos adjacentes, até a distância de cinco quilômetros;

g) na faixa de quinhentos metros de cada lado do eixo das vias férreas e rodovias públicas;

h) nas áreas destinadas à proteção da fauna, da flora e das belezas naturais;

i) nos jardins zoológicos, nos parques e jardins públicos;

j) fora do período de permissão de caça, mesmo em propriedades privadas;

l) à noite, exceto em casos especiais e no caso de animais nocivos;

m) do interior de veículos de qualquer espécie.

Art. 11 - Os Clubes ou Sociedades Amadoristas de Caça e de Tiro ao Voo poderão ser organizados distintamente ou em conjunto com os de pesca, e só funcionarão validamente após a obtenção da personalidade jurídica, na forma da Lei Civil e o registro no órgão público federal competente.

Art. 12 - As entidades a que se refere o artigo anterior deverão requerer licença especial para seus associados transitarem com arma de caça e de esporte, para uso em suas sedes, durante o período decesso e dentro do perímetro determinado.

Art. 13 - Para exercício da caça, é obrigatória a licença anual, de caráter específico e de âmbito regional, expedida pela autoridade competente.

Parágrafo único - A licença para caçar com armas de fogo deverá ser acompanhada do porte de arma emitido pela Polícia Civil.

Art. 14 - Poderá ser concedida a cientistas, pertencentes a instituições científicas, oficiais ou oficializadas, ou por estas indicadas, licença especial para a coleta de material destinado a fins científicos, em qualquer época.

§ 1º Quando se tratar de cientistas estrangeiros devidamente credenciados pelo país de origem, deverá o pedido de licença ser aprovado e encaminhado ao órgão público federal competente, por intermédio de instituição científica oficial do país (1).

§ 2º As instituições a que se refere este artigo, para efeito da renovação anual da licença, darão ciência ao órgão público federal competente, das atividades dos cientistas licenciados no ano anterior.

§ 3º As licenças referidas neste artigo não poderão ser utilizadas para fins comerciais ou esportivos.

§ 4º Aos cientistas das instituições nacionais que tenham por Lei, a atribuição de coletar material zoológico, para fins científicos, serão concedidas licenças permanentes (2).

(1) Ver Decreto nº 98830, de 15/01/90, que dispõe sobre a realização de expedições científicas no Brasil.

(2) Ver Portaria nº 332, de 13/05/90, do IBAMA que dispõe sobre a licença para a coleta de material zoológico para fins científicos ou didáticos.

Art. 15 - O Conselho de Fiscalização das Expedições Artísticas e Científicas do Brasil ouvirá o órgão público federal competente toda vez que, nos processos e julgamentos, houver matéria referente à fauna.

Art. 16 - Fica instituído o registro das pessoas físicas ou jurídicas que negociem com animais silvestres e seus produtos.

Art. 17 - As pessoas físicas ou jurídicas, de que trata o artigo anterior, são obrigadas à apresentação de declaração do estoque e valores, sempre que exigida pelas autoridades competentes.

Parágrafo único - O não cumprimento do disposto neste artigo, além das penalidades previstas nesta Lei obriga o cancelamento do registro.

Art. 18 - É proibida a exportação para o exterior, de peles e couros de anfíbios e répteis, em bruto.

Art. 19 - O transporte interestadual e para o Exterior, de animais silvestres, lepidópteros e outros insetos e seus produtos, depende de guia de trânsito, fornecida pela autoridade competente (1).

Parágrafo único - Fica isento dessa exigência o material consignado a instituições científicas oficiais.

Art. 20 - As licenças de caçadores serão concedidas mediante pagamento de uma taxa anual equivalente a um décimo do salário-mínimo mensal.

Parágrafo único - Os turistas pagarão uma taxa equivalente a um salário-mínimo mensal, e a licença será válida por 30 dias.

Art. 21 - O registro das pessoas físicas ou jurídicas, a que se refere o art. 16, será feito mediante o pagamento de uma taxa equivalente a meio salário-mínimo mensal.

Parágrafo único - As pessoas físicas ou jurídicas de que trata este artigo pagarão, a título de licença, uma taxa anual para as diferentes formas de comércio até o limite de um salário-mínimo.

Art. 22 - O registro de clubes ou sociedades amadoristas, de que trata o Art. 11, será concedido mediante pagamento de uma taxa equivalente a meio salário-mínimo mensal.

Parágrafo único - As licenças de trânsito com arma de caça e de esporte, referidas no Art. 12, estarão sujeitas ao pagamento de uma taxa anual equivalente a um vigésimo do salário-mínimo mensal.

Art. 23 - Far-se-á, com a cobrança da taxa equivalente a dois décimos do salário-mínimo mensal, o registro dos criadouros.

Art. 24 - O pagamento das licenças, registros e taxas previstos nesta Lei, será recolhido ao Banco do Brasil S.A., em conta especial, a crédito do Fundo Federal Agropecuário, sob o título "Recursos da Fauna".

Art. 25 - A União fiscalizará diretamente pelo órgão executivo específico, do Ministério da Agricultura, ou em convênio com os Estados e Municípios, a aplicação das normas desta Lei, podendo, para tanto criar os serviços indispensáveis.

Parágrafo único - A fiscalização da caça pelos órgãos especializados não exclui a ação da autoridade policial ou das Forças Armadas por iniciativa própria.

(1) Ver Portaria nº 170-P/77, do IBDF e Decreto nº 76263, de 1975.

Art. 26 — Todos os funcionários, no exercício da fiscalização da caça, equiparados aos agentes de segurança pública, sendo-lhes assegurado o porte de armas.

Art. 27 — Constitui crime punível com pena de reclusão de 2 (dois) a 5 (cinco) anos a violação do disposto nos arts. 29, 39, 17 e 18 desta Lei (1).

§ 1º É considerado crime punível com a pena de reclusão de 1 (um) a 3 (três) anos a violação do disposto no artigo 1º e seus parágrafos, 4º, 8º e suas alíneas b e c, 10 e suas alíneas a, b, c, d, e, f, g, h, i, j, l e m, e 14 e seu § 3º desta Lei.

§ 2º Incorre na pena prevista no caput deste artigo quem provocar, pelo uso direto ou indireto de agrotóxicos ou de qualquer outra substância química, o pericamento de espécimes da fauna ictiológica existente em rios, lagos, açudes, lagoas balas ou mar territorial brasileiro.

§ 3º Incide na pena prevista no § 1º deste artigo quem praticar pesca predatória, usando instrumento proibido, explosivo, erva ou substância química de qualquer natureza.

§ 4º (2):

§ 5º Quem, de qualquer maneira, concorrer para os crimes previstos no caput e no § 1º deste artigo incidirá nas penas a eles cominadas.

§ 6º Se o autor da infração considerada crime nesta Lei for estrangeiro, será expulso do País, após o cumprimento da pena que lhe foi imposta. (VETADO), devendo a autoridade judiciária ou administrativa remeter, ao Ministério da Justiça, cópia de decisão cominativa da pena aplicada, no prazo de 30 (trinta) dias do trânsito em julgado de sua decisão (1).

Art. 28 — Além das contravenções estabelecidas no artigo precedente, subsistem os dispositivos sobre contravenções e crimes previstos no Código Penal nas demais leis, com as penalidades nelas contidas.

Art. 29 — São circunstâncias que agravam a pena, afora aquelas constantes do Código Penal e da Lei das Contravenções Penais, as seguintes:

- a) cometer a infração em período defeso, à caça ou durante à noite;
- b) empregar fraude ou abuso de confiança;
- c) aproveitar indevidamente licença de autoridade;
- d) incidir a infração sobre animais e seus produtos oriundos de áreas onde a caça é proibida.

Art. 30 — As penalidades incidirão sobre os autores, sejam eles:

- a) direto;
- b) arrendatários, parceiros, posseiros, gerentes, administradores, diretores promitentes compradores ou proprietários das áreas, desde que praticada por prepostos ou subordinados e no interesse dos preponentes ou dos superiores hierárquicos;
- c) autoridades que por ação ou omissão consentirem a prática do ato ilegal ou que cometerem abusos do poder.

(1) Alterado pela Lei nº 7653 de 12/02/88.

(2) O § 4º e alíneas do Art. 27 foram revogados pela Lei nº 7679, de 23/11/88 que dispõe sobre a produção e a pesca de espécies em períodos de reprodução e dá outras providências.

Parágrafo único — Em caso de ações penais simultâneas pelo mesmo fato, iniciadas por várias autoridades, o Juiz reunirá os processos na jurisdição em que se firmar a competência.

Art. 31 — A ação penal independe da queixa, mesmo em se tratando de lesão em propriedade privada, quando os bens atingidos são animais silvestres e seus produtos, instrumentos de trabalho, documentos e atos relacionados com a proteção da fauna disciplinada nesta Lei.

Art. 32 — São autoridades competentes para instaurar, presidir e proceder a inquéritos policiais, lavrar autos de prisão em flagrante e intentar a ação penal, nos casos de crimes ou de contravenções previstas nesta Lei ou em outras leis que tenham por objeto os animais silvestres, seus produtos, instrumentos e documentos relacionados com as mesmas indicadas no Código de Processo Penal.

Art. 33 — A autoridade apreenderá os produtos da caça e/ou da pesca bem como os instrumentos utilizados na infração, e se estes, por sua natureza ou volume, não puderem acompanhar o inquérito, serão entregues ao depositário público local, se houver, e, na sua falta, no que for narrado pelo Juiz (1).

Parágrafo único — Em se tratando de produtos pericíveis, poderão ser os mesmos doados a instituições científicas, penais, hospitalares e/ou casas de caridade mais próximas (2).

Art. 34 — Os crimes previstos nesta Lei são inafiançáveis e serão apurados mediante processo sumário, aplicando-se, no que couber, as normas do TÍTULO II, CAPÍTULO V do Código de Processo Penal (1).

Art. 35 — Dentro de dois anos a partir da promulgação desta Lei, nenhuma autoridade poderá permitir a adoção de livros escolares de leitura que não contêm textos sobre a proteção da fauna, aprovados pelo Conselho Federal de Educação.

§ 1º Os programas de ensino de nível primário e médio deverão conter pelo menos com duas aulas anuais sobre a matéria a que se refere o presente artigo.

§ 2º Igualmente os programas de rádio e televisão, deverão incluir textos e dispositivos aprovados pelo órgão público federal competente, no limite mínimo de cinco minutos semanais, distribuídos ou não, em diferentes dias.

Art. 36 — Fica instituído o Conselho Nacional de Proteção à Fauna, com sede em Brasília, como órgão consultivo e normativo de política de proteção à fauna do País.

Alterado pela Lei 7653, de 12/02/88.

A Lei nº 7514, de 06/01/87, que revogou a Lei nº 7653, de 12/02/88, não revogou o par. 1º do Art. 33, nos seguintes termos:

Art. 33 —

§ 1º —

O material não perecível apreendido, após a liberação pela autoridade competente, terá o seguinte destino:

a) Animais serão mantidos em seu habitat, ou destinados aos jardins zoológicos, funcionando ou não, e

b) Instrumentos, desde que não tenham sido a responsabilidade de técnicos habilitados

c) Bóias e outros produtos serão (voluntariamente) entregues a museus, jardins zoológicos, jardins ou de her.

d) Produtos

e) Produtos

f) Produtos

g) Produtos

h) Produtos

produtos referidos neste artigo, independentemente da aplicação da multa.

Art. 52 — Embargo é a interdição de obras ou iniciativas não expressamente autorizadas ou previstas no Plano de Manejo, ou que não obedeçam às prescrições regulamentares.

Parágrafo único — Ocorrendo o embargo, o infrator será obrigado a reparar os danos, sem prejuízo da aplicação de multa repressiva.

Art. 53 — Respondem solidariamente pela infração:

I — Seu autor material;

II — O mandante;

III — Quem, de qualquer modo, concorra para a prática da mesma.

Art. 54 — Se a infração for cometida por servidor do Instituto Brasileiro de Desenvolvimento Florestal — IBDF, a penalidade será determinada após a instauração de processo administrativo, na forma da legislação em vigor.

Art. 55 — A multa será fixada em função da gravidade da infração e dos prejuízos que o ato que a caracterizou causar ao patrimônio natural e material dos Parques Nacionais.

Art. 56 — Para cada Parque Nacional será baixado, quando da aprovação de seu Plano de Manejo, um regimento interno que particularizará situações peculiares, tendo como base o presente Regulamento.

Art. 57 — Os casos omissos serão resolvidos pela Presidência do Instituto Brasileiro de Desenvolvimento Florestal — IBDF.

LEI Nº 6766 — 19 de dezembro de 1979

Dispõe Sobre o Parcelamento do Solo Urbano e dá outras providências

O Presidente da República.

Faço saber que o Congresso Nacional decreta e eu sanciono a seguinte Lei:

Art. 1º — O parcelamento do solo para fins urbanos será regido por esta Lei.

Parágrafo único — Os Estados, o Distrito Federal e os Municípios poderão estabelecer normas complementares relativas ao parcelamento do solo municipal para adequar o previsto nesta Lei às peculiaridades regionais e locais.

CAPÍTULO I

DISPOSIÇÕES PRELIMINARES

Art. 2º — O parcelamento do solo urbano poderá ser feito mediante loteamento ou desmembramento, observadas as disposições desta Lei e as das legislações estaduais e municipais pertinentes.

§ 1º — Considera-se loteamento a subdivisão de gleba em lotes destinados à edificação, com abertura de novas vias de circulação, de logradouros públicos ou prolongamento, modificação ou ampliação das vias existentes.

§ 2º — Considera-se desmembramento a subdivisão de gleba em lotes destinados à edificação, com aproveitamento do sistema viário existente, desde que não implique na abertura de novas vias e logradouros públicos, nem no prolongamento, modificação ou ampliação dos já existentes.

Art. 3º — Somente será admitido o parcelamento do solo para fins urbanos em zonas urbanas ou de expansão urbana, assim definidas por lei municipal.

Parágrafo único — Não será permitido o parcelamento do solo:

I — Em terrenos alagadiços e sujeitos a inundações, antes de tomadas as providências para assegurar o escoamento das águas;

II — Em terrenos que tenham sido aterrados com material nocivo à saúde pública, sem que sejam previamente saneados;

III — Em terrenos com declividade igual ou superior a 30% (trinta por cento) salvo se atendidas exigências específicas das autoridades competentes;

IV — Em terrenos onde as condições geológicas não aconselham a edificação;

V — Em áreas de preservação ecológica ou naquelas onde a poluição impeça condições sanitárias suportáveis, até a sua correção.

CAPÍTULO II

DOS REQUISITOS URBANÍSTICOS PARA LOTEAMENTO

Art. 4º — Os loteamentos deverão atender, pelo menos, aos seguintes requisitos:

I — As áreas destinadas a sistema de circulação, a implantação de equipamento urbano e comunitário, bem como a espaços livres de uso público, serão proporcionais à densidade de ocupação prevista para a gleba, ressalvado o disposto no § 1º deste artigo;

II — Os lotes terão área mínima de 125m² (cento e vinte e cinco metros quadrados) e frente mínima de 5m (cinco metros), salvo quando a legislação estadual municipal determinar maiores exigências ou quando o loteamento se destinar à urbanização específica ou edificação de conjuntos habitacionais de interesse social, previamente aprovados pelos órgãos públicos competentes;

III — Ao longo das águas correntes e dormentes e das faixas de domínio público das rodovias, ferrovias e dutos, será obrigatória a reserva de uma faixa "non edificandi" de 15 (quinze) metros de cada lado, salvo maiores exigências da legislação específica;

IV — As vias de loteamento deverão articular-se com as vias adjacentes existentes ou projetadas, e harmonizar-se com a topografia local.

§ 1º — A percentagem do áreas públicas prevista no inciso I deste artigo não poderá ser inferior a 35% (trinta e cinco por cento) da gleba, salvo nos loteamentos destinados ao uso industrial cujos lotes forem maiores do que 15.000m² (quinze mil e quinhentos metros quadrados), caso em que a percentagem poderá ser reduzida.

§ 2º — Consideram-se comunitários os equipamentos públicos de educação, saúde, lazer e similares.

§ 3º — O Poder Público competente poderá complementarmente exigir,

em cada loteamento, a reserva de faixa "non aedificandi" destinada a equipamentos urbanos.

Parágrafo único - Consideram-se urbanos os equipamentos públicos de abastecimento de água, serviços de esgoto, energia elétrica, coletas de águas pluviais, rede telefônica e gás canalizado.

CAPÍTULO III DO PROJETO DE LOTEAMENTO

Art. 6º - Antes da elaboração do projeto de loteamento, o interessado deverá solicitar à Prefeitura Municipal, ou ao Distrito Federal quando for o caso, que defina as diretrizes para o uso do solo, traçado dos lotes, do sistema viário, dos espaços livres e das áreas reservadas para equipamento urbano e comunitário, apresentando, para este fim, requerimento e planta do imóvel contendo, pelo menos:

- I - As divisas da gleba a ser loteada;
- II - As curvas de nível à distância adequada, quando exigidas por lei estadual ou municipal;
- III - A localização dos cursos d'água, bosques e construções existentes;
- IV - A indicação dos amuamentos contíguos a todo o perímetro, a localização das vias de comunicação, as áreas livres, dos equipamentos urbanos e comunitários existentes no local ou em suas adjacências, com as respectivas distâncias da área a ser loteada;
- V - O tipo de uso predominante a que o loteamento se destina;
- VI - As características, dimensões e localização das zonas de uso contíguas.

Art. 7º - A Prefeitura Municipal, ou o Distrito Federal quando for o caso, indicará, nas plantas apresentadas junto com o requerimento, de acordo com as diretrizes de planejamento estadual e municipal:

- I - As ruas ou estradas existentes ou projetadas, que compõem o sistema viário da cidade e do município, relacionadas com o loteamento pretendido e a serem respeitadas;
- II - O traçado básico do sistema viário principal;
- III - A localização aproximada dos terrenos destinados a equipamento urbano e comunitário e das áreas livres de uso público;
- IV - As faixas sanitárias do terreno necessárias ao escoamento das águas pluviais e as faixas não-edificáveis;
- V - A zona ou zonas de uso predominante da área; com indicação dos usos compatíveis.

Parágrafo único - As diretrizes expedidas vigorarão pelo prazo máximo de 2 (dois) anos.

Art. 8º - O município de menos de 50.000 (cinquenta mil) habitantes poderá dispensar, por lei, a fase de fixação das diretrizes previstas nos artigos 6º e 7º desta Lei, para a aprovação do loteamento.

Art. 9º - Orientado pelo traçado e diretrizes oficiais, quando houver, o pro-

jeto, contendo desenhos e memorial descritivo, será apresentado à Prefeitura Municipal, ou ao Distrito Federal quando for o caso, acompanhado do título de propriedade, certidão de ônus reais e certidão de tributos municipais, todos relativos ao imóvel.

§ 1º Os desenhos conterão pelo menos:

- I - A subdivisão das quadras em lotes, com as respectivas dimensões e numeração;
- II - O sistema de vias com a respectiva hierarquia;
- III - As dimensões lineares e angulares do projeto, com raios, cordas, arcos, pontos de tangência e ângulos centrais das vias;
- IV - Os perfis longitudinais e transversais de todas as vias de circulação e praças;
- V - A indicação dos marcos de alinhamento e nivelamento localizados nos ângulos de curvas e vias projetadas;
- VI - A indicação em planta e perfis de todas as linhas de escoamento das águas pluviais.

§ 2º O memorial descritivo deverá conter, obrigatoriamente, pelo menos:

- I - A descrição sucinta do loteamento, com as suas características e a fixação da zona ou zonas de uso predominante;
- II - As condições urbanísticas do loteamento e as limitações que incidem sobre os lotes e suas construções, além daquelas constantes das diretrizes fixadas;
- III - A indicação das áreas públicas que passarão ao domínio do município no ato de registro do loteamento;
- IV - A enumeração dos equipamentos urbanos, comunitários e dos serviços públicos ou de utilidade pública, já existentes no loteamento e adjacências.

CAPÍTULO IV DO PROJETO DE DESMEMBRAMENTO

Art. 10º - Para a aprovação de projeto de desmembramento, o interessado apresentará requerimento à Prefeitura Municipal, ou ao Distrito Federal quando for o caso, acompanhado do título de propriedade e da planta do imóvel a ser desmembrado contendo:

- I - A indicação das vias existentes e dos loteamentos próximos;
- II - A indicação do tipo de uso predominante no local;
- III - A indicação da divisão de lotes pretendida na área.

CAPÍTULO V APROVAÇÃO DO PROJETO DE LOTEAMENTO E DESMEMBRAMENTO

Art. 11º - Caberão aos Estados o exame e anuência prévia para a aprovação dos Municípios, de loteamento e desmembramento nas seguintes condições: Quando localizados em áreas de interesse especial, tais como as de patrimônio cultural, histórico, paisagístico e arqueológico definidas por legislação estadual ou federal;

II - Quando o loteamento ou desmembramento localizar-se em área limítrofe do município, ou que pertença a mais de um município, nas regiões metropolitanas ou em aglomerações urbanas, definidas em lei estadual ou federal;

III - Quando o loteamento abranger área superior a 1.000.000 m² (um milhão de metros quadrados).

Parágrafo único - No caso de loteamento ou desmembramento localizado em área de município integrante de região metropolitana, o exame e a anuência prévia à aprovação do projeto caberão à autoridade metropolitana.

Art. 14 - Os Estados definirão, por decreto, as áreas de proteção especial, previstas no inciso I do artigo anterior.

Art. 15 - Os Estados estabelecerão, por decreto, as normas a que deverão submeter-se os projetos de loteamento e desmembramento nas áreas previstas no artigo 13, observadas as disposições desta Lei.

Parágrafo único - Na regulamentação das normas previstas neste artigo, o Estado procurará atender às exigências urbanísticas do planejamento municipal.

Art. 17 - Os espaços livres de uso comum, as vias e praças, as áreas destinadas a edifícios públicos e outros equipamentos urbanos, constantes do projeto e do memorial descritivo, não poderão ter sua destinação alterada pelo loteador, desde a aprovação do loteamento, salvo as hipóteses de caducidade da licença ou desistência do loteador, sendo, neste caso, observadas as exigências do artigo 23 desta Lei.

CAPÍTULO VI DO REGISTRO DO LOTEAMENTO E DESMEMBRAMENTO

Art. 18 - Aprovado o projeto de loteamento ou de desmembramento, o loteador deverá submetê-lo ao registro imobiliário dentro de 180 (cento e oitenta) dias, sob pena de caducidade da aprovação, acompanhado dos seguintes documentos:

- I - Título de propriedade do imóvel;
- II - Histórico dos títulos de propriedade do imóvel, abrangendo os últimos 20 (vinte) anos, acompanhados dos respectivos comprovantes;
- III - Certidões negativas:
 - a) de tributos federais, estaduais e municipais incidentes sobre o imóvel;
 - b) de ações reais referentes ao imóvel, pelo período de 10 (dez) anos;
 - c) de ações penais com respeito ao crime contra o patrimônio e contra a Administração Pública.
- IV - Certidões:
 - a) dos cartórios de protestos de títulos, em nome do loteador, pelo período de 10 (dez) anos;
 - b) de ações pessoais relativas ao loteador, pelo período de 10 (dez) anos;
 - c) de ônus reais relativos ao imóvel;
 - d) de ações penais contra o loteador, pelo período de 10 (dez) anos.
- V - Cópia do ato de aprovação do loteamento e comprovante do termo de verificação pela Prefeitura da execução das obras exigidas por legislação municipal.

pal, que incluirão, no mínimo, a execução das vias de circulação do loteamento, demarcação dos lotes, quadras e logradouros e das obras de escoamento das águas pluviais ou da aprovação de um cronograma, com a duração máxima de 2 (dois) anos, acompanhado de competente instrumento de garantia para a execução das obras;

VI - Exemplar do contrato-padrão de promessa de venda, ou de cessão ou de promessa de cessão, do qual constarão obrigatoriamente as indicações previstas no artigo 26 desta Lei;

VII - Declaração do cônjuge do requerente de que consente no registro do loteamento.

§ 1º Os períodos referidos nos incisos III, alínea "b" e IV, alíneas "a", "b" e "d", tomarão por base a data do período de registro do loteamento, devendo todas elas ser extraídas em nome daqueles que, nos mencionados períodos, tenham sido titulares de direitos reais sobre o imóvel.

§ 2º A existência de protestos, de ações pessoais ou de ações penais, exceto as referentes a crime contra o patrimônio e contra a Administração, não impedirá o registro do loteamento se o requerente comprovar que esses protestos ou ações não poderão prejudicar os adquirentes dos lotes. Se o Oficial do Registro de Imóveis julgar insuficiente a comprovação feita, suscitará a dúvida perante o Juiz competente.

§ 3º A declaração a que se refere o inciso VII deste artigo não dispensará o consentimento do declarante para os atos de alienação ou promessa de alienação de lotes, ou de direitos a eles relativos, que venham a ser praticados pelo seu cônjuge.

Art. 19 - Examinada a documentação e encontrada em ordem, o Oficial do Registro de Imóveis encaminhará comunicação à Prefeitura e fará publicar, em jornal e com pequeno desenho de localização da área, edital do pedido do registro em 3 (três) dias consecutivos, podendo este ser impugnado no prazo de 15 (quinze) dias contados da data da última publicação.

§ 1º Findo o prazo sem impugnação, será feito imediatamente o registro. Se houver impugnação de terceiros, o Oficial do Registro de Imóveis intimará o requerente e a Prefeitura Municipal, ou o Distrito Federal quando for o caso, para que se manifestem no prazo de 5 (cinco) dias, sob pena de arquivamento do processo. Com tais manifestações o processo será enviado ao Juiz competente para decisão.

§ 2º Ouvido o Ministério Público no prazo de 5 (cinco) dias, o Juiz decidirá de ofício ou após instrução sumária, devendo remeter ao interessado as vias ordinárias caso a matéria exija maior investigação.

§ 3º Nas capitais, a publicação do edital se fará no "Diário Oficial" do Estado em todos os jornais de circulação diária. Nos demais municípios, a publicação se fará num dos jornais locais, se houver, ou, não havendo, em jornal da região.

§ 4º O Oficial do Registro de Imóveis que efetuar o registro em desacordo com as exigências desta Lei ficará sujeito à multa equivalente a 10 (dez) vezes os valores regimentais fixados para o registro, na época em que for aplicada a multa pelo Juiz Corregedor do cartório, sem prejuízo das sanções penais e administrativas cabíveis.

§ 5º Registrado o loteamento, o Oficial de Registro comunicará, por certidão, o seu registro à Prefeitura.

Art. 20 - O registro do loteamento será feito, por extrato, no livro próprio.

Parágrafo único - No Registro de Imóveis far-se-ão o registro do loteamento com uma indicação para cada lote, a averbação das alterações, a abertura de ruas e praças e as áreas destinadas a espaços livres ou a equipamentos urbanos.

Art. 22 - Desde a data de registro do loteamento, passam a integrar o domínio do Município as vias e praças, os espaços livres e as áreas destinadas a edifícios públicos e outros equipamentos urbanos, constantes do projeto e do memorial descritivo.

CAPÍTULO IX DISPOSIÇÕES PENAS

Art. 50 - Constitui crime contra a Administração Pública:

I - Dar início, de qualquer modo, ou efetuar loteamento ou desmembramento do solo para fins urbanos, sem autorização do órgão público competente, ou em desacordo com as disposições desta Lei ou das normas pertinentes do Distrito Federal, Estados e Municípios;

II - Dar início de qualquer modo, ou efetuar loteamento ou desmembramento do solo para fins urbanos sem observância das determinações constantes do ato administrativo de licença;

III - Fazer, ou veicular em proposta, contrato, prospecto ou comunicação ao público ou a interessados, afirmação falsa sobre a legalidade de loteamento ou desmembramento do solo para fins urbanos, ou ocultar fraudulentamente fato a ele relativo.

Pena: Reclusão, de 1 (um) a 4 (quatro) anos, e multa de 5 (cinco) a 50 (cinquenta) vezes o maior salário mínimo vigente no País.

CAPÍTULO X DISPOSIÇÕES FINAIS

Art. 53 - Todas as alterações de uso de solo rural para fins urbanos dependerão de prévia audiência do Instituto Nacional de Colonização e Reforma Agrária - INCRA, do Órgão Metropolitano, se houver, onde se localiza o Município, e da aprovação da Prefeitura Municipal, ou do Distrito Federal quando for o caso segundo as exigências da legislação pertinente.

Art. 54 - Esta Lei entrará em vigor na data de sua publicação.

Art. 55 - Revogam-se as disposições em contrário.

LEI 6803 - 02 de julho de 1980

Dispõe Sobre as Diretrizes Básicas para o Zoneamento Industrial nas Áreas Críticas de Poluição, e dá outras providências

O Presidente da República.

Faço saber que o Congresso Nacional decreta e eu sanciono a seguinte Lei:

Art. 1º - Nas áreas críticas de poluição a que se refere o artigo 4º do Decreto Lei nº 1413, de 14 de agosto de 1975, as zonas destinadas à instalação de indústrias serão definidas em esquema de zoneamento urbano, aprovado por lei, que compatibilize as atividades industriais com a proteção ambiental.

§ 1º As zonas de que trata este artigo serão classificadas nas seguintes categorias:

- a) zonas de uso estritamente industrial;
- b) zonas de uso predominantemente industrial;
- c) zonas de uso diversificado.

§ 2º As categorias de zonas referidas no parágrafo anterior poderão ser divididas em subcategorias, observadas as peculiaridades das áreas críticas a que pertencem e a natureza das indústrias nelas instaladas.

§ 3º As indústrias ou grupos de indústrias já existentes, que não resultarem confinadas nas zonas industriais definidas de acordo com esta Lei, serão submetidas à instalação de equipamentos especiais de controle e, nos casos mais graves, à realocação.

Art. 2º - As zonas de uso estritamente industrial destinam-se, preferencialmente, à localização de estabelecimentos industriais cujos resíduos sólidos, líquidos e gasosos, ruídos, vibrações, emanações e radiações possam causar perigo à saúde, ao bem-estar e à segurança das populações, mesmo depois da aplicação de métodos adequados de controle e tratamento de efluentes, nos termos da legislação vigente.

§ 1º As zonas a que se refere este artigo deverão:

I - Situar-se em áreas que apresentem elevada capacidade de assimilação de efluentes e proteção ambiental, respeitadas quaisquer restrições legais ao uso do solo;

II - Localizar-se em áreas que favoreçam a instalação da infra-estrutura e serviços básicos necessários ao seu funcionamento e segurança;

III - Manter, em seu contorno, anéis verdes de isolamento capazes de proteger as zonas circunvizinhas contra possíveis efeitos residuais e acidentes.

§ 2º É vedado, nas zonas de uso estritamente industrial, o estabelecimento de quaisquer atividades não-essenciais às suas funções básicas, ou capazes de causar efeitos danosos em decorrência dessas funções.

Art. 3º - As zonas de uso predominantemente industrial destinam-se, preferencialmente, à instalação de indústrias cujos processos, submetidos a métodos adequados de controle e tratamento de efluentes, não causem incômodos sensíveis demais atividades urbanas e nem perturbem o repouso noturno das populações.

Parágrafo único - As zonas a que se refere este artigo deverão:

I - Localizar-se em áreas cujas condições favoreçam a instalação adequada da estrutura dos serviços básicos necessários ao seu funcionamento e segurança.

II - Dispor, em seu interior, de áreas de proteção ambiental que minimizem os efeitos da poluição, em relação a outros usos.

Art. 4º - As zonas de uso diversificado destinam-se à localização de estabelecimentos industriais cujo processo produtivo seja complementar das atividades do meio urbano ou rural em que se situem, e com elas se compatibilizem, independentemente do uso de métodos especiais de controle da poluição, não ocasionando, em qualquer caso, inconvenientes à saúde, ao bem-estar e à segurança das populações vizinhas.

Art. 5º - As zonas de uso industrial, independentemente de sua categoria, serão classificadas em:

- I - Não saturadas;
- II - Em vias de saturação;
- III - Saturadas.

Art. 6º - O grau de saturação será aferido e fixado em função da área disponível para uso industrial da infra-estrutura, bem como dos padrões e normas ambientais fixadas pela Secretaria Especial do Meio Ambiente - SEMA e pelo Estado e Município, no limite das respectivas competências.

§ 1º Os programas de controle da poluição e o licenciamento para a instalação, operação ou ampliação de indústrias, em áreas críticas de poluição, serão objeto de normas diferenciadas, segundo o nível de saturação, para cada categoria de zona industrial.

§ 2º Os critérios baseados em padrões ambientais, nos termos do disposto neste artigo, serão estabelecidos tendo em vista as zonas não saturadas, tomando-se mais restritivos, gradativamente, para as zonas em via de saturação e saturadas.

§ 3º Os critérios baseados em área disponível e infra-estrutura existente, para aferição de grau de saturação, nos termos do disposto neste artigo, em zonas de uso predominantemente industrial e de uso diversificado, serão fixados pelo Governo do Estado, sem prejuízo da legislação municipal aplicável.

Art. 7º - Ressalvada a competência da União e observado o disposto nesta Lei, o Governo do Estado, ouvidos os Municípios interessados, aprovará padrões de uso e ocupação do solo, bem como de zonas de reserva ambiental, nas quais, por suas características culturais, ecológicas, paisagísticas, ou pela necessidade de preservação de mananciais e proteção de áreas especiais, ficará vedada a localização de estabelecimentos industriais.

Art. 8º - A implantação de indústrias que, por suas características, devam ter instalações próximas às fontes de matérias-primas situadas fora dos limites fixados para as zonas de uso industrial obedecerá a critérios a serem estabelecidos pelos Governos Estaduais, observadas as normas contidas nesta Lei e demais disposições legais pertinentes.

Art. 9º - O licenciamento para implantação, operação e ampliação, de estabelecimentos industriais, nas áreas críticas de poluição, dependerá da observância do disposto nesta lei, bem como do atendimento das normas e padrões ambientais definidos pela SEMA, pelos organismos estaduais e municipais competentes, notadamente quanto às seguintes características dos processos de produção:

- I - Emissão de gases, vapores, ruídos, vibrações e radiações;
- II - Riscos de explosão, incêndios, vazamentos danosos e outras situações

de emergência;

- III - Volume e qualidade de insumos básicos, de pessoal e de tráfego gerados;
- IV - Padrões de uso e ocupação do solo;
- V - Disponibilidade nas redes de energia elétrica, água, esgoto, comunicações e outros;
- VI - Horários de atividade.

Parágrafo único - O licenciamento previsto no "caput" deste artigo é da competência dos órgãos estaduais de controle da poluição e não exclui a exigência de licenças para outros fins.

Art. 10 - Caberá aos governos estaduais, observado o disposto nesta Lei e em outras normas legais em vigor:

- I - Aprovar a delimitação, a classificação e a implantação de zonas de uso estritamente industrial e predominantemente industrial;
- II - Definir, com base nesta Lei e nas normas baixadas pela SEMA, os tipos de estabelecimentos industriais que poderão ser implantados em cada uma das categorias de zonas industriais a que se refere o § 1º, do artigo 1º desta Lei;
- III - Instalar e manter, nas zonas a que se refere o item anterior, serviços permanentes de segurança e prevenção de acidentes danosos ao meio ambiente;
- IV - Fiscalizar, nas zonas de uso estritamente industrial e predominantemente industrial, o cumprimento dos padrões e normas de proteção ambiental;
- V - Administrar as zonas industriais de sua responsabilidade direta ou quando esta responsabilidade decorrer de convênios com a União.

§ 1º Nas Regiões Metropolitanas, as atribuições dos Governos Estaduais previstas neste artigo serão exercidas através dos respectivos Conselhos Deliberativos.

§ 2º Caberá exclusivamente à União, ouvidos os Governos Estadual e Municipal interessados, aprovar a delimitação e autorizar a implantação de zonas de uso estritamente industrial que se destinem à localização de pólos petroquímicos, agroquímicos, carboquímicos, bem como a instalações nucleares e outras delimitadas em lei.

§ 3º Além dos estudos normalmente exigíveis para o estabelecimento de zoneamento urbano, a aprovação das zonas a que se refere o parágrafo anterior será precedida de estudos especiais de alternativas e de avaliações de impacto, que permitam estabelecer a confiabilidade da solução a ser adotada.

§ 4º Em casos excepcionais, em que se caracterize o interesse público, o Estado, mediante a exigência de condições convenientes de controle, e o Município, poderá autorizar a instalação de unidades industriais fora das zonas que trata o § 1º, do artigo 1º, desta Lei.

Art. 11 - Observado o disposto na Lei Complementar nº 14, de 8 de junho de 1973, sobre a competência dos órgãos metropolitanos, compete aos Municípios instituir esquema de zoneamento urbano, sem prejuízo do disposto nesta Lei. Baixar, observados os limites da sua competência, normas locais de

Art. 19 - Esta Lei entra em vigor na data de sua publicação.
 Art. 20 - Revogam-se as disposições em contrário.

DECRETO Nº 89336 - 31 de janeiro de 1984

Dispõe sobre as Reservas Ecológicas e Áreas de Relevante Interesse Ecológico, e dá outras providências.

O Presidente da República, no uso das atribuições que lhe confere o artigo 81, itens III e V, da Constituição, e tendo em vista o disposto na Lei nº 6938, de 31 de agosto de 1981 e no Decreto nº 88351, de 1º de junho de 1983 (1),

DECRETA:

Art. 1º - São consideradas Reservas Ecológicas as áreas de preservação permanente mencionadas no artigo 18 da Lei nº 6938, de 31 de agosto de 1981, bem como as que forem estabelecidas por ato do Poder Público.

§ 1º Excetuam-se ao disposto no caput deste artigo, as áreas nas quais o Poder Público estabeleça Estações Ecológicas, na forma do disposto nas Leis nºs 6938, de 31 de agosto de 1981 e 6902, de 27 de abril de 1981.

§ 2º As Reservas Ecológicas serão públicas ou particulares de acordo com a sua situação dominial.

Art. 2º - São Áreas de Relevante Interesse Ecológico as áreas que possuam características naturais extraordinárias ou abriguem exemplares raros da biota regional, exigindo cuidados especiais de proteção por parte do Poder Público.

§ 1º As Áreas de Relevante Interesse Ecológico - ARIE - serão preferencialmente declaradas quando, além dos requisitos estipulados no caput deste artigo, tiverem extensão inferior a 5.000 ha (cinco mil hectares) e houver ali pequena ou nenhuma ocupação humana por ocasião do ato declaratório.

§ 2º As Áreas de Relevante Interesse Ecológico, quando estiverem localizadas no perímetro de Áreas de Proteção Ambiental, integrarão a Zona de Vida Silvestre, destinada à melhor salvaguarda da biota nativa.

Art. 3º - A proteção das Reservas Ecológicas e Áreas de Relevante Interesse Ecológico, previstas nos artigos 9º, VI, e 18, da Lei número 6938, de 31 de agosto de 1981, tem por finalidade manter os ecossistemas naturais de importância regional ou local e regular o uso admissível dessas áreas, de modo a compatibilizá-lo com os objetivos da conservação ambiental.

Art. 4º - O Conselho Nacional do Meio Ambiente (CONAMA) estabelecerá normas e critérios referentes ao uso racional dos recursos ambientais existentes nas Reservas Ecológicas e nas Áreas de Relevante Interesse Ecológico.

(1) O Decreto nº 88.351, de 01/06/83 foi revogado pelo Decreto nº 99.274 de 06.06.90. Ver Lei nº 6938, de 31/08/81 que dispõe sobre a Política Nacional do Meio Ambiente, e o Decreto nº 99.274 de 06.06.90 que a regulamenta.

§ 1º A transgressão das normas e critérios estipulados pelo Conselho Nacional do Meio Ambiente (CONAMA) será considerada causadora de degradação ambiental, importando na imposição das penalidades previstas no artigo 14 da Lei nº 6938, de 1981.

§ 2º Também será causadora de degradação do ambiente qualquer atividade que impeça ou dificulte a recuperação natural das Áreas de Relevante Interesse Ecológico e das Reservas Ecológicas destruídas total ou parcialmente por inundação, incêndio ou pela ação antrópica.

§ 3º A multa será graduada de 10 a 1.000 Obrigações Reajustáveis do Tesouro Nacional (ORTNs), de acordo com a gravidade da infração.

§ 4º A imposição de penalidades, e a interposição de recursos administrativos, obedecerão às normas, critérios e demais disposições constantes do Decreto nº 88351, de 1º de junho de 1983 (1).

§ 5º Quando as penalidades previstas na Lei nº 6938, de 31 de agosto de 1981, forem aplicadas pelos Estados, Territórios Federais e Distrito Federal, serão apreciadas, em grau de recurso, pela respectiva unidade federativa, segundo o disposto na legislação.

Art. 5º - Nas Reservas Ecológicas e nas Áreas de Relevante Interesse Ecológico declaradas pelos Estados e Municípios, poderão ser estabelecidos normas e critérios complementares pelo Conselho Nacional do Meio Ambiente (CONAMA), os quais serão considerados como exigências mínimas.

Art. 6º - A Secretária Especial do Meio Ambiente (SEMA), sem prejuízo da faculdade de atuar direta ou supletivamente, poderá fazer convênios com entidades estaduais para fiscalizar as Reservas Ecológicas e Áreas de Relevante Interesse Ecológico.

Art. 7º - A declaração de uma área como de Relevante Interesse Ecológico, será proposta através de Resolução do CONAMA, ou de órgão colegiado equivalente, na esfera estadual ou municipal.

Parágrafo único - Na declaração de uma Área de Relevante Interesse Ecológico constará sua denominação, localização, caracterização e a designação da entidade fiscalizadora e supervisora, além de outras providências.

Art. 8º - As Áreas de Relevante Interesse Ecológico poderão ser adquiridas ou arrendadas, no todo ou em parte, pelo Poder Público, se isso assegurar uma proteção mais efetiva das mesmas.

Art. 9º - Serão prioritariamente vigiadas e fiscalizadas as Reservas Ecológicas Particulares, quando tais medidas sejam solicitadas pelos seus proprietários por entidades públicas ou privadas.

Art. 10 - Este Decreto entrará em vigor na data de sua publicação, revogando as disposições em contrário.

Decreto nº 88.351, de 01/06/83 foi revogado pelo Decreto nº 99.274 de 06.06.90

bl, até o ponto inicial e de fechamento deste perímetro.

II - Faixa de terra localizada na Serra do Itinga:

Inicia-se no cruzamento da curva de nível de cota altimétrica 120 metros, com o limite Sul do Parque Estadual de Jacupiranga, próximo ao Morro do Costa (Ponto 00); deste ponto, segue pela curva de nível de cota altimétrica 120 metros, até o ponto de coordenadas UTM 771960 E e 7201400 N (Ponto 01); deste ponto segue em linha reta 67°, Rumo Noroeste até o ponto mais elevado do Morro do Franco (Ponto 2); deste ponto, segue em linha reta, 90° Rumo Oeste, até encontrar a curva de nível de cota altimétrica 120 metros (Ponto 03); deste ponto, segue pela cota até o cruzamento com o limite Oeste do Parque Estadual de Jacupiranga, próximo ao Morro da Catala (Ponto 04); deste ponto, segue em direção Sul, pelo limite Oeste do Parque, até o ponto inicial e de fechamento deste perímetro.

III - Todos os manguezais existentes dentro do limite da APA de Guaraqueçaba.

IV - As ilhas discriminadas a seguir:

Área 1: situada entre as latitudes 7201000,000 N e 7201500,000 N Sul, e as longitudes 7600000,000 E e 759150,000 N Oeste, onde está inscrita a Ilha do Benito.

Área 2: situada entre as latitudes 7200000 N e 7200500 N Sul e as longitudes 759150 E e 759750E Oeste, onde está inscrita a Ilha dos Porcos.

Área 3: situada entre as latitudes 7196250 N e 7197150 N Sul e as longitudes 7635000 N e 762250 N Oeste, onde está inscrita a Ilha Grande.

V - Os Morros da Paca, Canudal e Superagui, a partir da curva de nível de cota altimétrica de 20 metros, localizados na Ilha do Superagui.

VI - Os sítios arqueológicos, testemunhos da cultura dos paleoameríndios do Brasil, comumente chamados Sambaquis (Lei nº 3924, de 26 de julho de 1961).

§ 2º - As Zonas de Vida Silvestre compreenderão, também as áreas mencionadas no artigo 18, da Lei nº 6938, de 31 de agosto de 1981, as quais quando forem de domínio privado, serão consideradas como Reservas Ecológicas Particulares ou como Áreas de Preservação Permanente, de acordo com o artigo 3º da Lei nº 4771, de 15 de setembro de 1965.

§ 3º Visando à proteção da biota não serão permitidas nessas zonas:

I - A construção de edificações, exceto as destinadas à realização de pesquisas da flora;

II - Atividades potencialmente causadoras de degradação ambiental e não previamente autorizadas pela SEMA, inclusive o porte de armas de fogo e de artefatos ou instrumentos de destruição da biota.

Art. 8º - As penalidades previstas nas Leis nº 6902, de 27 de abril de 1981 e nº 6938, de 31 de agosto de 1981, serão aplicadas, pela SEMA, aos transgressores das disposições deste Decreto, com vistas ao cumprimento das medidas preventivas, necessárias à preservação da qualidade ambiental.

Art. 9º - A APA de Guaraqueçaba será supervisionada, administrada e fiscalizada pela SEMA, com a colaboração da entidade de controle ambiental do Estado do Paraná - Superintendência de Recursos Hídricos e Meio Ambiente - SU-REHMA, do Instituto de Terras e Cartografia - ITC, da Prefeitura de Guaraqueçaba

e da Capitania dos Portos do Estado do Paraná, do Ministério da Marinha.

Art. 10 - Visando à realização dos objetivos previstos para a APA de Guaraqueçaba, bem como para definir as atribuições e competências no controle de suas atividades, a SEMA poderá firmar convênios com órgãos e entidades públicas ou privadas, sem prejuízo de sua competência suetiva.

Art. 11 - Os investimentos e a concessão de financiamentos e incentivos de Administração Pública Federal Direta ou Indireta, destinados à APA de Guaraqueçaba, serão previamente compatibilizados com as diretrizes estabelecidas neste Decreto.

Art. 12 - Dos atos e decisões da SEMA referentes à APA de Guaraqueçaba caberá recurso ao Conselho Nacional do Meio Ambiente - CONAMA.

Art. 13 - A SEMA poderá designar, através de Portaria, um Grupo de Assessoramento Técnico (GAT), para implementação das atividades de administração, zoneamento e fiscalização da APA de Guaraqueçaba.

Art. 14 - A SEMA expedirá as instruções normativas necessárias ao bom cumprimento deste Decreto.

Art. 15 - Este Decreto entrará em vigor na data de sua publicação revogadas as disposições em contrário.

Ver Lei nº 6.902, de 27/04/81, que dispõe sobre a criação de Estações Ecológicas e Áreas de Proteção Ambiental, e o Decreto nº 99.274, de 06/05/90, que o regulamenta.
Ver o Decreto nº 87.222, de 31 de maio de 1982, que cria a Estação Ecológica de Guaraqueçaba.

LEI Nº 7347 - 24 de julho de 1985

Disciplina a Ação Civil Pública de Responsabilidade Por Danos Causados ao Meio Ambiente, ao Consumidor, a Bens e Direitos do Valor Artístico, Estético, Histórico, Turístico e Paisagístico (VETADO) e dá outras providências

O Presidente da República

Faço saber que o Congresso Nacional decreta e eu sanciono a seguinte Lei:

Art. 1º - Regem-se pelas disposições desta Lei, sem prejuízo da ação popular, as ações de responsabilidade por danos causados:

I - Ao meio ambiente;

II - Ao consumidor;

III - A bens e direitos de valor artístico, estético, histórico, turístico e paisagístico.

IV - (VETADO).

Art. 2º - As ações previstas nesta Lei serão propostas no foro do local onde ocorreu o dano, cujo juízo terá competência funcional para processar e julgar a

Mercúrio total em cabelos: uma contribuição para se avaliar o nível de exposição em Poconé, Mato Grosso, Brasil

Total mercury in hair: a contribution to the evaluation of mercury exposure levels in Poconé, Mato Grosso, Brazil

Flávia Nogueira¹

Osmar da Cruz Nascimento²

Edinaldo Castro e Silva²

Wolfgang Junk³

¹ Departamento de Botânica e Ecologia, Universidade Federal do Mato Grosso.

Av. Fernando Correa s/n, Cuiabá, MT

78060-900, Brasil.

ecouto@nuteconet.com.br

² Departamento de Química, Universidade Federal do Mato Grosso.

Av. Fernando Correa s/n, Cuiabá, MT

78060-900, Brasil.

³ Max-Planck-Institut für Limnologie, AG Tropenökologie, Postfach 165, D-24302 Plön, Germany.

Abstract There are some 60 gold-mining sites in the Bento Gomes River basin (Mato Grosso), at the border of the Mato Grosso Pantanal (Swamp), where mercury is used to agglutinate fine gold particles through amalgamation. During burning of the amalgam to release the gold, mercury vapor is lost to the atmosphere, since closed systems for mercury recovery are not always used. This study shows the results of total mercury analysis in hair from four volunteer groups living in Poconé, Mato Grosso, and presents a general environmental description pertaining to the presence of mercury in water and sediments from the Bento Gomes River. Atomic fluorescence was used for measuring mercury concentrations. The results were lower than for other populations from gold-mining areas in Brazil.

Key words Mercury; Mercury Poisoning; Environmental Exposure; Occupational Exposure; Environmental Health

Resumo Ocorrem na Bacia do Rio Bento Gomes (MT), às margens do Pantanal Mato-grossense, cerca de sessenta garimpos de ouro, onde o mercúrio é utilizado de forma intensiva nos processos de produção, através da formação de amálgamas que facilitam a aglutinação de partículas finas. A queima do amálgama nem sempre é feita em sistemas fechados de recuperação, havendo, portanto, perda de vapor para a atmosfera. Este estudo traz resultados de análises de mercúrio total nos cabelos de quatro grupos de voluntários que vivem em Poconé (MT), e faz uma caracterização geral do ambiente no que se refere à presença do metal na água e no sedimento do Rio Bento Gomes. Um equipamento de detecção por fluorescência foi usado para a determinação das concentrações, e os resultados indicam que os valores são mais baixos do que os de outras populações de áreas de garimpo no Brasil. Indicam também que a via ocupacional parece ser a mais eficiente rota potencial de contaminação da população por mercúrio.

Palavras-chave Mercúrio; Intoxicação por Mercúrio; Exposição Ambiental; Exposição Ocupacional; Saúde Ambiental

Introdução

O mercúrio é um metal pesado comprovadamente bioacumulativo, cujos efeitos negativos e riscos para a saúde humana já foram extensamente comprovados em todo o mundo (Bakir et al., 1973; Mitra, 1986; Nriagu, 1990; Fernandes et al., 1990; Kudo & Miyahara, 1991; Boishio & Barbosa, 1993; entre muitos outros). Os registros de contaminação alimentar têm sido freqüentes desde que a doença de Minamata foi publicamente declarada como causada pela contaminação do pescado no Japão em 1956 (Tsuro, 1989), mas pode ocorrer também contaminação ocupacional, notadamente pela inalação de vapores de mercúrio (Hacon et al., 1995).

As fontes de mercúrio decorrente das atividades antrópicas são bastante variadas, incluindo, por exemplo, usos industriais, odontológicos, em pesticidas, em cosméticos etc. Nos países em desenvolvimento, o mercúrio é intensivamente utilizado nos processos de produção de ouro, através da formação de amálgamas que facilitam a aglutinação de partículas finas. Para a América Latina, estima-se que mais de um milhão de pessoas estejam envolvidas em tal atividade, sendo que cerca de 650.000 estão no Brasil (Hentschel & Priester, 1992). Este tipo de uso do mercúrio é frequente no Estado de Mato Grosso, inclusive nos garimpos peripantaneiros, e, na região do Município de Poconé, cerca de 15 t a 20 t de mercúrio já foram lançadas ao ambiente (Lacerda et al., 1991).

Uma parte deste mercúrio foi depositada na região ao longo dos anos na sua forma metálica original ou amalgamada com ouro, pelo bateamento de sedimentos superficiais trazidos pelos garimpeiros para as margens de córregos e pequenas represas. Estes são rejeitos mais antigos, produzidos numa época em que era completamente ausente a preocupação no que se refere ao uso do metal, época esta em que a atividade era predominantemente manual, com bateamento pouco eficiente. Hoje, a mecanização dos garimpos permite a lavra do ouro que ocorre em locais mais profundos, incrustado em veios de quartzo antes inacessíveis. Este tipo de atividade mais recente (desde o início da década de 80) tem trazido para a região mudanças sociais relacionadas às alterações nos sistemas de produção e de poder locais (Portela, 1991) e mudanças ambientais em muito maior intensidade, como a profunda alteração da paisagem, assoreamento dos córregos, diminuição da qualidade da água etc. Com relação ao mercúrio, concentrações elevadas já

foram detectadas no ar da cidade de Poconé, em locais próximos às casas compradoras de ouro (Marins et al., 1991), e em poeiras atmosféricas (Silva et al., 1996). Isto significa que o metal pode estar sendo incorporado de maneira acentuada aos outros compartimentos ambientais, como o solo e os sedimentos das drenagens próximas.

Considerando-se que análises preliminares de mercúrio total em cabelos de ribeirinhos da região já haviam sido anteriormente realizadas por Oliveira et al. (1990), e que os habitantes daquele município faziam solicitações verbais diretas e freqüentes para que novas análises fossem realizadas, pode-se afirmar que este estudo tem grande importância regional. O mesmo foi realizado entre residentes do Município de Poconé (MT), associados ou não à atividade garimpeira, que concordaram voluntariamente em participar da pesquisa.

Além dos resultados de análises de mercúrio total nos cabelos, o presente trabalho traz uma caracterização geral do ambiente no que se refere à presença do metal na água e no sedimento do Rio Bento Gomes, um rio que passa pelo município e que pode receber os rejeitos contaminados dos garimpos.

Área de estudo

O Pantanal Mato-Grossense posiciona-se na porção central da América do Sul, extremo norte da Bacia Platina, entre os paralelos 16° a 22° S e os meridianos 55° a 58° W, ocupando uma área de aproximadamente 140.000 km² na Bacia do Rio Paraguai, nos Estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. O clima é tropical semi-úmido (Valverde, 1972), com elevadas amplitudes diárias de temperatura e com alternância de estação chuvosa (outubro a abril) e seca (maio a setembro) (Tarifa, 1986). A região do Pantanal é relativamente plana, apresentando inclinação de 25 cm.km⁻¹ na direção Leste-Oeste, e de 3 cm.km⁻¹ na direção Norte-Sul, resultando em alagamento da área por causa do escoamento mais rápido no sentido Leste-Oeste (Carvalho, 1986).

Várias sub-bacias drenam para o Rio Paraguai, entre elas a do Rio Bento Gomes, que engloba os Municípios de Poconé e Nossa Senhora do Livramento (Figura 1). A ocorrência do ouro marcou profundamente a história da região desde o século XVIII. Com o esgotamento precoce do ouro aluvionar, a atividade garimpeira retrocedeu, mas voltou a se intensificar no início da década de 80 em função do maior valor do ouro no mercado internacional e das

possibilidades de uso de novas técnicas de mecanização.

Hoje, estima-se que existam na Bacia cerca de sessenta garimpos, muitos dos quais ainda não dispõem de autorização definitiva para funcionamento, e alguns sequer são cadastrados (Fundação Estadual do Meio Ambiente - FEMA/MT, com. pess.).

Material e métodos

Coleta de amostras

Em abril de 1994, foram coletadas amostras de cabelos de quatro grupos de voluntários que vivem em Poconé:

- 1) pessoas não envolvidas no processo de produção e venda de ouro, isto é, que estão atuando fora da atividade garimpeira;
- 2) funcionários de garimpos de extração de ouro de jazida, isto é, garimpos que escavam o solo, extraem e moem pela primeira vez o veio de quartzo onde o ouro se encontra;
- 3) funcionários de garimpos de tratamento de rejeitos, isto é, garimpos que extraem ouro de minérios já trabalhados anteriormente, por processos pouco eficientes de extração. Estes materiais possuem mercúrio metálico associado ao ouro a ser extraído;
- 4) funcionários de lojas de compra de ouro no perímetro urbano.

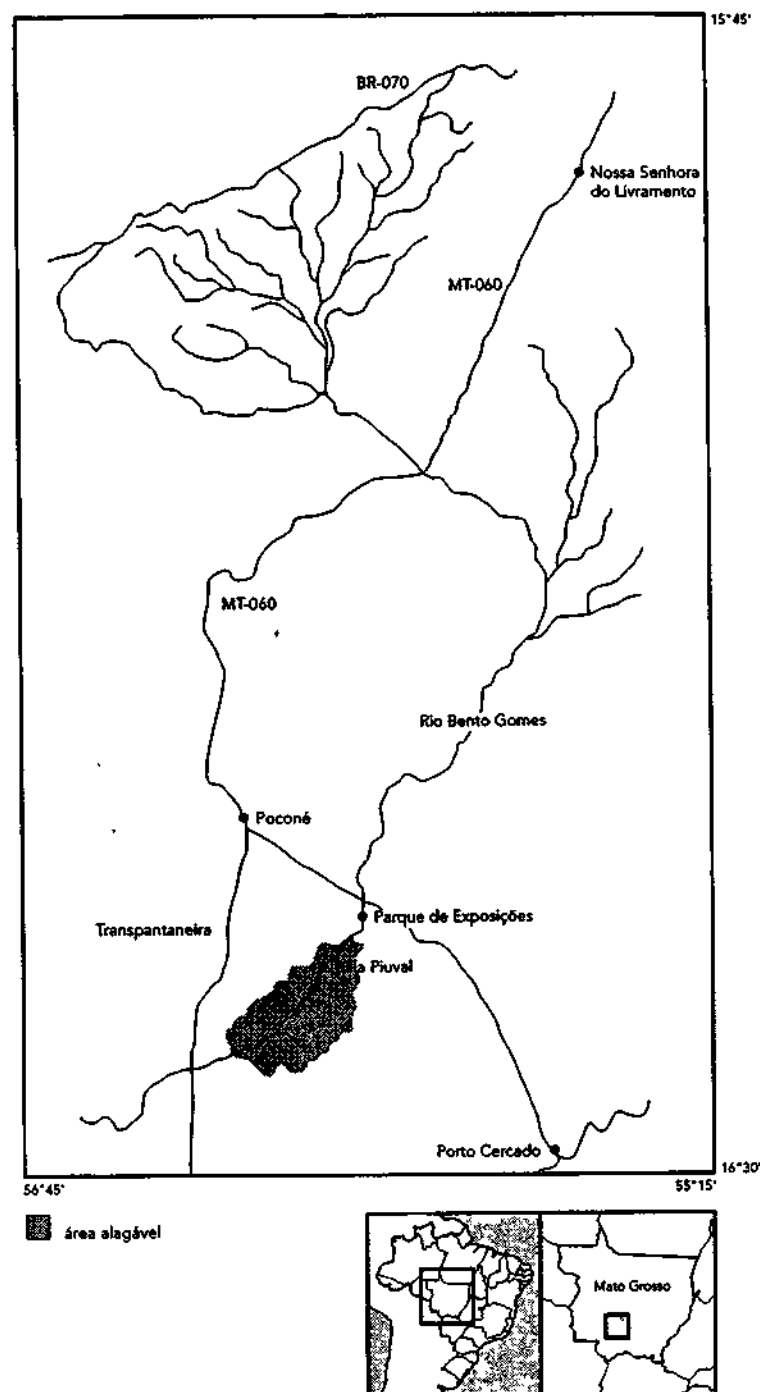
Todas as categorias apresentam possibilidades de exposição ao mercúrio, seja na forma orgânica (alimentação) ou inorgânica (inalação de vapores de mercúrio ou de ar contaminado).

As amostras foram obtidas segundo metodologia proposta por Oliveira et al. (1990), isto é, de forma composta, em diferentes regiões do escalpo, próximo à nuca. Para a coleta foi utilizada tesoura de aço inoxidável, previamente limpa com ácido nítrico e seca em estufa a 100°C por uma noite. Em seguida, foram acondicionadas em sacos plásticos incolores e limpos. De cada pessoa amostrada procurou-se obter o maior número possível de informações relativas ao trabalho, alimentação, uso de cosméticos, idade, estado geral de saúde etc., por meio de questionários previamente elaborados.

Foram também coletadas mensalmente amostras de água, material em suspensão e sedimentos do Rio Bento Gomes, entre os meses de julho de 1992 a junho de 1993. Estas amostras foram obtidas em local próximo ao ponto de captação de água para o abastecimento público do município (Parque de Exposições). Cabe ressaltar que este local fica a jusante dos ga-

Figura 1

Área de estudo: a região de Poconé (MT).



rimpos que existem na bacia hidrográfica em questão.

A água, e indiretamente o material em suspensão, foram coletados pelo método de integração na vertical, com a mesma velocidade de trânsito do coletor em todas as verticais. Foram

realizadas ainda coletas integradas de sedimentos, e todas as amostras foram acondicionadas nos frascos de vidro previamente lavados com soluções de cloreto de bromo e de ácido nítrico, e secas em estufa por uma noite a 110°C. Após as coletas, todos os vidros utilizados foram isolados do ar com vedação de teflon e imediatamente acondicionados em isopor com gelo para transporte ao laboratório, onde as amostras foram convenientemente tratadas.

Preparação das amostras e análises de mercúrio total

No laboratório, as amostras de cabelo ficaram estocadas em local seco até o momento da análise, quando foram lavadas com solução de EDTA (0,01%) para remoção de gorduras, poeira e contaminantes, de acordo com o proposto por Malm (1991). As amostras de água foram filtradas em filtros de acetato de celulose de porosidade 0,45 µm, e conservadas com ácido nítrico (1mL por litro de amostra). Os filtros permaneceram em dessecadores, à temperatura ambiente, até atingirem peso constante (cerca de 72 horas). Os sedimentos ainda úmidos passaram por peneira de 63 µm, sendo analisada a fração entre 63 µm e 0,45 µm após centrifugação e filtragem. O peso seco foi estimado indiretamente, com outras alíquotas da mesma amostra peneirada. Todos estes cuidados foram necessários para que se evitasse perda de compostos mercuriais por volatilização durante a secagem do sedimento que seria analisado.

As amostras sólidas (filtros com material em suspensão, sedimentos filtrados e cabelos) foram digeridas com ácido nítrico e sulfúrico (7 mL e 3 mL, respectivamente, para 1 g de amostra) a 80°C por quatro horas em sistema de refluxo. O material digerido foi transferido para balões de 100 mL, aos quais se adicionou cloreto de bromo (em proporção de 0,2 mL para cada 100 mL de solução digerida), para completa oxidação orgânica. As amostras de água foram oxidadas com cloreto de bromo e posteriormente tratadas com ácido ascórbico. Um equipamento de detecção por fluorescência (CVAFS Model-2 Mercury Analyser, Brooks Rand, Ltd.) foi usado para a determinação do Hg⁰ do vapor obtido por borbulhamento de alíquotas de cada amostra, reduzidas com cloreto estanoconforme proposto por Bloom & Creclius (1983) e Bloom (1990).

Todas as análises foram realizadas no Laboratório Central da Fundação Estadual de Meio Ambiente (FEMA-MT), por força da Coopera-

ção Bilateral Brasil/Alemanha, do Programa SHIFT (CNPq - IBAMA/DLR). No âmbito desta Cooperação, o Laboratório mantém um programa de intercalibração de análises com laboratórios associados na Alemanha, através do Instituto de Química do GKSS, Research Center, Geesthacht.

Resultados e Discussão

O cabelo tem sido bastante utilizado como indicador da exposição de populações ao mercúrio, notadamente metilmercúrio, ingerido através do consumo de peixes contaminados (Campos & Pivetta, 1993). No entanto, devido ao fato de ser de fácil coleta e preservação, tem sido utilizado também em áreas de garimpo (Couto, 1990), onde ocorre a contaminação ocupacional por vapores de Hg⁰.

A Tabela 1 mostra a concentração de mercúrio nos cabelos analisados, e a Figura 2 representa a variação de concentração média de mercúrio total nos cabelos de voluntários pertencentes às quatro categorias anteriormente descritas. Cabe ressaltar que o resultado obtido na amostra 24 (Tabela 1) foi desconsiderado para a elaboração desta figura, uma vez que tal valor era elevado e poderia interferir de forma indesejada no valor médio da categoria a que pertence.

Observou-se que existe diferença significativa ($p=0,05$, análise de variância) entre os grupos amostrados, mais especificamente entre pessoas fora da atividade e funcionários de loja. Não se observou diferença significativa entre as médias de concentração de mercúrio total nos cabelos dos funcionários dos dois tipos de garimpo, isto é, aqueles que trabalham com rejeitos e aqueles que trabalham com sedimentos retirados de jazidas primárias.

O maior valor obtido, de 34,3 µg.g⁻¹, representa uma amostra de um funcionário de garimpo, que se alimenta de peixe apenas uma vez por semana. No entanto, exerce a função de gerente e diariamente tem queimado amálgama sem proteção, ao longo de 16 anos. O segundo maior valor (4,4 µg.g⁻¹) foi também detectado em uma pessoa exposta diretamente a vapores, porém, por trabalhar em loja de compra de ouro, conta com a proteção de uma capela. Este indivíduo também não se alimenta de peixe com frequência (apenas uma vez por mês).

Os teores de mercúrio total considerados como normais (pessoas não expostas) pela OMS são de 1 a 2 µg.g⁻¹ de cabelo (Campos & Pivetta, 1993), e 41% dos valores obtidos neste

Tabela 1

Valores médios de concentração de mercúrio total nos cabelos ($\mu\text{g.g}^{-1}$) de voluntários residentes em Poconé, divididos em quatro categorias: pessoas fora da atividade garimpeira, funcionários de garimpo (de jazida primária e de rejeitos) e funcionários de lojas de compra de ouro.

Amostra	Idade	Profissão	Tempo de trabalho em garimpo	Valor médio (n = 3) ($\mu\text{g Hg.g}^{-1}$ cabelo)
1	33	Dono de restaurante ^a	-	0,9 $\pm$ 0,2
2	23	Ajudante de restaurante ^a	-	0,5 $\pm$ 0,0
3	35	Técnico administrativo ^a	-	1,2 $\pm$ 0,1
4	29	Marceneiro ^a	-	2,3 $\pm$ 0,1
5	25	Professor ^a	-	3,1 $\pm$ 0,3
6	22	Impressor gráfico ^a	-	1,9 $\pm$ 0,1
7	35	Professor ^a	-	1,9 $\pm$ 0,1
8	7	Estudante ^a	-	1,2 $\pm$ 0,1
9	34	Secretária ^a	-	0,9 $\pm$ 0,0
10	23	Comerciante ^a	-	0,3 $\pm$ 0,1
11	21	Estudante ^a	-	0,4 $\pm$ 0,2
12	27	Pedreiro ^b	1 ano	1,0 $\pm$ 0,2
13	19	Mecânico ^b	1 ano	4,5 $\pm$ 0,6
14	27	Ajudante geral ^b	12 anos	1,6 $\pm$ 0,4
15	18	Ajudante geral ^b	3 anos	3,9 $\pm$ 0,3
16	50	Empresário ^b	7 anos	0,3 $\pm$ 0,0
17	50	Ajudante geral ^b	1 ano	1,3 $\pm$ 0,1
18	25	Moinheiro ^b	2 meses	0,8 $\pm$ 0,0
19	44	Cozinheiro ^b	6 anos	1,0 $\pm$ 0,0
20	30	Secretário ^c	9 anos	3,7 $\pm$ 1,0
21	28	Motorista ^c	2 anos	0,5 $\pm$ 0,0
22	27	Motorista ^c	7 meses	0,6 $\pm$ 0,0
23	25	Mecânico ^c	2 anos	0,7 $\pm$ 0,0
24	36	Gerente ^c	16 anos	34,3 $\pm$ 1,0
25	33	Gerente ^d	3 anos	2,1 $\pm$ 0,5
26	22	Comprador ^d	6 anos	1,3 $\pm$ 0,1
27	25	Comprador ^d	17 anos	4,4 $\pm$ 0,5

Local de trabalho: ^a fora da atividade garimpeira; ^b garimpo de tratamento de rejeito; ^c garimpo de jazida primária; ^d funcionário de loja de compra de ouro.

estudo nas quatro categorias amostradas encontram-se acima destes níveis.

Apesar de alguns valores estarem acima do limite da OMS, pode-se considerar que são baixos, se comparados aos valores de outros estudos realizados em diferentes locais onde ocorrem garimpos de ouro no Brasil (Tabela 2).

Oliveira et al. (1990) já haviam salientado que os valores encontrados nos cabelos de ribeirinhos em Poconé são mais baixos do que os de outras regiões pantaneiras, porque o item alimentar peixe não é freqüente na dieta da população daquele município. Cabe ressaltar que os ribeirinhos amostrados pelos autores supracitados não têm contato direto com a atividade garimpeira. No presente estudo, os voluntários eram residentes da área urbana, e os resultados obtidos para a categoria de indivíduos sem contato direto com a referida atividade (valor

médio 1,3 $\mu\text{g.g}^{-1}$, amplitude 0,3 a 3,1 $\mu\text{g.g}^{-1}$) confirmam os resultados anteriores de Oliveira et al. (op. cit.), que mostram concentrações de 0,8 $\mu\text{g.g}^{-1}$ (amplitude 0,3 a 3,1 $\mu\text{g.g}^{-1}$).

Neste grupo de pessoas não relacionadas à atividade garimpeira, o maior valor foi 3,1 $\mu\text{g.g}^{-1}$, encontrado no cabelo de um indivíduo que não se alimenta freqüentemente de peixe nem reside próximo a lojas compradoras. Neste caso, pode haver alguma fonte de contaminação não identificada neste trabalho. O mesmo pode estar ocorrendo com os indivíduos das amostras 4, 6 e 7, embora o indivíduo da amostra 7 resida ao lado de uma loja de compra de ouro há dois anos.

Todas estas pessoas vivem em um ambiente onde o mercúrio está presente, mas não há situação de contaminação. Tümpling et al. (1993), trabalhando nos arredores de Poconé,

detectaram valores de mercúrio no ar em concentrações semelhantes às de uma região industrializada ($5,0 \text{ ng.m}^{-3}$). Segundo aqueles autores, não se trata de um valor elevado, mas é maior do que os valores de *background* ($2,5 \text{ ng.m}^{-3}$ de ar), determinados no mesmo trabalho. Tümling et al. (1995) afirmam ainda que a volatilização de mercúrio na superfície de rejeitos contaminados (cuja temperatura pode chegar até a 60°C em função da exposição ao

sol) é uma das razões para o aumento da concentração do metal na atmosfera da região.

Com relação à presença do metal na água e nos sedimentos do Rio Bento Gomes, os resultados obtidos nas análises de mercúrio total (Tabela 3) também indicam que não há contaminação ambiental. O valor médio de concentração de mercúrio total na água próxima à estação de captação para abastecimento ($25,1 \pm 6,77 \text{ ng.L}^{-1}$, $n=12$) ficou muito próximo do valor de *background* para as águas da região ($25,0 \pm 0,9 \text{ ng.L}^{-1}$), determinado por Tümling et al. (1993). Cabe ressaltar que o limite de $1 \text{ } \mu\text{g.L}^{-1}$ permitido para potabilidade no Brasil (Ministério da Saúde, Portaria 36/GM, 1990) não foi atingido ao longo do monitoramento.

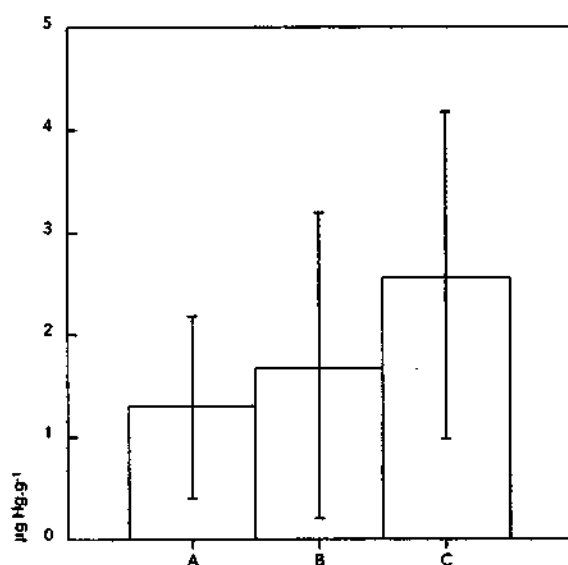
No caso dos sedimentos, o valor médio ficou acima do intervalo de 10 a 30 ng.g^{-1} (peso seco), considerado de *background* para sedimentos na região (Lacerda et al., 1991). Observa-se, no entanto, que, quando os presentes resultados são comparados aos de outros rios com atividade de garimpo de ouro na Bacia Amazônica, ou com corpos d'água de regiões intensamente industrializadas, os valores são mais baixos.

De maneira geral, portanto, o ambiente se caracteriza como não contaminado, e não parece ser uma via importante para eventual contaminação da população. Os valores de concentração de mercúrio total mais elevados, detectados entre os residentes que colaboraram voluntariamente com o presente estudo em Poconé, revelaram que a via ocupacional (trabalho de queima de amálgama) é a principal forma de contaminação potencial das pessoas. Confirmando os dados de Oliveira et al. (1990), a contaminação via cadeia alimentar também parece não ocorrer.

Apesar de os valores ambientais de concentração de mercúrio serem relativamente bai-

Figura 2

Valores médios de concentração de mercúrio total nos cabelos ($\mu\text{g.g}^{-1}$) de voluntários residentes em Poconé, divididos em categorias.



A: pessoas fora da atividade garimpeira ($n = 11$)

B: funcionários de garimpo (de jazida primária e de rejeitos, valor médio, $n = 12$)

C: funcionários de lojas de compra de ouro ($n = 3$).

As colunas representam os valores médios de concentração e os traços representam os respectivos coeficientes de variação para cada categoria.

Tabela 2

Comparação entre concentração de mercúrio total nos cabelos ($\mu\text{g.g}^{-1}$) de pessoas residentes em áreas de garimpo de ouro no Brasil.

Local	$\mu\text{g Hg.g}^{-1}$ cabelo		n	Referência
	máximo	mínimo		
Garimpo de Cumarú (PA)	13,7	1,5	16	Couto, 1990
Garimpos do Rio Madeira (RO)	96,9	1,0	36	Malm, 1991
Ribeirão do Rio Madeira (RO)	71,4	0,5	48	Malm, 1991
Ribeirinhos da região de Poconé	3,1	0,3	14	Oliveira et al., 1990
Residentes em Poconé, atuando fora da atividade garimpeira	3,1	0,3	11	Este estudo
Garimpeiros de Poconé (funcionários de garimpos de jazida e de tratamento de rejeitos, valor médio)	34,3	0,3	13	Este estudo
Funcionários de lojas de compra de ouro	4,4	1,3	3	Este estudo

Tabela 3

Mercúrio total na água (ng.L⁻¹), material em suspensão (ng.g⁻¹) e sedimento de fundo (ng.g⁻¹) coletados no ponto de captação de água do Rio Bento Gomes para abastecimento público do Município de Poconé (MT) – proximidades do Parque de Exposições.

Mês	Água (ng Hg.L ⁻¹)	Material em suspensão (ng Hg.g ⁻¹)	Sedimentos de fundo (ng Hg.g ⁻¹)
jul	16,8	130,9	181,1
ago	15,0	292,8	86,7
set	16,2	184,2	71,2
out	32,1	190,9	62,0
nov	29,1	212,4	104,1
dez	29,6	320,3	96,0
jan	21,5	169,9	100,7
fev	26,1	188,6	61,1
mar	37,4	176,3	90,3
abr	31,3	151,3	81,1
mai	24,2	161,6	97,8
jun	21,8	130,3	197,6
média	25,1	192,5	102,5
desvio	7,1	58,8	43,1
n	12	12	12
background	25,0 ± 0,9 ^a	–	10,0 a 30,0 ^b

^a Tumpling et al. (1993)

^b Lacerda et al. (1991)

Conclusões

xos, e de não se configurar uma situação de contaminação, o fato de os sedimentos superficiais analisados no presente estudo possuírem concentrações acima dos valores de *background* indica que pode haver risco potencial para as cadeias alimentares do Pantanal Mato-Grossense. Viêira (1991), por exemplo, realizando análises de mercúrio total em peixes carnívoros e aves piscívoras da própria Bacia do Rio Bento Gomes, encontrou resultados considerados elevados. Das 147 amostras de peixes, 35% apresentaram níveis maiores do que 0,5 µg.g⁻¹ de peso úmido no músculo e no fígado, limite máximo permitido para consumo humano pela legislação brasileira e pela OMS.

Os valores de concentração de mercúrio total nos cabelos dos voluntários residentes em Poconé, relacionados, diretamente ou não, à atividade garimpeira, são mais baixos, em média, do que os valores encontrados em outras populações de áreas de garimpo no Brasil. Alguns resultados considerados elevados, entretanto, foram detectados em pessoas que trabalham diretamente com vapores de mercúrio, durante a queima do amálgama. Considerando-se que as análises ambientais demonstram a existência de baixos teores, o que caracteriza a região de Poconé como não contaminada, conclui-se que a via ocupacional parece ser a mais eficiente rota potencial de contaminação da população por mercúrio.

Agradecimentos

Os autores agradecem a colaboração do Sr. Urbano Malvezzi, que viabilizou as visitas aos garimpos para a coleta de cabelos, à Profa Dra Carolina Joana da Silva e à Profa Dra Eliana F. G. C. Dores pela leitura do manuscrito. Este trabalho é a contribuição n.º 6 ao Projeto Ecologia do Pantanal (UFMT-FEMA/Max-Planck-Institut für Limnologie - ENV-13), da Cooperação Técnico-Científica Brasil (CNPq/IBAMA) e Alemanha (DLR).

Referências

- BAKIR, F.; DAMLUJI, S. F. & AMIN-ZAKI, L., 1973. Methyl mercury poisoning in Iraq. *Science*, 181: 230-241.
- BOISHIO, A. A. & BARBOSA, A., 1993. Exposição ao mercúrio orgânico em populações ribeirinhas do alto Rio Madeira, Rondônia, 1991: resultados preliminares. *Cadernos de Saúde Pública*, 9:1-6.
- BLOOM, N., 1990. CVAFS-2 Mercury Analyzer. *Operational Manual*. Seattle: Brooks Rand.
- BLOOM, N. & CRECELIUS, A., 1983. Determination of mercury in seawater at sub-nanogram per liter levels. *Marine Chemistry*, 14:49-59.
- CAMPOS, R. C. & PIVETTA, E., 1993. Métodos de coleta e análise de amostras de sangue, urina e cabelo para dosagem de teor de mercúrio. In: *Mercúrio em Áreas de Garimpos de Ouro* (V. M. Câmara, org.), pp. 65-79. Brasília: Metapec, Centro Panamericano de Ecologia Humana e Saúde. (Série Vigilância, 12)
- CARVALHO, N. O., 1986. Hidrologia da Bacia do Alto Paraguai. *Simpósio sobre Recursos Naturais e Sócio-Econômicos do Pantanal*, 1. Corumbá, 1984. Brasília: Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuárias (Embrapa).
- COUTO, R. C. S., 1990. Condições de saúde nos garimpos de ouro da Amazônia. *Seminário Nacional sobre Riscos e Consequências do Uso do Mercúrio*. Brasília, 1989. Rio de Janeiro: Financiadora de Estudos e Projetos/Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis/Conselho Nacional de Pesquisa/Ministério da Saúde.
- FERNANDES, R. S.; GUIMARÃES, A. F.; BIDONE, E. B.; LACERDA, L. D. & PFEIFFER, W. C., 1990. Monitoramento do mercúrio na área do Projeto Carajás. *Seminário Nacional sobre Riscos e Consequências do Uso do Mercúrio*, Brasília, 1989. Rio de Janeiro: Financiadora de Estudos e Projetos/Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis/Conselho Nacional de Pesquisa/Ministério da Saúde.
- HACON, S.; ARTAXO, P.; GERALD, F.; YAMASOE, M. A.; CAMPOS, R. C.; CONTI, L. F. & LACERDA, L. D., 1995. Atmospheric mercury and trace elements in the region of Alta Floresta in the Amazon basin. *Water, Air and Soil Pollution*, 80:273-283.
- HENTSCHER, T. & PRIESTER, M., 1992. Mercury contamination in developing countries through gold amalgamation in small-scale mining: some processing alternatives. *Natural Resources and Development*, 35:67-77.
- KUDO, A. & MIYAHARA, S., 1991. A case history: Minamata, mercury pollution in Japan - from loss of human lives to decontamination. *Water Science Technology*, 23:283-290.
- LACERDA, L. D.; PFEIFFER, W. C.; MARINS, R. V.; RODRIGUES, S.; SOUZA, C. M. M. & BASTOS, W. R., 1991. Mercury dispersal in water, sediments and aquatic biota of a gold mining tailing deposit drainage in Poconé, Brazil. *Water, Air and Soil Pollution*, 55:283-294.
- LACERDA, L. D.; SALOMONS, W. & PFEIFFER, W. C., 1991. Mercury distribution in sediments profiles from lakes of the high Pantanal, Mato Grosso State, Brazil. *Biogeochemistry*, 14:91-97.
- MALM, O. 1991. *Contaminação Ambiental e Humana por Mercúrio na Região Garimpeira de Ouro do Rio Madeira, Amazônia*. Tese de Doutorado, Rio de Janeiro: Instituto de Biofísica, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- MARINS, R. V.; IMBASSAHY, J. A.; PFEIFFER, W. C. & BASTOS, W. R., 1991. *Estudo Preliminar da Contaminação Atmosférica por Mercúrio em Área Produtora de Ouro na Cidade de Poconé-MT*. Rio de Janeiro: Centro de Tecnologia Mineral/Conselho Nacional de Pesquisa. (Série Tecnologia Ambiental, 1)
- MITRA, S., 1986. *Mercury in the Ecosystem. Its Dispersion and Pollution Today*. New York: Trans Tech.
- NRIAGU, J. O., 1990. Global metal pollution poisoning the biosphere. *Environment*, 32:7-33.
- OLIVEIRA, E. F.; SILVA, E. C.; OZAKI, S. K.; FERREIRA, M. S. & YOKOO, E. M., 1990. Mercúrio via cadeia trófica na Baixada Cuiabana: ensaios preliminares. *Seminário Nacional sobre Riscos e Consequências do Uso do Mercúrio*, Brasília, 1989. Rio de Janeiro: Financiadora de Estudos e Projetos/Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis/Conselho Nacional de Pesquisa/Ministério da Saúde.

- PORTELA, I., 1991. *Repercussões Ambientais em Garimpo Estável de Ouro. Um Estudo de Caso*. Rio de Janeiro: Centro de Tecnologia Mineral/Conselho Nacional de Pesquisa (Estudos e Documentos, 15).
- SILVA, A. P.; CÂMARA, V.; NASCIMENTO, O. C.; SILVA, L. J.; SILVA, E. C.; PIVETTA, F. & BARROCAS, P. R. G., 1996. *Estudo da Contaminação de Ar, Solos e Poeira pelas Emissões de Mercúrio na Queima de Amálgama - Poconé/MT*. Rio de Janeiro: Centro de Tecnologia Mineral/Conselho Nacional de Pesquisa (Série Tecnologia Ambiental, 13).
- TARIFA, J. R., 1986. O sistema climático do Pantanal. Da compreensão do sistema à definição de prioridade de pesquisa climatológica. *Simpósio sobre Recursos Naturais e Sócio-Econômicos do Pantanal, 1. Corumbá, 1984*. Brasília: Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuárias.
- TSURO, S., 1989. *For Truth and Justice in the Minamata Disease Case*. Kumamoto: Keiso Shobo.
- TÜMPLING, W.; WILKEN, R. D. & EINAX, J., 1993. Mercury contamination in the Pantanal area, Brazil. In: *Heavy Metals in the Environment (International Conference)* (R. J. Allan & J. O. Nriagu, eds.), pp. 74-77, Toronto: Universidade de Toronto.
- TÜMPLING, W.; ZEILHOFER, P.; AMMER, U.; EINAX, J. & WILKEN, R. D., 1995. Estimation of mercury content in tailings of the gold mine area of Poconé, Mato Grosso, Brazil. *Environmental Science and Pollution Research*, 2:225-228.
- VALVERDE, O., 1972. Fundamentos geográficos do planejamento rural do Município de Corumbá. *Revista Brasileira de Geografia*, 34:49-144.
- VIEIRA, L., 1991. *Avaliação dos Níveis de Mercúrio na Cadeia Trófica como Indicador de sua Biomagnificação em Ambientes Aquáticos da Região do Pantanal*. Tese de Doutorado, São Carlos: Centro de Ciências Biológicas e da Saúde, Universidade Federal de São Carlos.

Mercury from gold minings in the Pantanal of Poconé (Mato Grosso, Brazil)

FLÁVIA NOGUEIRA¹, EDINALDO CASTRO E SILVA² and WOLFGANG

JUNK³¹Departamento de Botânica e Ecologia, IB - UFMT, 78060-900 Cuiabá, MT, Brasil,

²Departamento de Química - UFMT, Brasil and ³Max-Planck Institut für Limnologie, Plön, Germany

The Poconé gold minings are situated in the Bento Gomes River Basin, at the border of the Pantanal of Mato Grosso. Gold-bearing quartz veins are removed from the subsoils, milled with water, centrifuged and the heavier fraction is subsequently mixed with mercury for gold separation. The gold mining activities caused a very intensive landscape change, threatening many environmental processes like sediment control and storage and recycling capacity of mercury. Cold Vapor Atomic Fluorescence System (CVAFS) was used to determinate total mercury in water, suspended material and sediments from Bento Gomes River, sampled monthly for 1 year. Apart from the fact that mercury concentrations are low in water and bottom sediments, they are slightly higher in relation to background levels measured in the area. The concentration in suspended material is also lower than other rivers with gold mining activities, but the floodplains of the Bento Gomes River act as mercury sinks. Therefore, the discharge of mercury into the Pantanal floodplain should be avoided, in spite of actual contamination of the system being very low.

Keywords:

mercury; gold minings; tropical wetlands.

Introduction

Bento Gomes River Basin is one of the many river basins which together form the Pantanal Mato-grossense, a wetland area in central South America (Fig. 1). The basin has a total surface of 284 000 ha and it is important to ca 40 000 inhabitants spread on it (Brasil/IBGE 1992).

It encompasses lower and higher lands. The lower lands are flooded every year during the rainy season, between November and April. Cattle raising is the most common use of these lands, and the cattle must be transported every year to the dry pastures during the flood. Because of the aesthetic quality of the landscape, tourism is another important human activity. At the higher lands there are also cattle farming, two small urban centers, areas with secondary savanna vegetation, agricultural lands and gold minings.

There are different forms gold exploitation in Brazil. The main environmental impacts associated with them are well known and widely discussed. Brazilian gold minings show different features. In some places, like the Rio Madeira, anyone can mine for gold, being the physical impossibility of two people occupying the same place at the same time the only

Correspondence to F. Nogueira.

0960-3123/97/030181-11 © 1997 Carfax Publishing Ltd

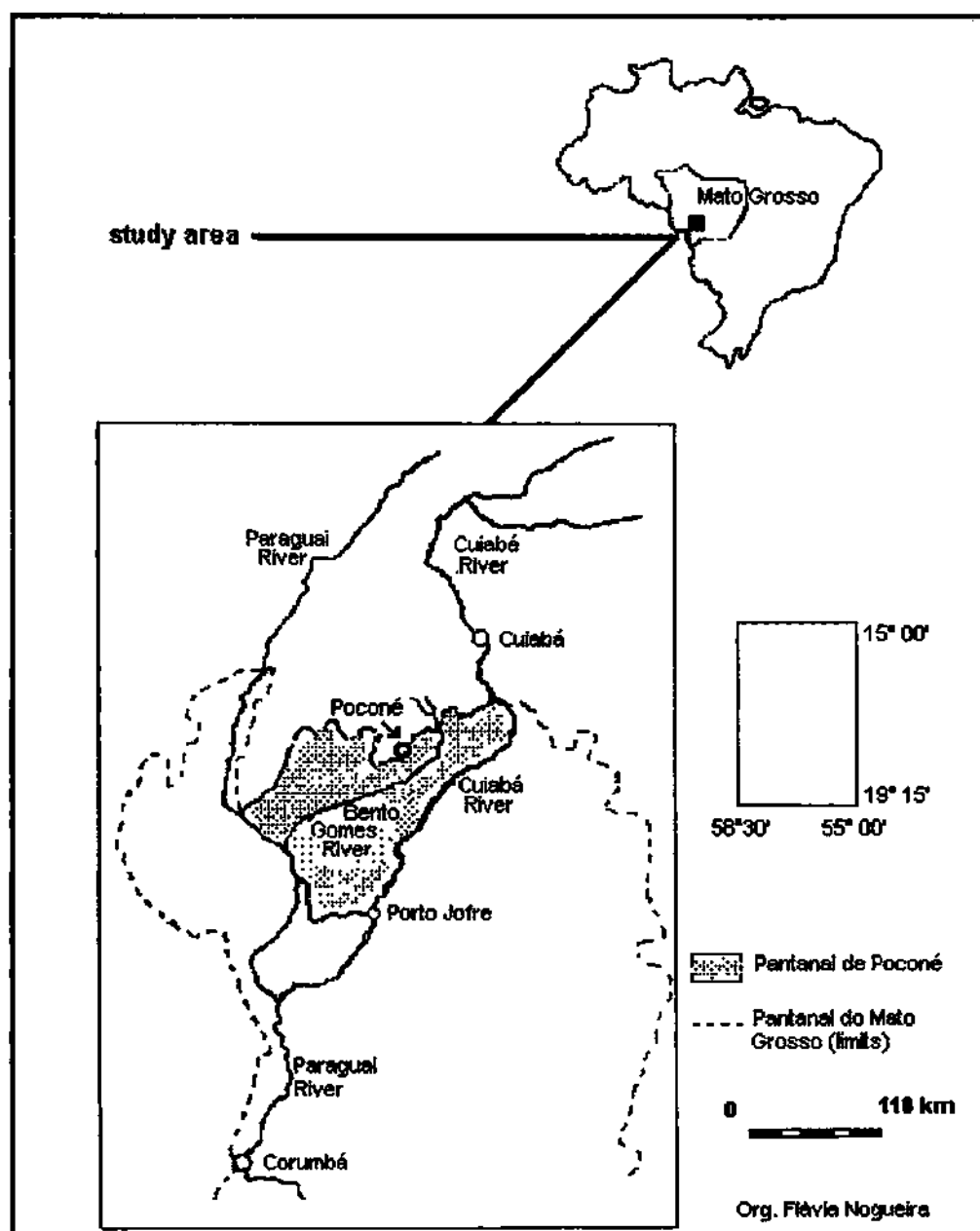


Fig. 1. The study area: the Bento Gomes River Basin.

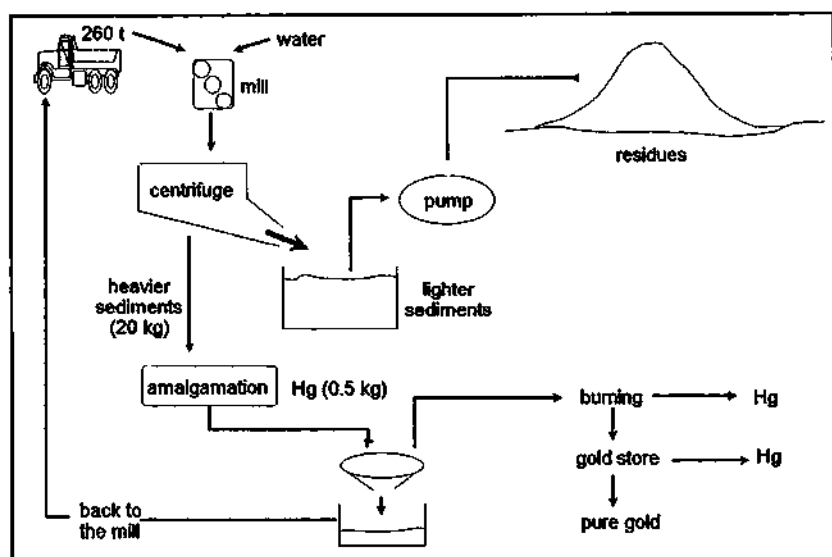


Fig. 2. Diagram of a gold mining plane which processes gold on a large scale at Poconé (modified after Fernandes 1989).

prevention for two ownership claims for the same gold nugget. On the other hand, at gold minings like the Serra Pelada people are allowed to exploit small claims as large as a few square meters, which have to be vertically excavated. There are others where the exploitation belongs to the land owner who owns a small airstrip which is the only access to the exploited area. This is a common practice along the banks of the Rio Tapajós (Bellia and Bidone 1992).

The Poconé gold minings are situated in the Bento Gomes River Basin, at the border of the Pantanal of Mato Grosso. They do not match any of the above categories; they have their own peculiar characteristics (Fig. 2). Gold-bearing quartz veins are removed from the subsoils, milled with water, centrifuged and the heavier fraction is subsequently mixed with mercury for gold separation. The finer fraction is pumped into artificial lakes for decantation or deposition, which are frequently located closed to river banks.

The amalgam is separated from sediment in gold washing pans. The final residue is toxic (contaminated by mercury) and has to be stored in 'bins, buckets, etc.', according to Resolution 03/90 of FEMA (Fundação Estadual do Meio Ambiente, Environmental State Agency). However, these residues are reprocessed two or three times (Pasca 1990).

When these residues are milled again, a part of them is immediately dumped into the decantation lake. This is probably one of the most important sources of atmospheric pollution by mercury, due to evaporation. When dikes accidentally break, which can occur in the rainy season, this material is easily washed out into the main river channel.

The gold mining activities caused a very intensive landscape change, threatening many environmental processes like sediment control and storage and recycling capacity of mercury. This paper provides information on the transport of total mercury to the Bento Gomes River for 1 year, and compares the results with earlier studies conducted in the region.

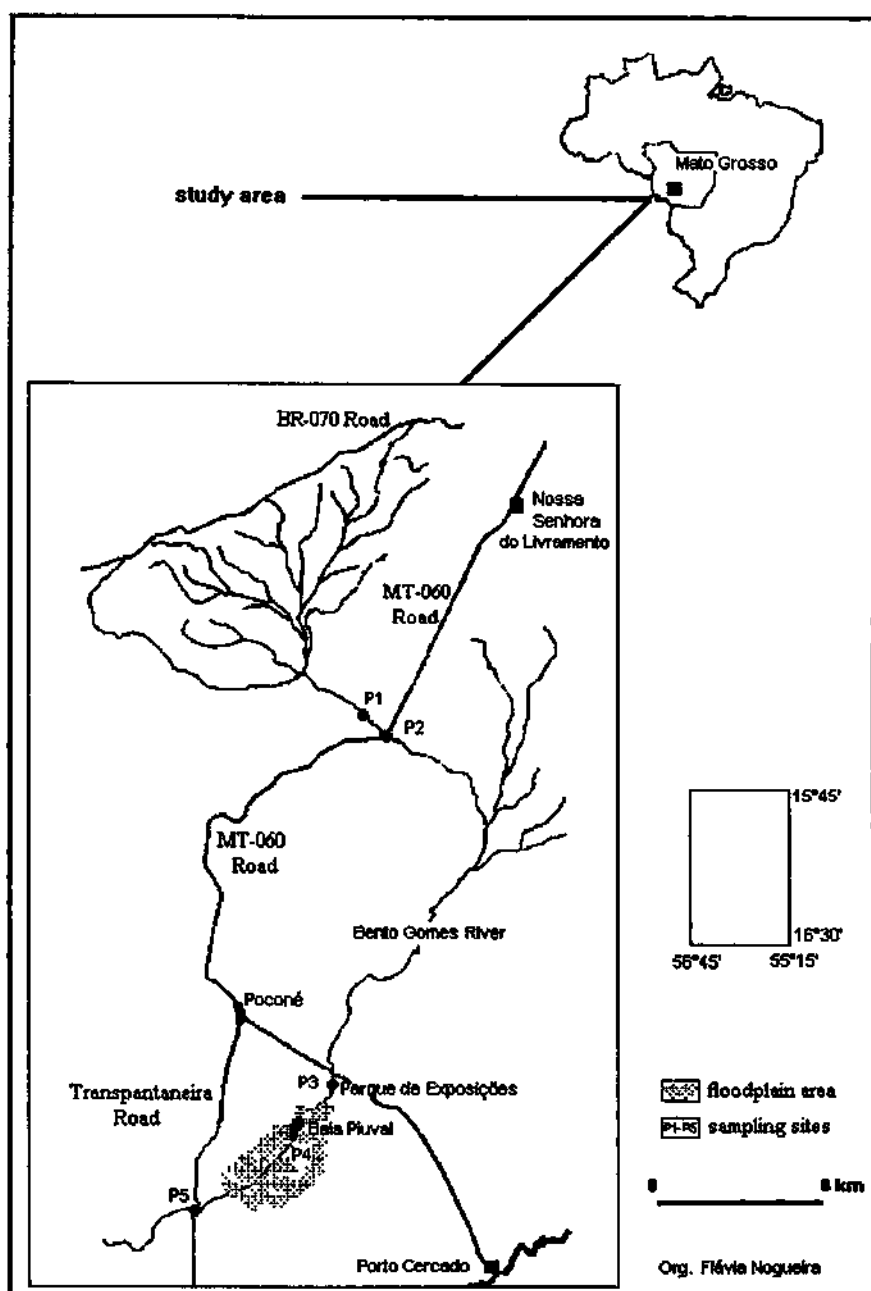


Fig. 3. Localization of the sampling sites along the Bento Gomes River (MT): P1 – Fazenda Cotia; P2 – MT 060; P3 – Parque de Exposições; P4 – Lake Baía Piuval, lower part; P5 – Transpantaneira Road.

Methods

Data were collected monthly (from July 1992 to June 1993) at four sampling sites along the Bento Gomes River from July 1992 to June 1993 (Fig. 3). The first two sites (Fazenda Cotia – P1 and MT 060 – P2) are located above and 1 km below the first gold mining place, respectively. The third site is located above Lake Baía Piuval, close to the point where the water supply for the city of Poconé is pumped out (Parque de Exposições—P3), and the fourth one is at one of the places where the Bento Gomes River crosses the Transpantaneira Road (P5). At these places monthly measurements of water velocity and depth were made in transects in order to estimate the discharge and sediment load. Sampling, sample treatment and calculations are described in Couto (1990) and Chevallier (1993). At the lower part of the Lake Baía Piuval there was another point (P4), where the measurements of the discharge and sediment load were not possible because it is a large flooded area.

Mixed water and sediment samples were taken for total mercury analysis. Samples were stored in dark glass flasks that had been previously washed with acid solution, and the samples were then transported on ice to the laboratory. Water samples were vacuum filtered through pre-dried and pre-weighed 0.45 µm acetate filters. Sediments were wet-sieved and the fraction smaller than 63 µm (pore size) was used for analysis.

Total mercury analysis was performed soon after sampling. Solid samples were digested with reflux for four hours at 80°C, with concentrated HNO₃ and H₂SO₄. Digested material was transferred into 100 ml flasks, and later diluted with BrCl solution (0.002%) for complete oxidation of organic substances. Water samples were oxidized with 1 ml BrCl solution in 100 ml flasks and later treated with ascorbic acid (Bloom 1990).

Cold Vapor Atomic Fluorescence System (CVAFS) was used to determinate total mercury concentration as described in Bloom (1990). Known volumes of digested solutions were stripped with argon gas bubbles, which can carry Hg⁰. SnCl₂ was added during the process, in order to reduce Hg²⁺ to Hg⁰.

Results and discussion

Total mercury in the water

The Parque de Exposições site (P3) presented the highest concentrations of total mercury from the Bento Gomes River, reaching 37.4 ng.l⁻¹ in March 1993. The mean value at this site (25.1 ± 6.7 ng.l⁻¹) was very close to the background value for the waters in the region (25.0 ± 0.9 ng.l⁻¹), as determined by Tümpling *et al.* (1993). At the other stations the mean values remained close to or even lower than the background values, indicating that the water from Bento Gomes River is not contaminated by mercury. The water from the monitored stretch of the river was well within the 1 µg.l⁻¹ limit for drinking water in Brazil (Brazil, MS 1990). Figure 4 shows the concentration of mercury (average values) in the water.

Water from the tributaries of the Bento Gomes River (Tümpling *et al.* 1993) contained 0.02 to 0.16 µg.l⁻¹ of mercury (mean = 0.06, *n* = 76). Higher values have been observed in other areas where gold mining activities exist. Malm *et al.* (1990) registered values from 0.04 to 9.97 µg.l⁻¹ in the main channel of the Rio Madeira and values between 0.14 and 10.97 µg.l⁻¹ in the tributaries.

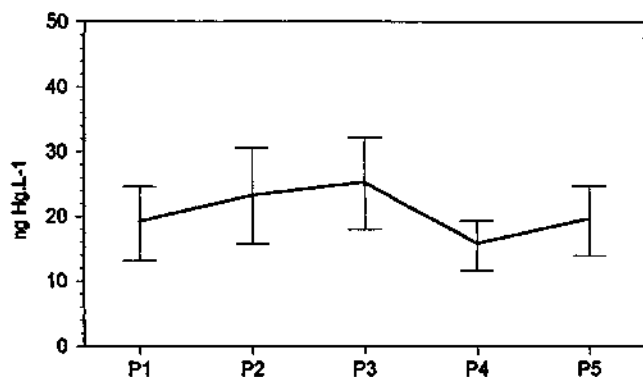


Fig. 4. Total mercury (ng.L^{-1}) in the water from the Bento Gomes River (average values).

Total mercury in suspended matter

The mean total mercury concentration in suspended material increased progressively from Fazenda Cotia (P1) to Parque de Exposições (P3). From that site the total mercury concentration in suspended matter decreased, showing the deposition or trapping process of this material in roots of aquatic macrophytes which are abundant at this sampling point (Fig. 5).

There are no data in the literature about the background values of suspended matter in the Poconé region. If the present results are compared with those of other authors, it appears that in the Bento Gomes River there is no mercury contamination (Table 1).

The highest value of 610.0 ng.g^{-1} recorded by Lacerda *et al.* (1991) refers to material collected from the runoff of a gold mining during a rainstorm, which resulted in maximum discharge of the stream (231 L.s^{-1}). These authors showed the importance of increasing concentrations of total mercury in suspended matter which is carried by surface runoff into the river. During the dry season the same pattern was observed in the main channel of the basin at site MT 060 in the Bento Gomes River, which is located immediately after the first gold mining on the river banks. Total mercury concentration presents a positive correlation ($r = 0.977$, $p = 0.01$) with discharge values.

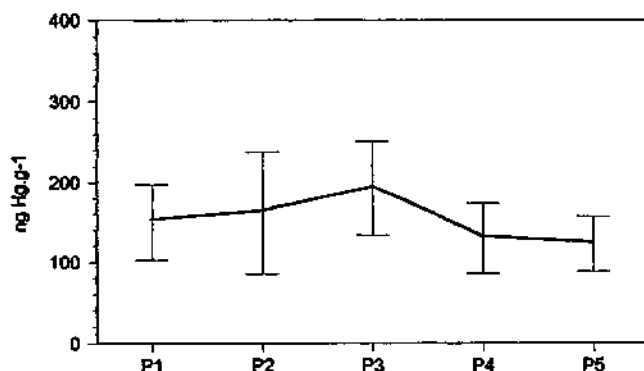


Fig. 5. Total mercury (ng.g^{-1}) in the suspended material from the Bento Gomes River (average values).

Table 1 Total mercury in suspended matter from Bento Gomes River and other rivers

Rivers	Average (ng.g ⁻¹)	Range	n
Rio Madeira ^a			
Main river	350.0	130.0–500.0	3
Tributaries	1200.0	–	1
Igarapé do Rato ^b	840 000.0	–	–
Rio Bento Gomes			
Main river ^c	192.5	130.0–320.0	12
Tributaries ^d	205.0	< 20.0–610.0	4
World rivers			
Contaminated river ^e (France)	662.3	230.0–1700.0	22
Rivers without contamination ^f	–	100.0–500.0	–

^aMalm *et al.* 1990, ^bSilva *et al.* 1993, ^cthis study, ^dLacerda *et al.* 1991, ^eCossa and Martin 1991, ^fBloom 1991 (in Cossa and Martin 1991).

Total mercury transport by water and suspended matter

Figure 6 shows the total mercury transport (kg.year⁻¹) by water and suspended matter at the four sampling points along the Bento Gomes River.

This figure shows that the approximately 160 gold minings along this stretch of the Bento Gomes River are responsible for the 82% increase in total mercury transported by water, and 71% increase transported by suspended matter (P1–P3). It also shows the mercury retention capacity (P3–P5) of these flooded areas, because output is less than input, corresponding to 26% for water and 41% for suspended matter. The data indicate that wetlands represent an important area of mercury retention and are more effective in retaining fine suspended matter containing mercury than dissolved mercury.

Figure 6 also shows that the highest transport of mercury in suspended matter occurs at the Parque de Exposições site, because it collected all the material washed out from the gold minings.

There are few studies that have estimated the transport of mercury in rivers. Table 2 compares data from Bento Gomes River to those from the literature.

The magnitude of dissolved and particulate transport depends on the discharge and load of each river as well as the mercury concentration in water and suspended matter. This kind of estimation can indicate large differences between rivers. Rivers with the same discharge such as Bento Gomes River (Parque de Exposições) and the Igarapé do Rato (Tapajós River Basin, Silva *et al.* 1993) can vary greatly in the amount of mercury transported in suspended matter. In this specific case the mining techniques used along the two rivers are different, so there is a large difference in the amount of mercury found in the water samples from them. The activities at the Igarapé do Rato are developed directly on the riverbed, while in the Bento Gomes River Basin most gold minings are located at the river banks and use sedimentation lakes for the residues. Most of the contaminated residues from gold minings do not enter the river if the dams are not broken. Consequently, mercury content in suspended matter is low. It is not clear, however, whether all the gold minings use this means of control. It is difficult to investigate some stretches of the Bento Gomes River where the access to FEMA officials can be violently refused by the land owners.

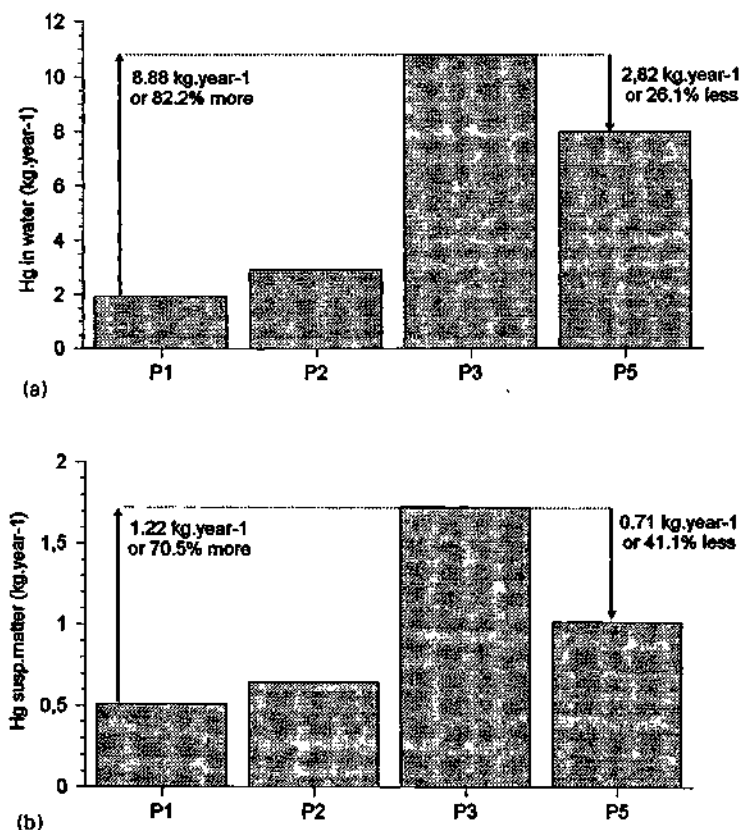


Fig. 6. Increase of the transport of mercury (kg.year⁻¹) by water (A) and suspended matter (B) along four sampling sites at the Bento Gomes River (kg.year⁻¹) (see text for description of sampling sites).

Total mercury transport by water is also low in the Bento Gomes River if compared with other rivers, because of the different discharge (e.g. the Ottawa River) and values of mercury concentration (e.g. Madeira River). This study shows that in Bento Gomes River 86% of the mercury was transported by water whereas 14% was transported by suspended matter. This situation can be compared with the Ottawa River, which has a similar total mercury concentration in water (0.02 mg/l). It is also similar to the Madeira River which transports more than half of the total mercury (56%) in water (Malm *et al.* 1990). The opposite situation occurs in the Katum River where 75% of the mercury is transported by suspended matter. In that catchment area there are not anthropogenic mercury sources but cynabrium containing geological formations occur. In the Bento Gomes River tributaries, Lacerda *et al.* (1991) could not determine the mercury concentration in water, because they were below the detection limits of the method (AAS, 0.04 µg.l⁻¹).

Characterization of the bottom sediments

The sediments from other points were sampled sporadically: Salinas and Piranema (very close to gold minings), the upper part of the Lake Baía Piuval and inside the same lake.

Table 2 Transport of total mercury by water and suspended matter in Bento Gomes River (Parque de Exposições) and other studied rivers

River	Water			Suspended matter			% Total	
	Ql	$\mu\text{gHg.L}^{-1}$	gHg.day^{-1}	Qs	$\mu\text{gHg.g}^{-1}$	gHg.day^{-1}	W	S
	($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)			(t/day^{-1})				
Ottawa ^a	2083.00	0.02	3561.60	1.60	0.44	821.90	81	19
Katum ^b	578.70	0.06	2465.70	4.90	1.70	7347.3	15	75
Madeira ^c								
Main river	34 500.00	1.56	4650.00	*	0.50	*	56	44
Tributaries	—	3.05	—	—	1.21	—	—	—
Igarapé do Rato ^d	10.80	—	—	134.40	840.30	110 000.00	—	—
Bento Gomes								
Main river ^e	12.70	0.03	30.20	24.40	0.19	4.80	86	14
Tributaries ^f	0.03	<0.04	—	0.01	0.20	0.002	—	†

^aOttawa River Project Group 1979 in ^bSukenko *et al.* 1992, ^cMalm *et al.* 1990, ^dSilva *et al.* 1993, ^ethis study, ^fLacerda *et al.* 1991. W = water; S = suspended matter; *no indicated values; †almost 100%.

The mean values of mercury concentration in bottom sediments ranged between 10 and 30 ng.g⁻¹, which are considered to be background levels for sediments of this region (Lacerda *et al.* 1991, Table 3). This has been recorded for the Fazenda Cotia site, thus showing once more the importance of the annual rate of atmospheric deposition, as estimated by other authors.

These results are within the same range of variation described elsewhere, with the exception of Rodrigues Filho and Maddock (1993). These authors observed values between 100.0 and 1850.0 ng.g⁻¹ in the sediments of the Bento Gomes River. There is no information in relation to sampling frequency and season. These authors determined the background value as 100.0 ng.g⁻¹ at a site very close to Fazenda Cotia (P1).

The values from the Bento River basin are lower than those recorded for other rivers with gold mining activities in the Amazon basin, and are also lower than those reported from water bodies located near intensively industrialized regions (Table 3).

Silva *et al.* (1993) stated that the chemical conditions in the Bento Gomes River Basin do not favour the oxidation of the metallic mercury, because the pH-Eh values observed in the water showed that Hg⁰ is the most important species of mercury. But the authors stressed that the oxidation at that kind of environment should not be underestimated, as the natural conditions involve diverse and complex factors, such as chemical and biological activities. Despite the low concentrations in an environment with low methylation rate, mercury enters into food chains (Vieira 1991). Calil (1996) showed the biological incorporation of metallic mercury by molluscs from Bento Gomes River Basin.

Tailings, deposits in lakes and the contaminated sediments still covering the gold mining areas represent considerable stocks of mercury that are exposed to sun and rain. Evaporation or transport by water into the main river channel during the rainy season (Lacerda 1991, Tümpling *et al.* 1993, this study) are the most important long term sources of mercury, which will also be active after the end of the gold extraction in the area.

Table 3 Total mercury concentration in superficial sediments of Bento Gomes River (this study) and other rivers

Sampling site (this study)	ng Hg.g ⁻¹		n
	Average	Range	
Fazenda Cotia (P1)	66.7	35.7–88.5	12
MT 060 (P2)	84.3	43.8–158.9	11
Salinas	58.1	–	1
Piranema	54.0	–	1
Exposição (P3)	102.5	61.1–197.6	12
Baía Piuval (upper part)	69.9	65.3–81.0	4
Baía Piuval	123.7	96.5–151.3	4
Baía Piuval (lower part) (P4)	67.3	42.3–103.3	5
Transpantaneira (P5)	74.8	62.7–82.8	11
Other studies in Brazil			
Tributaries – Rio Bento Gomes ^a	74.8	23.0–198.0	76
Tributaries – Rio Bento Gomes ^b		50.0–180.0	
Lakes in Pantanal ^c		60.0–80.0	
Upper Pantanal ^d	28.8	21.6–40.0	7
Main River – Rio Madeira ^e Malm <i>et al.</i> (1990)		30.0–350.0	26
Tributaries – Rio Madeira		60.0–157 310.0	27
Amazon rivers (Carájás, PA) ^f		40.0–390.0	

^aTümping *et al.* 1993, ^bLacerda *et al.* 1991, ^cLacerda *et al.* 1991, ^dHylander *et al.* 1994, ^eMalm *et al.* 1990,

^fFernandes *et al.* 1990.

Conclusion

Apart from the fact that mercury concentrations are low in water and bottom sediments, they are slightly higher in relation to background levels measured in the area. The floodplains of the Bento Gomes River act as mercury sinks. These, however, may trap a part of the mercury for short periods only. Methylation rates and the release of methylmercury in floodplains are little studied. An important factor for mercury liberation is the dry period because heating up the dry sediments liberates mercury by evaporation. Vegetation growing on the dry sediments take up mercury which is released into the atmosphere by burning (Tümping 1995), or into the water during the next flooding period, when part of the plant material decomposes.

Therefore, the discharge of mercury into the Pantanal floodplain should be avoided, in spite of actual contamination of the system being very low.

Acknowledgements

The authors thank Professors Eduardo Guimarães Couto, William Severi and Eliana F.G.C. Dores, Federal University of Mato Grosso, for their contribution to this work. This research was supported by the cooperation between Federal University of Mato Grosso (UFMT), Fundação Estadual do Meio Ambiente (FEMA), Cuiabá, MT, and Max-Planck-Institut für Limnologie, AG Tropenökologie, Plön, under the Governmental Agreement on Cooperation in the field of Scientific Research and Technological Development between Brazil and Germany (SHIFT

Program – IBAMA/CNPq/DLR). The present paper is the contribution 22 of the Project 'Ecology of Pantanal'.

References

- Bellia, V. and Bidone, E. (1992) Garimpos: tragédia do uso dos bens de propriedade comum. In *Garimpo, meio ambiente e sociedades indígenas* (L. Barbosa, A.L. Lobato and J.A. Drummond, eds), pp. 37–42. Niterói: EDUF/CETEM.
- Bloom, N. (1990) *CVAFS-2 Mercury Analyzer*, operational manual. Seattle: Brooks Rand.
- Brasil, Ministério da Economia, Fazenda e Planejamento. Fundação IBGE (1992) *Censo demográfico*, resultados preliminares. Rio de Janeiro: IBGE.
- Brasil, Ministério de Saúde (1990) Portaria 36/GM.
- Calil, C.T. (1996) *Concentração e incorporação de mercúrio por moluscos aquáticos do Pantanal de Poconé, MT*. São Carlos: UFSCar.
- Chevalier, P. (1993) Aquisição e processamento de dados. In *Hidrologia: ciência e aplicação* (C. Tucci, ed.), pp. 485–523. Porto Alegre, Editora da Universidade – UFRGS/ABRH/EDUSP.
- Couto, E.G. (ed.) (1990) *O uso da terra e o garimpo na Bacia do Rio São Lourenço, MT: reflexos no ambiente*. Cuiabá: FEMA-MT/UFMT.
- Cossa, D. and Martin, J.M. (1991) Mercury in the Rhône delta and adjacent marine areas. *Marine Chem.* **36**, 291–302.
- Fernandes, F.R.C. (ed.) (1989) *Desenvolvimento de tecnologia ambiental*. Rio de Janeiro: CETEM/CNPq.
- Fernandes, R.S., Guimarães, A.G., Bidone, E., Lacerda, L.D. and Pfeiffer, W.C. (1990) Monitoramento do mercúrio na área do Projeto Carajás. In *Seminário Nacional Sobre Riscos e Consequências do Uso do Mercúrio, Brasília, DF, 1989*, pp. 211–28. Rio de Janeiro: FINEP/IBAMA/CNPq/Ministério da Saúde.
- Hylander, L.D., Silva, E.C., Oliveira, L.J., Silva, S.A., Kuntze, L.K. and Silva, D.X. (1994) Mercury levels in Alto Pantanal. *Ambio* **23**, 478–84.
- Lacerda, L.D., Pfeiffer, W.C., Marins, R.V., Rodrigues, S., Souza, C.M. and Bastos, W.R. (1991) Mercury dispersal in water, sediments and aquatic biota of a gold mining tailing deposit drainage in Poconé, Brazil. *Water, Air Soil Pollut.* **55**, 283–94.
- Malm, O., Pfeiffer, W.C., Souza, C.M. and Reuther, R. (1990) Mercury pollution due to gold mining in the Madeira River Basin, Brazil. *Ambio* **19**, 11–15.
- Pasca, D. (1990) *O garimpo de ouro de Poconé (MT): estudo das inter-relações entre técnicas de extração, organização sócio-econômica e impactos ambientais*. Tübingen: Universidade de Tübingen.
- Rodrigues Filho, S. and Maddock, J. (1993) A survey on heavy metal distribution in sediments and water from the gold prospecting region of Poconé (MT), Brazil. In *International Symposium on Perspectives of Environmental Geochemistry in Tropical Countries 1993*, pp. 461–6. Niterói: UFF.
- Silva, A.P., Ferreira, N.L., Pádua, H.B., Veiga, M.M., Silva, G.D., Oliveira, E.F., Castro e Silva, E. and Ozaki, S.K. (1993) Mobilidade do mercúrio no Pantanal de Poconé. *Ambiente* **7**, 52–6.
- Sukhenko, S.A., Papina, T. and Pozdnjakov, S.R. (1992) Transport of mercury by the Katum River, West Siberia. *Hydrobiologia* **228**, 23–8.
- Tümping, W. (1995) *Umweltverhalten von Quecksilber und sienen Spezies in tropischen Oekosystemen*. Universität Jena.
- Tümping, W., Wilken, R.D. and Einax, J. (1993) Mercury contamination in the Pantanal area, Brazil. In *Heavy Metals in the Environment (International Conference)* (R.J. Allan and J.O. Nriagu, eds), Toronto, pp. 74–7.
- Vieira, L.M. (1991) *Avaliação dos níveis de mercúrio na cadeia trófica como indicador de sua biomagnificação em ambientes aquáticos da região do Pantanal*. São Carlos: UFSCar.

EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DO GRUPO AGUAPEÍ, PROTEROZOICO MÉDIO NA PORÇÃO MERIDIONAL DO CRÁTON AMAZÔNICO: MATO GROSSO E ORIENTE BOLIVIANO

GERSON S. SAES* & JAYME A.D. LEITE*

ABSTRACT TECTONO-SEDIMENTARY EVOLUTION OF AGUAPEÍ GROUP, MIDDLE PROTEROZOIC OF SOUTHERN PORTION OF AMAZONIC CRATON: MATO GROSSO AND EASTERN BOLIVIA. The Middle Proterozoic sedimentary basin of southwestern portion of Amazonic Craton, called Aguapeí Group in Brazil and Sunsás/Huanchaca in Bolivia mark the final stage of cratonization of this shield around 1.0 Ga, and has a particular interest for the study of gold mineralizations. The integration of available geological data such as their stratigraphic and sedimentological patterns, paleocurrent indicators and tectonic syn-depositional history permits to delineate a paleogeographic picture dominated by alluvial/coastal plains and shallow marine shelf environment with subsidence axis controlled by weak zones inherited from the basement complex. The tectono-metamorphic history is recorded by the increase of deformation and higher degrees of metamorphism to ENE direction with four distinct domains: a. flat lying platform covers; b. gently folded sedimentary pile; c. metasediments with symmetric folds associated with reverse faults; d. metasedimentary belt with folds and reverse faults.

Keywords: Amazonic Craton, Bolivia, Aguapeí, San Ignacio, Santa Helena, Sunsás.

RESUMO As bacias sedimentares do meso-proterozóico na porção sul do Cráton Amazônico, denominadas Grupo Aguapeí no Brasil e Sunsás/Huanchaca, na Bolívia, marcam o estágio final de cratonização deste escudo em 1,0 Ga. A íntima vinculação destas unidades com a mineralização aurífera da região do Alto Guaporé torna o estudo de tais bacias assunto de particular interesse. A integração dos dados geológicos disponíveis, incluindo o comportamento estratigráfico e sedimentológico, os indicadores de paleocorrentes e a história tectônica sin-deposicional permitem traçar um quadro paleogeográfico dominado por planícies aluviais/costeiras e plataforma marinha rasa, transmutando-se distalmente em sistemas de leques submarinos. A acumulação sedimentar se processou em bacias alongadas com eixos de subsidência controlados por linhas de fraqueza herdadas do embasamento cratônico. A história tectono-metamórfica da sequência é registrada por um incremento da deformação e grau metamórfico para ENE, através de quatro domínios estruturais distintos: a. Coberturas de plataforma horizontalizadas; b. Sequências sedimentares suavemente dobradas; c. Segmento metassedimentar com dobras simétricas associadas a falhas inversas em seus flancos; d. Cinturão metassedimentar com dobras e falhas inversas.

Palavras-chave: Cráton Amazônico, Bolívia, Aguapeí, San Ignacio, Santa Helena, Sunsás.

INTRODUÇÃO A extração de ouro nas serras quartzíticas do SW do Mato Grosso remonta aos primórdios do século XVIII, com a instalação da primeira capital da província, a atual Vila Bela da Santíssima Trindade. A imponência desses relevos despertou a atenção do aventureiro inglês Cel. Percy Harrison Fawcett, incubido em 1906, pela Royal Geographical Society, da demarcação dos limites da Bolívia. Na ocasião da expedição, sob o pretexto de investigações científicas na região, abandona na selva, sem viveres e remédios, o oficial brasileiro Lammenha Lins, comandante da comissão brasileira da demarcação da fronteira (Leonardos 1970). De sua expedição à Serra de Ricardo Franco, resulta o livro *The Lost World*, escrito por Connan Doyle e baseado no seu relato. Datam da década de 60 os primeiros trabalhos de cunho científico na região. As primeiras referências aos metassedimentos que compõem as Serras de Ricardo Franco e Aguapeí devem-se à LASA S/A (1968). Figueiredo & Olivatti (1974) identificaram o caráter tripartite da Unidade Aguapeí e Olivatti & Ribeiro Filho (1976) estendem a área de ocorrência destas coberturas até as Serras de Monte Cristo e Roncador, na região de Rio Branco. Souza & Hildred (1980) propuseram a elevação da Unidade Aguapeí à categoria de Grupo e denominam as Formações Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalina, representativas de uma sequência transgressiva-regressiva de plataforma.

Em território boliviano, Litherland *et al.* (1986), Litherland & Bloomfield (1981) e Litherland & Power (1989),

estabeleceram a correlação entre as rochas do Grupo Aguapeí e aquelas mapeadas como Grupos Sunsás/Huanchaca, além de delinearem compartimentos geotectônicos maiores, estabelecidos a partir do comportamento estrutural destas sequências, entre os quais destacam-se o *front* tectônico Aguapeí e o Cráton Paragvá.

Leite *et al.* (1985), estudando a região de Rio Branco, discutem as relações estratigráficas entre o corpo ígneo que sustenta a serra homônima e os metassedimentos do Grupo Aguapeí. Saes *et al.* (1987) formulam um modelo paleogeográfico para o Grupo Aguapeí na região de Rio Branco. Tal modelo identifica uma sequência deposicional iniciada com sedimentos marinhos acumulados sob influência de marés, passando a um contexto mais profundo, com a deposição controlada por ondas de tempestade e se encerrando com depósitos fluviais resultantes do suprimento a partir de áreas emersas a sul da bacia.

Takahashi *et al.* (1990), mapeando a Folha Pontes e Lacerda, identificaram na Formação Fortuna características de deposição em rios entrelaçados e leques aluviais. A implantação de uma transgressão marinha produziria a intercalação de depósitos de planícies de marés e turbiditos nesse pacote basal. A Formação Vale da Promissão está composta por metapelitos de ambiente lagunar, intercalando turbiditos e passando a uma unidade regressiva com metaconglomerados organizados de um leque aluvial distal, correspondendo à Formação Morro Cristalina.

* Departamento de Recursos Minerais, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Avenida Fernando Corrêa Costa s/n, CEP 78060-900, Mato Grosso, MT, Brasil

Rio Branco e Aguapeí. Na Serra de São Vicente, uma associação de depósitos aluviais de rios *braided* inclui uma sucessão de cerca de 1.000 m de arenitos e conglomerados com pelitos avermelhados subordinados, atestando o caráter proximal desta área em relação às situadas a sul-sudeste.

O ambiente deposicional marinho mostra claras evidências de acumulação de areias sob influência de correntes de marés e, esporadicamente, de tempestades (Saes *et al.* 1987). O extraordinário espessamento do pacote em direção ao sul e a tendência à composição arcoseana denotam a existência de um sítio de maior instabilidade tectônica na região de Santo Corazón, provavelmente o principal depocentro das Bacias Aguapeí-Sunsás e submetido a taxas diferenciadas de subsidência, controladas por fatores locais, como escarpas de falhas atuando durante a sedimentação.

Formação Vale da Promissão A unidade intermediária, Formação Vale da Promissão (Souza & Hildred 1980), Cuatro Carpas (Litherland & Power 1989) e Argilaceous Unit (Litherland & Bloomfield 1981), caracteriza-se por variada associação de fácies, resultado da diferenciação paleogeográfica das bacias, concomitante ao episódio de ascensão relativa do nível do mar que marca este intervalo.

Nas Serras do Aguapeí e Rio Branco, esta unidade apre-

senta uma sequência de pelitos amarelados e subarcóseos líticos muito finos arranjados em seqüências granocrescentes cíclicas com espessura de 10-40 m. Estruturas *linsen*, *flaser*, *wavy*, gretas de sinerese, brechas intraformacionais, ondulações truncadas e estruturas diapíricas são ubíquas e diagnósticas de um contexto deposicional marinho de plataforma rasa, dominado por tempestades (Saes *et al.* 1987). Na seção de Santo Corazón, esta unidade atinge espessuras de cerca de 1.200 m e, a julgar pelo registro de acamamentos gradacionais (Litherland *et al.* 1986), pode incorporar seqüências turbidíticas componentes de um sistema de leques submarinos.

Formação Morro Cristalina No topo de sucessão voltam a predominar os quartzos-arenitos, freqüentemente seixosos, denominados Formação Morro Cristalina por Souza & Hildred (1980), no Brasil, Buena Vista, na Serra Huanchaca (Litherland & Power 1989) e Upper Psammitic Unit na região de Santo Corazón (Litherland *et al.* 1986). A mesma tendência de espessamento para sul verificada nas unidades sotopostas é constatada nesse pacote.

Os ambientes deposicionais continentais dominam a seção, estando representados por fácies de quartzos-arenitos com estratificações cruzadas tabulares, depositados em sistemas

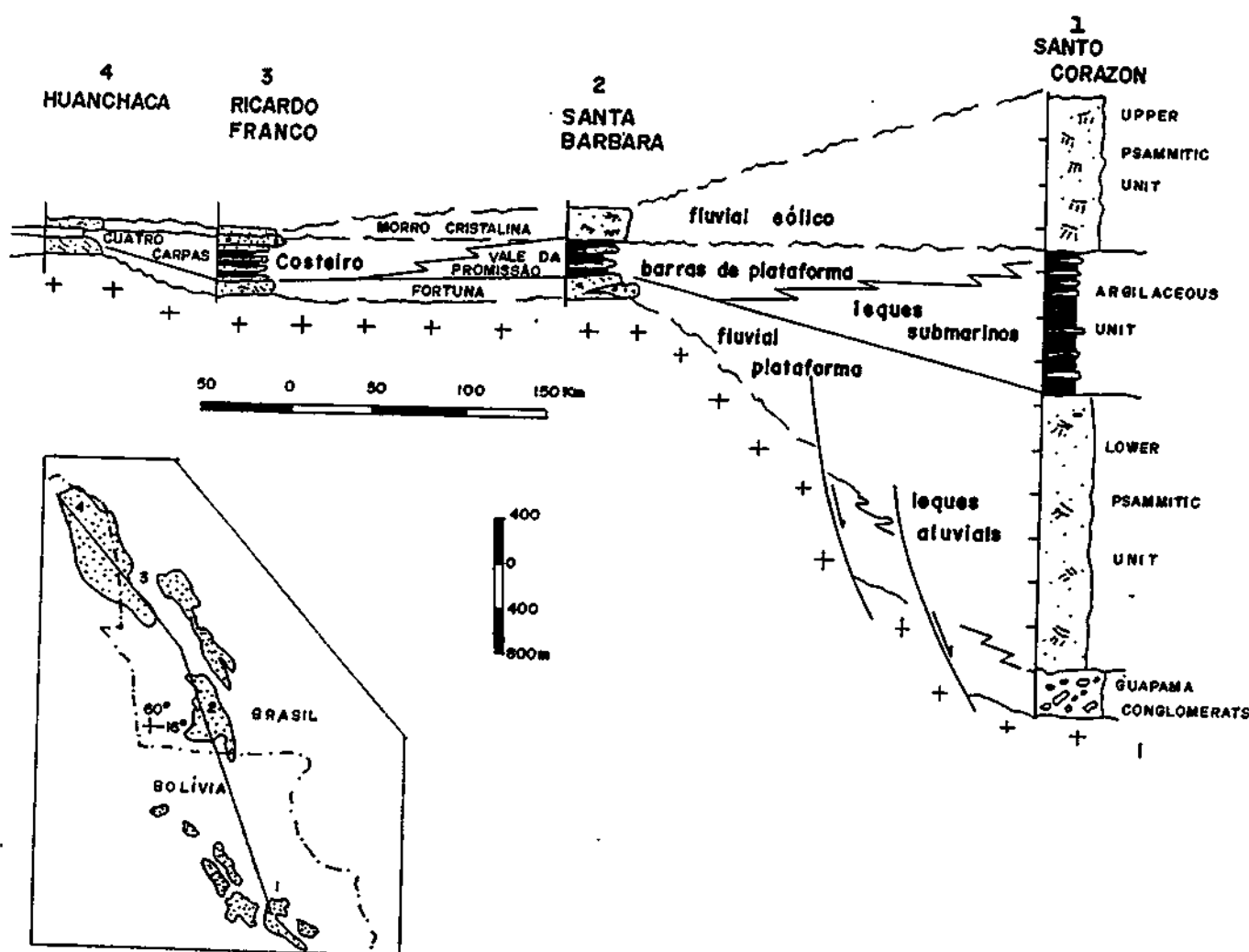


Figura 2 - Seção estratigráfica esquemática do Grupo Aguapeí-Sunsás. Seções colunares, segundo Litherland *et al.* (1986) (1), Litherland & Power (1989) (3 e 4)

Figure 2 - Stratigraphic schematic section of Aguapeí-Sunsás Group. Columnar sections from Litherland *et al.* (1986) (1) and Litherland & Power (1989) (3 and 4)

padrão longitudinal. A unidade superior mostra, contudo, uma notável inversão do sentido das paleocorrentes, podendo desta forma representar uma cobertura continental de caráter molassóide, acumulada em planícies aluviais instaladas após a inversão do paleodreque para NW (Fig. 4).

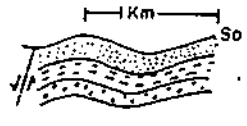
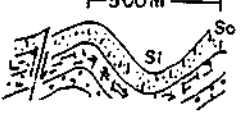
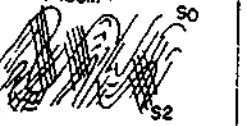
A evolução acima apontada permite considerar a Bacia Aguapei/Sunsás, como uma depressão originada pelo estiramento de crosta continental no interior de uma massa cratônica parcialmente estabilizada (Bacia Cratônica Interior, de Klein 1987, ou Sinéclise Interior Continental, de Kingston *et al.* 1983). A natureza imatura e espessuras anômalas em Santo Corazón indicam a atuação de falhas sin-sedimentares em segmento da bacia sujeito a rifting.

O preenchimento sedimentar mostra um único ciclo deposicional, estando registrados os três estágios preconizados por Kingston *et al.* (1983) para o desenvolvimento de cunhas sedimentares transgressivas-regressivas.

TECTÔNICA E METAMORFISMO O tectonismo a que foram submetidas as Sequências Aguapei (Litherland & Bloomfield 1981), inicia-se com as coberturas horizontalizadas a oeste nas Serras de Huanchaca e Santa Bárbara ocidental e, a leste, nos extensos homoclinais de mergulhos

menores que 10° na região de Rio Branco (Fig. 5, domínio A). Ao longo do flanco oriental da Serra de Ricardo Franco e na porção central da Serra de Santa Bárbara, estabelece-se um domínio de dobras abertas e simétricas (domínio B). Na Serra de São Vicente, este domínio limita-se a E-NE pela Falha do Longa Vida, de caráter normal, que justapõe o mesmo a um segmento tipificado por dobras assimétricas com vergência para NE, no qual impõe-se uma foliação plano-axial (S1) nas litologias pelíticas e, mais raramente, clivagem de crenulação (S2) (domínio C). A deformação atinge sua maior intensidade nas Serras do Pau a Pique, Santo do Aguapei e Santa Rita, com dobras isoclinais invertidas, foliação plano axial ubíqua (S1) e intensa cataclase com estiramento de seixos nos conglomerados. Neste setor, é frequente e bem desenvolvida a clivagem de crenulação (S2), com planos axiais orientados NW e mergulhos ora para SW, ora para NE (domínio D).

As isógrads metamórficas progridem no mesmo sentido, com sequências não-metamórficas no domínio A, passando a anquimetamórficas e atingindo condições da fácies xistos verdes, marcada pela intensa recristalização de muscovita nas Serras do Salto do Aguapei e Santa Rita (domínio D). O metamorfismo dinamo-termal gera texturas lepidoblásticas e

DOMÍNIO ESTRUTURAL	A	B	C	D
GEOMETRIA DA DEFORMAÇÃO				
DESCRIÇÃO	COBERTURAS NÃO DOBRADAS E DOBRAS ABERTAS. CLIVAGEM PLANO AXIAL. AUSENTE.	DOBRAS CILINDRICAS ABERTAS. PLANO AXIAL VERTICAL. EIXOS C/ CAIMENTO DE $10^\circ - 15^\circ$. FOLIAÇÃO PLANO AXIAL. DISCRETA.	DOBRAS ASSIMÉTRICAS APERTADAS CILINDRICAS COM VERGÊNCIA PARA NE. FOLIAÇÃO PLANO AXIAL. FRACAMENTE PENETRATIVA. CREMULAÇÃO RARA. FALHAS INVERSAS.	DOBRAS ISOCLINAIS INVERTIDAS C/ VERGÊNCIA P/ NE. FOLIAÇÃO PLANO AXIAL. FORTEMENTE PENETRATIVA. CREMULAÇÃO FREQUENTE. FALHAS INVERSAS.
ÁREAS DE OCORRÊNCIA	SERRAS DO RONCADOR (1) SANTA BARBARA (2) RICARDO FRANCO (3)	SERRAS DE S. VICENTE (4) SANTA BARBARA (5)	SERRAS DE S. VICENTE (6) CAGADO (7)	SERRA DO SALTO DO AGUAPEI (8) SANTA RITA (9)

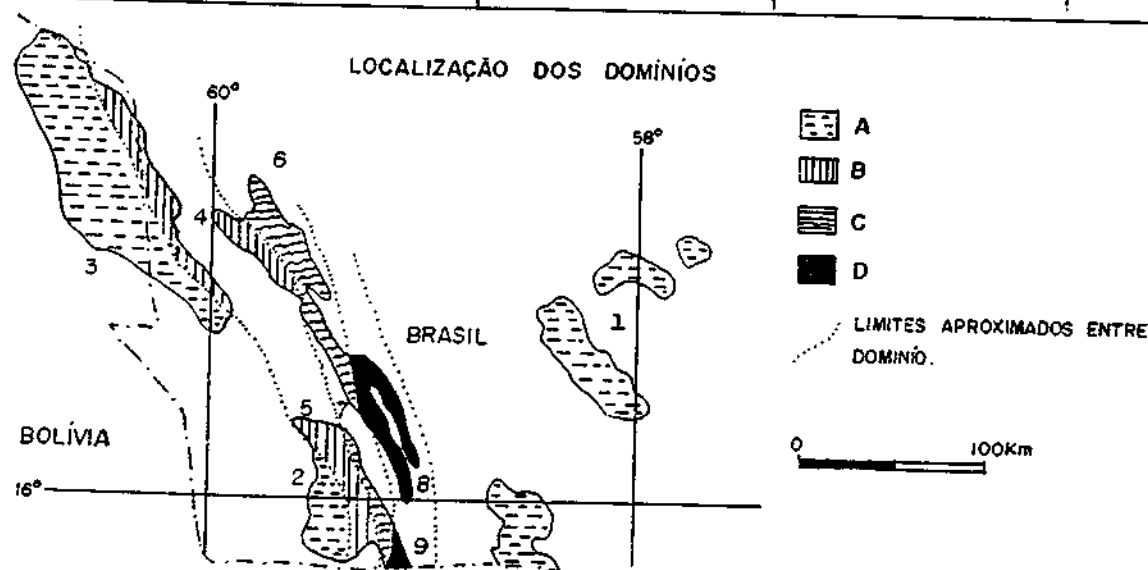


Figura 5 - Compartimentação tectônica do Grupo Aguapei-Huanchaca
Figure 5 - Tectonic compartmentation of Aguapei-Huanchaca Group

flaser, frequentemente associadas a sombras de pressão em porfiroclastos de quartzo.

Digno de nota é, por outro lado, a progressão assimétrica dos gradientes de deformação e metamorfismo, atingindo sua maior intensidade junto ao *front* tectônico Aguapeí e, daí, para E-NE, as seqüências reassumindo o comportamento estrutural de coberturas de plataformas estáveis típicas do domínio A.

A interrelação da intensidade de deformação e metamorfismo com o arcabouço petrotectônico subjacente parece clara à luz da coincidência entre a localização do *front* Aguapeí e, daí, para E-NE, as seqüências reassumindo o comportamento estrutural de coberturas de plataformas estáveis típicas do domínio A.

CONCLUSÕES Os Grupo Aguapeí, no Brasil, e Sunsás/Huanchaca, na Bolívia, constituem coberturas sedimentares essencialmente quartzíticas, acumuladas em bacias intracratônicas sobre um embasamento estabilizado no início do Proterozóico Médio e profundamente erodido ao longo de todo o intervalo terminal desta Era. Variações litológicas laterais para termos arcoseanos denotam a existência de sítios de maior instabilidade tectônica sin-deposicional, notadamente na região de Santo Corazón, na Bolívia.

Os ambiente deposicionais evoluem de fluvial, passando lateralmente a costeiro e marinho raso, sob influência de marés na base da seqüência, a plataforma marinha rasa, com barras arenosas depositadas sob influência de tempestades na porção intermediária. Esta plataforma marinha transiciona, a S-SW, para ambientes marinhos mais profundos, com a deposição de turbiditos em sistemas de leques submarinos em Santo Corazón. A unidade mais alta da seção sedimentar apresenta-se como depósitos de rios *braided* e dunas eólicas.

O preenchimento sedimentar das Bacias Aguapeí/Sunsás acompanhou as direções NW-SE, fortemente impressas no embasamento regional, como demonstram tanto as direções das paleocorrentes, como as tendências isopacas. Uma aparente inversão do paleodeclive para NW é registrada pelas medidas de paleocorrentes obtidas na unidade superior do pacote, podendo tal fato estar determinado pelo caráter molassóide da mesma.

A deformação e o metamorfismo mostram nitida polaridade, com intensidades crescentes no sentido do front tectônico Aguapeí, a qual se reflete da mesma forma na vergência dos dobramentos e sentido de movimento das fa-

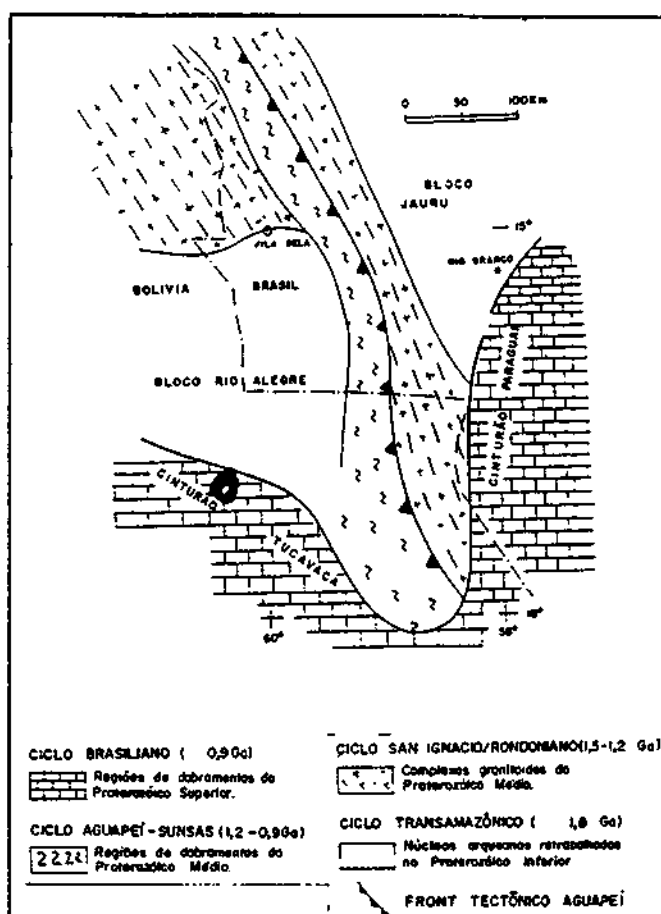


Figura 6 - Unidades geotectônicas, porção meridional do Cráton Amazônico (modificado de Leite 1987)

Figure 6 - Geotectonic units of southern portion of Amazonian Craton (modified from Leite 1987)

lhas inversas. É clara a coincidência entre o *front* Aguapeí e o limite entre um bloco crustal antigo, estabilizado no Ciclo Transamazônico, a oeste (Bloco Rio Alegre), e o complexo granítico batolítico desenvolvido no início do Proterozóico Médio, a leste (Complexo Santa Helena).

Agradecimentos Os autores expressam seus agradecimentos ao PADCT/FINEP e CNPq (Proc. 40.717/83 e 40.3469/89-9), pelo auxílio financeiro, ao sr. Reginaldo Jorge Rodrigues da Silva, pelo trabalhos de datilografia, aos professores Carlos José Souza de Alvarenga e Dharani Sundaram e aos dois relatores anônimos da RBG, pelas críticas e sugestões apresentadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1984. Província Tocantins - setor sudoeste. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. eds. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Blöcher, p. 265-281.
- ALVARENGA, C.J.S. 1980. *Phénomènes Sédimentaires, Structuraux et Circulation de Fluides Développés à la Transition Chaîne-Craton, Exemple de la Chaîne Paragui d'Âge Proterozoïque Supérieur, Mato Grosso, Brésil*. Aix-Marseille. 177 p. (Thèse Doct., Université Aix-Marseille III).
- BARROS, A.M.; SILVA, R.M.; CARDOSO, O.R.F.A.; FREIRE, F.A.; SOUZA, J.J., Jr.; RIVETTI, M.; LUZ, D.S.; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.G. 1982. *Geologia*. In: RADAMBRASIL, *Folha SD-21, Curitiba*. Rio de Janeiro, MME-SG, p. 25-192. (Levantamento de Recursos Naturais 26).
- CARNEIRO, M.A. 1985. *Contribuição à Geologia da Região de São José dos Quatro Marcos - MT*. São Paulo. 156 p. (Dissertação de Mestrado, IGUSP).
- FIGUEIREDO, A.J.A. & OLIVATTI, D. 1974. *Projeto Alto Guaporé*. Goiânia, DNPM/CPRM, v. II. 173 p. (Relatório Final Integrado).
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. 1970. Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 19(1):5-26.
- KINGSTON, D.R.; DISDHROON, C.P.; WILLIAMS, P.A. 1983. Global basin classification system. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 67(12):2175-2193.
- KLEIN, G.V. 1987. Current aspect of basin analysis. *Sediment. Geol.*, 50:95-118.
- LASA - ENGENHARIA E PROSPECÇÕES S/A. 1968. *Levantamento Fotogeológico do Centro-Oeste de Mato Grosso*. Rio de Janeiro, LASA. 77 p. (Relatório 153).
- LEITE, J.A.D.; SAES, G.S.; WESKA, R.K. 1985. A Suite Intrusiva Rio Branco e o Grupo Aguapeí na Serra de Rio Branco, Mato Grosso. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 2. Goiânia, 1985. *Atas...* Goiânia, SBO, p. 247-255.
- LEITE, J.A.D.; SAES, G.S.; RUIZ, A.S. 1986. Seqüências supracrustais do

NOTÍCIAS

EM DESTAQUE	[D]
NOTÍCIAS DO MCT	[D]
TECNOLOGIA E INOVAÇÃO	[D]
ARTIGOS	[D]
OPINIÃO DE EXPERTS	[D]
DEBATES	[D]
PARA LER E SABER	[D]

v Setembro de 2002

Municípios debatem estratégias comuns

Mamirauá inaugura loja em aeroporto de Manaus

Abertas inscrições para bolsas do programa Gemini

Encontro debate contribuição da P&D na agricultura

Manipulação de genes terá código de ética

Secretários defendem a continuidade da política de C&T

Seminário da Fase II tem saldo positivo

Convênio prevê exploração sustentável das potencialidades do Acre

Incubadoras favorecem fortalecimento das empresas

AEB examina lançamentos de foguetes ucranianos

Operação Antártica XX começa em outubro

Sobre a produção científica brasileira

Sardenberg preside última reunião do ano

VI Workshop Internacional ECOLAB

Seminário discutirá projetos da Fase II do subprograma

Estudo identifica deficiências do setor energético no Norte

Aberta chamada de propostas para o ICGEB

Brasil deverá se tornar observador em organismo internacional

Especialistas traçam o futuro do agronegócio no Brasil

OCDE reconhece política brasileira de C&T

Ministro inaugura pólo de inovação em cerâmicas

CBAB recebe, até sexta-feira, propostas de cursos

Governo cria novos incentivos à inovação

02/09/2002 19:18:58

A partir de agora, as empresas privadas que realizarem pesquisa tecnológica para o desenvolvimento de produtos inovadores terão abatimento na hora de calcular o Imposto de Renda Pessoa Jurídica (IRPJ) e a Contribuição Social sobre Lucro Líquido (CSLL).

Os novos instrumentos de incentivo à inovação foram criados por meio da Medida Provisória No. 66, publicada na última quinta-feira (29/08) no Diário Oficial da União.

Incentivos

De acordo com a Medida Provisória, a empresa que fizer investimentos em pesquisa e desenvolvimento (P&D) poderá estes gastos do lucro líquido (na determinação do lucro real) na hora de calcular o Imposto de Renda Pessoa Jurídica. A empresa também poderá abater os valores gastos em P&D da base de cálculo da Contribuição Social sobre o Lucro Líquido (CSLL).

Além disso, a MP cria vantagens para as empresas na hora de calcular as depreciação dos valores gastos com instalações fixas e aquisição de aparelhos, máquinas e equipamentos utilizados em projetos de pesquisa de desenvolvimento.

Dedução em dobro para novos produtos

"Os novos instrumentos criados pelo governo vão além do incentivo ao investimento em inovação tecnológica, pois premiam as empresas que conseguirem desenvolver produtos inovadores", disse o secretário-executivo do MCT, Carlos Américo Pacheco, ao destacar o artigo 43, que prevê benefícios ainda maiores para as empresas que chegarem a patentear novos produtos.

Neste caso, a dedução dos investimentos será dobrada. Isto quer dizer que, além dos abatimentos já previstos, as empresas que investirem em P&D e chegarem à criação de um produto novo que venha a ser patenteado, poderão deduzir uma segunda vez os gastos da determinação de lucro real junto ao Imposto de Renda, ou seja: terão dedução em dobro.

Para isso, no entanto, a patente terá de ser depositada no Instituto Nacional de Propriedade Intelectual (INPI) ou nas outras três entidades de exame reconhecidas no Brasil - a European Patent Office, a Japan Patent Office e a United States Patent and Trade Mark Office.

As deduções de que trata a MP só poderão ser aplicadas nos casos de pagamentos feitos a empresas ou pessoas físicas residentes e domiciliadas no Brasil, o que reforça o desenvolvimento tecnológico interno.

2002, o ano da inovação do Brasil

O Ministro Ronaldo Sardenberg, que participou da Rio + 10, em Joanesburgo, na África do Sul, disse que a MP 66 soma-se às iniciativas do Ministério da Ciência e Tecnologia, como o Projeto de Lei da Inovação e os Fundos Setoriais, para incentivar o desenvolvimento tecnológico do País. "O sistema de C&T transformou-se em forte aliado do setor privado na busca para a criação de um ambiente favorável à promoção de maior densidade tecnológica, agregação de valor, pesquisa e inovação no Brasil", afirmou Sardenberg.

Leia a Integra dos Artigos 42 a 45 da Medida Provisória 66, que tratam dos incentivos à inovação tecnológica:

Revista Nature cita Brasil como destaque na produção científica mundial

Conselho Superior se reúne nesta quarta

Material nuclear de origem brasileira não foi contrabandeado para o Iraque

Sardenberg inaugura Centro de Inovação em Cerâmica

Sardenberg ressalta capacidade do IPEN

Sardenberg: MP 66 trará novos avanços em C&T

Sardenberg defende novos modelos cooperativos

Em debate o abastecimento de energia no Norte

Erramos

Jornal O Estado de São Paulo defende Acordo de Salvaguardas Brasil/EUA

Fapesp lança livro sobre os 50 anos do CNPq

Sardenberg prestigia os 46 anos do IPEN

Sardenberg abre Fórum Internacional sobre sociedade do conhecimento

Pesquisadores da Marinha e do CGEE discutem parceria

Trajetória de gastos com C&T tem crescimento

Rede estuda novas ações para controle da tuberculose

Presidente da AEB é condecorado por serviços prestados à C&T

Brasileiros e alemães traçam estratégias e parcerias para a inovação

Teia de aranha pode ser matéria prima para indústria

FHC libera R\$ 60 milhões para o setor

CT-Info lança convite e edital

Para Sardenberg, relação Brasil/Alemanha marca nova etapa da ordem mundial

Cientistas que irão à

MEDIDA PROVISÓRIA No 66, DE 29 DE AGOSTO 2002

Dispõe sobre a não cumulatividade na cobrança da contribuição para os Programas de Integração Social (PIS) e de Formação do Patrimônio do Servidor Público (Pasep), nos casos que especifica; sobre os procedimentos para desconsideração de atos ou negócios jurídicos, para fins tributários; sobre o pagamento e o parcelamento de débitos tributários federais, a compensação de créditos fiscais, a declaração de inaptidão de inscrição de pessoas jurídicas, a legislação aduaneira, e dá outras providências.

O PRESIDENTE DA REPÚBLICA, no uso da atribuição que lhe confere o art. 62 da Constituição, adota a seguinte Medida Provisória, com força de lei:

Art. 42. As pessoas jurídicas poderão deduzir do lucro líquido, na determinação do lucro real e da base de cálculo da CSLL, as despesas operacionais relativas aos gastos realizados com tecnologia e desenvolvimento de inovação tecnológica de produtos.

§ 1º Considera-se inovação tecnológica a concepção de novo produto ou processo de fabricação, bem assim a agregação de novas funcionalidades ou características ao produto ou processo que implique efetivo ganho de qualidade ou produtividade, resultando maior competitividade no mercado.

§ 2º Os valores relativos aos gastos incorridos em instalações fixas e na aquisição de aparelhos, máquinas e equipamentos, destinados à utilização em projetos de pesquisa e desenvolvimentos tecnológicos, ensaios de conformidade, certificações e registros sanitários e de patentes, poderão ser depreciados na forma da legislação vigente, podendo o saldo não depreciado ser excluído na determinação do lucro real, no período de apuração em que concluída sua utilização.

§ 3º O valor do saldo excluído na forma do § 2º deverá ser controlado na parte B do Livro de Apuração do Lucro Real (Lalur) e será adicionado, na determinação do lucro real, em cada período de apuração posterior, pelo valor da depreciação normal que venha a ser contabilizada como despesa operacional.

§ 4º Para fins da dedução, os gastos deverão ser controlados contabilmente em contas específicas, individualizadas por projeto realizado.

Art. 43. Sem prejuízo do disposto no art. 42, a pessoa jurídica poderá, ainda, excluir, na determinação do lucro real, valor equivalente a cem por cento do gasto total de cada projeto que venha a ser transformado em depósito de patente, devidamente registrado no Instituto Nacional de Propriedade Industrial (INPI), e, em pelo menos uma das seguintes entidades de exame reconhecidas pelo Patent Cooperation Treaty (PCT):

- I – European Patent Office;
- II – Japan Patent Office; ou
- III – United States Patent and Trade Mark Office.

§ 1º O valor que servirá de base para a exclusão deverá ser controlado na parte B do Lalur, por projeto, até que sejam satisfeitas as exigências previstas nesta Medida Provisória, quando poderão ser excluídos na determinação do lucro real na forma prevista neste artigo.

§ 2º Os valores registrados na forma do parágrafo anterior deverão, a qualquer tempo, ser comprovados por documentação idônea, que deverá estar à disposição da fiscalização da Secretaria da Receita Federal.

Art. 44. Para gozo do benefício fiscal previsto no art. 43, os projetos de desenvolvimento de inovação tecnológica deverão ser submetidos à análise e aprovação de órgão vinculado à Administração Pública Federal, que detenha conhecimentos específicos para validar a adequação dos gastos efetuados, observadas regras fixadas em regulamento.

Art. 45. Os gastos a que se refere o art. 43 somente poderão ser deduzidos se pagos a pessoas físicas ou jurídicas residentes e domiciliadas no País.

Hylda Gevalcenti

Antártica concluem
treinamento

Sardenberg preside
debate Internacional
sobre revolução
tecnológica

Propostas de pesquisa
serão recebidas até
15/10

Centro recebe
pesquisadores da
Marinha

Brasil e Alemanha
discutem parcerias
para a Inovação

Será amanhã a entrega
do Prêmio Finep de
Inovação - Região
Norte

Workshop discute
cooperação entre
instituições

Divulgado resultado do
Prêmio Jovem
Cientista

Empresários recebem
com entusiasmo novos
instrumento de apoio à
inovação

CT-Hidro lança mais
dols editais

Sai hoje resultado do
Prêmio Jovem
Cientista

Novos Incentivos vão
permitir às empresas
deduzir até 30% em
impostos

Museu expõe
maravilhas mecânicas
de Leonardo da Vinci

MCT e CGEE
implementam contrato
de gestão

Programa *Escola do
Espaço* amplia
interatividade com
alunos

MCT detalha novos
incentivos à inovação

Em Maputo,
Sardenberg sela nova
fase da cooperação
Brasil-Moçambique

Instituto publicou 215
trabalhos no primeiro
semestre

Simpósio discute
segurança alimentar de
OGMs

Missão Delta já rendeu
resultados concretos

Pesquisa sobre
cimento promete
reduzir poluição

MCT promove encontro
para explicar novos
incentivos à inovação

Missão Delta se reúne

em Curitiba e Rio de Janeiro

Missão do Programa Delta está hoje em São Paulo

Proposta orçamentária 2003 fortalece C&T

Criado programa de fixação de recursos humanos

CT-Hidro seleciona projetos de uso racional da água

Brasil busca autonomia no monitoramento do tempo

Moçambique receberá informações de satélites brasileiros

Especialistas discutem prospecção de energia no NE

Brasil e Alemanha criam grupo de trabalho para analisar cooperação na produção de carro a álcool

Governo cria novos Incentivos à Inovação

FHC quer parceria da França em pesquisa sobre biodiversidade

Recife abre articulação do Programa Delta

Começa hoje missão do Programa Delta

Instituto participa da Rio Oil & Gas

► Agosto de 2002

► Julho de 2002

► Junho de 2002

► Maio de 2002

► Abril de 2002

► Março de 2002

► Fevereiro de 2002

► Janeiro de 2002

► Dezembro de 2001

► Novembro de 2001

► Outubro de 2001

► Setembro de 2001

► Agosto de 2001

► Julho de 2001

► Junho de 2001

► Maio de 2001

► Abril de 2001

► Março de 2001

► Fevereiro de 2001

► Janeiro de 2001

► Dezembro de 2000

- Novembro de 2000
- Outubro de 2000
- Setembro de 2000
- Agosto de 2000
- Julho de 2000
- Junho de 2000
- Maio de 2000
- Abril de 2000
- Março de 2000
- Fevereiro de 2000
- Janeiro de 2000
- Dezembro de 1999
- Novembro de 1999
- Outubro de 1999
- Setembro de 1999
- Agosto de 1999

342

outras denominações tais como Serrinha (Derby, 1878), arenito branco de Faxina (Campos, 1889) e arenito da Chapada (Evans, 1894).

A formação Furnas, unidade basal do grupo Paraná, segundo Schneider et alii (1974), consiste de arenitos esbranquiçados, localmente arroxeados, médios a grosseiros, friáveis em superfície, regularmente selecionados, grãos angulares a subangulares, quartzosos e com matriz cáulinica. Secundariamente, desenvolvem-se intervalos de pequena espessura de arenitos conglomeráticos, arenitos finos e siltitos argilosos, sendo estes últimos freqüentemente micáceos. Os arenitos conglomeráticos são mais freqüentes na parte inferior da formação e as partículas constituem-se principalmente de seixos e grânulos de material quartzoso. Mantém praticamente as características litológicas uniformes em toda a bacia, com exceção da área centro-leste de Mato Grosso onde os arenitos são mais finos e argilosos.

Estratificação cruzada acanalada é a estrutura sedimentar predominante na formação, contendo, às vezes, depósitos residuais com seixos de argila. Além desta, encontram-se intervalos com estratificação cruzada plana e plano-paralela.

Com espessura nunca superior a 200 m em superfície, a formação Furnas distribui-se tanto na borda leste da bacia, abrangendo os estados do Paraná e São Paulo, como também na borda noroeste, compreendendo os estados de Mato Grosso, Goiás e Mato Grosso do Sul. Em subsuperfície, a espessura máxima constatada foi de 343 m, em Três Lagoas, MS.

Assentando discordantemente sobre rochas ígneas e metamórficas do embasamento, a formação Furnas está, localmente, em contato com delgadas seqüências de rochas de baixo grau de metamorfismo, constituindo os últimos vestígios de uma cobertura de plataforma bastante erodida pela discordância pré-Furnas.

O contato superior desta formação com a formação Ponta Grossa é considerada concordante por alguns autores e discordante por outros. Discordantemente, a formação Furnas ocorre também em contato com a formação Itararé, com a formação Botucatu (oeste da chapada dos Guimarães, MT) e com a formação Bauru (sul de Rondonópolis, MT).

Existem controvérsias quanto ao ambiente de sedimentação da formação Furnas. Almeida (1954), Sanford & Lange (1960), Bigarella et alii (1966), Lange & Petri (1967) e Bigarella & Salamuni (1967) sugerem condições marinhas de deposição. A origem continental fluvial é sugerida por Ludwig & Ramos (1965) e Schneider et alii (1974).

O único registro paleontológico encontrado na formação é o paleoichnograma *Rouaultia turnai*, sem valor para a determinação de idade. Pode-se afirmar, apenas, que a formação Furnas é anterior ao Devoniano Inferior (Emsiano), idade da deposição da parte inferior da formação Ponta Grossa.

DEVONIANO

Formação Ponta Grossa (Dpg)

O nome Ponta Grossa foi utilizado pela primeira vez, por Oliveira (1912), para designar os folhelhos aflorantes nos arredores da cidade homônima, PR. Esta denominação teve aceitação generalizada, existindo, no entanto, alguns autores que a utilizaram para designar apenas parte da seção presentemente considerada como formação Ponta Grossa (Schneider et alii, 1974).

Certos intervalos receberam nomes locais, segundo Oliveira (1912), Maack (1947), Lange & Petri (1967). Considerando as dificuldades existentes no reconhecimento e na distinção dos nomes propostos pelos autores acima mencionados, Schneider et alii (1974) mantêm a formação Ponta Grossa

como indivisa, constituindo a unidade superior do grupo Paraná.

A formação Ponta Grossa consiste de folhelhos, folhelhos siltíticos e siltitos cinza-escuro e pretos, localmente carbonosos, fossilíferos, micáceos, com intercalações de arenitos cinza-claro, finos e muito finos, grãos angulares e subangulares, argilosos, micáceos, fossilíferos, localmente formando bancos de até 5 m de espessura. Quando alterada, a formação apresenta cores variadas, predominando as colorações amarelo, arroxeadas e castanho.

Na borda noroeste da bacia do Paraná, os arenitos aparecem, geralmente, em finas camadas bem individualizadas dentro da seção argilosa. Próximo à cidade de Ponta Grossa, PR, ocorrem níveis conglomeráticos, intercalados em folhelhos e siltitos, com seixos de quartzo e quartzito, alcançando espessura de até 5 m. No centro-leste de Mato Grosso ocorrem, localmente, bancos ferruginosos constituídos de pseudo-óólitos de hematita.

A estrutura sedimentar predominante é a laminação plano-paralela. Em certos intervalos, ocorre estratificação cruzada de pequeno porte, localmente acanalada, laminação cruzada, laminação *flaser*, marcas de ondas, bioturbação e estruturas de escorregamento.

A formação Ponta Grossa tem distribuição semelhante a da formação Furnas. Sua espessura, no estado do Paraná, é de aproximadamente 200 metros, enquanto que nos estados de Mato Grosso, Goiás, e Mato Grosso do Sul, varia entre 200 a 300 m.

Em toda a bacia do Paraná, a formação Ponta Grossa assenta sobre a formação Furnas. Este contato é considerado, pela maioria dos autores, como concordante e mesmo interdigitado (Lange, 1967; Lange & Petri, 1967). Entretanto, uma discordância entre estas formações é admitida por Ruefli (1965) e Ludwig & Ramos (1965). O contato superior com a formação Itararé, com a formação Aquidauana, com a formação Botucatu e com a formação Bauru é marcado por discordância erosiva (Schneider et alii, 1974).

O conteúdo fossilífero da formação Ponta Grossa — trilóbitas e braquilópodos — confirma condições marinhas de deposição. Ludwig & Ramos (1965), estudando as estruturas sedimentares, indicam ambiente infranerítico para a parte inferior, ambiente de águas relativamente mais profundas para a parte média e infranerítico regressivo para a parte superior da formação. As características litológicas associadas as estruturas sedimentares levaram Schneider et alii (1974) a admitir que a maior parte dos sedimentos desta formação foram depositados em ambiente de águas rasas, sob influência de marés, enquanto que outra parte parece ter-se depositado em águas mais calmas (registrado em subsuperfície no baixo de Apucarana).

O estudo dos microfósseis realizado por Lange & Petri (1967), quitinozóários e acritarcas por Lange (1967) e palinómorfos por Daemon et alii (1967) indicam que a deposição da formação Ponta Grossa estende-se desde o Emsiano (Devoniano Inferior) até o Frasniano (Devoniano Superior).

CARBONÍFERO-PERMIANO

Formação Aquidauana (CPa)

A denominação dada a essa unidade deve-se a Lisboa (1909), ao realizar estudos ao longo da Estrada de Ferro Noroeste do Brasil, no estado de Mato Grosso do Sul. Almeida (1948, 1954) redescreveu a formação Aquidauana como sendo um pacote de arenitos bem classificados, com cimento ferruginoso, siltitos, folhelhos vermelhos, conglomerados e níveis de tilito. Ocorre na borda ocidental da bacia do Paraná, em Mato Grosso, Goiás e Mato Grosso do Sul.

Apesar de sua grande espessura (799 e 1 165 m, nas perfurações de Alto Graças, MT, e Jataí, GO, respectivamente), não foi possível a divisão em unidades litológicas, devido à grande variação faciológica, tanto vertical, como horizontal (Schobbenhaus Filho et alii, 1975a).

O intervalo Estefaniano-Sakmariano para a formação Aquidauana foi estabelecido por Daemon & Quadros (1970), baseados em microfósseis, encontrados nas proximidades de Tesouro, MT (Schobbenhaus Filho et alii, 1975a; Campos & Campos, 1975).

Formação Itararé (CPI)

O nome Itararé é introduzido na classificação estratigráfica da bacia do Paraná por Oliveira (1916), conforme a transcrição a seguir: "... pelo destacamento da série de Tubarão das camadas de origem glacial em uma série distinta para qual propomos a designação de "Itararé" visto ser imprópria para o seu conjunto a de "Orleans" aplicada a um dos menos característicos dos seus membros."

Esta formação tem como *area-tipo* a bacia do rio Itararé, do qual seu nome deriva, onde se apresentam todas as variedades de camadas que entram em sua constituição (Oliveira, 1916).

Gordon Jr. (1947) e Maack (1947) utilizaram o nome Itararé na categoria de grupo. Barbosa & Almolda (1949), no estado de São Paulo, dividiram o grupo Itararé em 4 formações: Itu, Capivari, Gramadinho e Tietê. Almeida & Barbosa (1953) propõem redução da subdivisão para apenas duas formações: Gramadinho e Tietê. Ainda no estado de São Paulo, Barbosa & Gomes (1958) propõem as denominações Itu, Elias Fausto, Capivari e Gramadinho, para definir aspectos litológicos dentro do grupo Itararé. No Rio Grande do Sul, Delaney & Goñi (1963) utilizaram para o grupo Itararé as denominações Suspiro e Budó. Em Santa Catarina e no Paraná, Lange (1954a) dividiu o Itararé nas formações Palmeiras (inferior) e Teixeira Soares (superior). A revisão estratigráfica da bacia do Paraná, realizada por Schneider et alii (1974), dividiu o grupo Itararé, no Paraná e em Santa Catarina, nas formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul. Em Goiás e Mato Grosso, o grupo estaria representado apenas pela formação Aquidauana, contemporânea ou mesmo contínua com a formação Campo do Tenente. Para São Paulo a unidade foi mantida indivisa. Aqui, consideramos, por sua individualidade dentro do supergrupo Tubarão, a unidade Itararé sob a terminologia de formação. A formação Aquidauana é tratada como uma unidade à parte da formação Itararé.

A formação Itararé apresenta grande diversidade litológica, predominando, no entanto, os clásticos grossos que ocorrem em toda a seção. As variações laterais de fácies são uma das características mais marcantes desse pacote sedimentar. Diamictitos passam lateralmente para folhelhos várvidos, ritmitos e arenitos (Northfleet et alii, 1969).

Em São Paulo, a sequência é constituída de sedimentos arenosos com diamictitos caracterizados pela cor vermelho-tijolo. Os arenitos mostram granulometria desde grossa a muito fina, com abundante matriz argilosa, com estratificação cruzada planar, de pequeno e médio porte. Os diamictitos contêm seixos e matacões, os quais diminuem em direção ao topo, passando para lamitos arenosos e siltico-argilosos. Segundo Andrade & Soares (1971), esta sequência começa a ocorrer a partir do rio Mojiguaçu, em direção ao norte. Ao sul do rio Piracicaba desaparecem as características vermelhas da sequência e dominam os clásticos grosseiros, arenitos, conglomerados e diamictitos, com desenvolvimento subordinado de siltitos. Normalmente, apresentam estratificação plano-paralela e cruzada do tipo planar e acanalada.

No Paraná e em Santa Catarina, a sequência inferior da formação Itararé (membro Campo do Tenente) é caracterizada por argilitos castanho-vermelhos, apresentando laminação plano-paralela. Secundariamente, ocorrem ritmitos e diamictitos intercalados nos argilitos. Muito localmente, ocorrem arenitos finos, com estratificação plano-paralela e acanalada. A sequência média (membro Mafra) caracteriza-se pela predominância de arenitos de granulação variada, com estratificação cruzada acanalada e estrutura de corte e preenchimento. Secundariamente, encontram-se diamictitos com estruturas de convolução, conglomerados, ritmitos e argilitos. A sequência superior (membro Rio do Sul) caracteriza-se por folhelhos e argilitos cinza-escuro, com aspecto várvido. Estes sedimentos argilosos apresentam laminação plano-paralela, rítmica (várvida) e estrutura do tipo *cone-in-cone*. Secundariamente, há o desenvolvimento de arenitos e diamictitos com estruturas de escorregamento.

O contato inferior da formação Itararé é discordante sobre rochas do grupo Paraná e do embasamento. O contato superior com as formações do grupo Guatá, formações Botucatu, Serra Geral e Bauru é igualmente marcado por discordância.

Na definição de Schneider et alii (1974), a formação Itararé, caracterizada, principalmente, por diamictitos, reflete influências glaciais nos seus diferentes ambientes deposicionais. Segundo a maioria dos autores, na sequência inferior do grupo, em São Paulo, predominou uma sedimentação continental, não havendo o que parece um contribuição marinha. De acordo com Soares et alii (1973), depósitos fluviais são os mais comuns da base ao topo da unidade. Alguns denunciam condições torrenciais de deposição, outros correspondem a deposição de rios meandantes. Os diamictitos podem representar o retrabalhamento de depósitos glaciais. A coloração vermelha desses sedimentos parece refletir condições fortemente oxidantes do processo sedimentar a que o material foi submetido.

No Paraná e em Santa Catarina, Tommasi & Roncarati (1970) atribuem influência glacial mais direta na sequência inferior da formação Itararé, baseando-se na associação de diamictitos, partículas e pavimentos estrados. Aí, a porção essencialmente argilosa é atribuída uma origem lacustre, em ambiente oxidante.

Para a sequência média Schneider et alii (1974) sugerem, baseando-se na presença de braquiópodos e moluscos (pelecipodos), condições ambientais marinhas, associadas a influências glaciais, principalmente como agente fornecedor de material (diamictitos).

A sequência superior representa depósitos essencialmente marinhos.

Daemon & Quadros (1969), estudando os palinóforos da formação Itararé, recuperados dos diamictitos, atribuem idade que se estende desde o Estefaniano (Carbonífero Superior), passando pelo Sakmariano e pelo Artinskiano até o Kunguriano, todos do Permiano Inferior.

PERMIANO

Grupo Guatá (Pg)

A denominação grupo Guatá foi proposta por Gordon Jr. (1947) para designar os siltitos e arenitos aflorantes nas proximidades da vila homônima em Santa Catarina, compreendendo, como formações, as camadas Rio Bonito e Palermo de White (1908).

Em São Paulo, o grupo Guatá corresponde à formação Tatuí (Washburne, 1930; Soares, 1972; Landim & Fulfaro, 1972; Soares & Landim, 1974).

A seção inferior do grupo Guatá, denominada formação Rio Bonito, é constituída, na porção basal (membro Triunfo), de arenitos esbranquiçados, finos a médios, localmente grossos, argilosos, micáceos, regularmente selecionados. Secundariamente, ocorrem arenitos muito finos, siltitos, argilitos, folhelhos carbonosos, leitos de carvão e conglomerados. A porção média (membro Paraguaçu), é representada por siltitos e folhelhos cinza-médio a esverdeados, com níveis de carbonatos argilosos, geralmente silicificados, em superfície. Subordinadamente, ocorrem camadas de arenitos muito finos e fossilíferos. A porção superior (membro Siderópolis) constitui-se, principalmente, de camadas delgadas de arenitos finos a muito finos, cinza-escuro, intercalados com leitos de argilito e folhelhos carbonosos, desenvolvendo localmente, leitos de carvão.

Litologicamente, a seção superior do grupo Guatá — formação Palermo —, é constituída de siltitos e siltitos arenosos de cores cinza, em subsuperfície, e amarelo-esverdeado em superfície, por alteração. Em toda a bacia, esta seção apresenta-se homogênea, com exceção da área do arco de Ponta Grossa, onde se desenvolvem, em sua parte superior, arenitos muito finos e na de São Paulo, onde aparecem arenitos e conglomerados intercalados na sequência de siltitos.

A estratificação cruzada de médio a pequeno porte, planar e acanalada e laminação ondulada e paralela são encontradas predominantemente nos corpos arenosos. Depósitos residuais de canais com seixos de argila também são frequentes na base da sequência. Em diversos locais, ocorrem camadas de arenito muito fino, bioturbado, com furos anelares, verticais e bem desenvolvidos. Localmente, ocorrem horizontes com estrutura estromatolítica, produzida por organismos algáceos.

Na seção mais superior do grupo Guatá, os sedimentos encontram-se intensamente bioturbados, resultando na quase completa destruição das estruturas sedimentares originais, estando preservadas, apenas, laminações cruzadas de muito pequeno porte.

As maiores espessuras da formação Rio Bonito são encontradas próximo à atual faixa de afloramentos em Santa Catarina e sul do Paraná. A espessura máxima constatada foi de 269 m, no poço de Barra Nova, SC. Em superfície, esta formação distribui-se desde o Rio Grande do Sul até o nordeste de São Paulo, com espessura em torno de 100 m.

A espessura da formação Palermo, em superfície, é da ordem de 90 m em Santa Catarina e Paraná. Em São Paulo, Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, apresenta espessuras inferiores a 50 m, enquanto que, na área de São Gabriel, RS, este intervalo atinge espessura da ordem de 150 m. A maior espessura constatada, em subsuperfície, foi 281 m, no poço de Alegrete, RS.

O contato inferior do grupo Guatá é concordante com rochas da formação Itararé, ocorrendo localmente diastemas erosionais, e discordante com rochas do embasamento. O contato superior com a formação Irati é concordante, exceção feita à situação registrada em São Paulo, onde diversos autores (Barbosa & Almeida, 1949; Barbosa & Gomes, 1958), descreveram relações discordantes entre estas duas unidades estratigráficas.

As características litológicas e sedimentares da formação Rio Bonito sugerem, inicialmente, um ambiente flúvio-deltaico para sua sedimentação. A seguir, estes depósitos foram recobertos por sedimentos marinhos transgressivos. Progradando a sequência marinha acumularam-se sedimentos litorâneos.

A grande extensão de sedimentos da formação Palermo, associada às características litológicas e sedimentares relativamente uniformes, indicam que, neste tempo, a área atual da bacia foi recoberta por uma transgressão marinha, transformando-se em uma extensa plataforma rasa, cuja deposição deu-se abaixo do nível de ação das ondas (intensa bioturbação).

O conteúdo fossilífero da formação Rio Bonito, caracterizado pela abundância de restos vegetais, palinófitos e alguns restos de animais, levou Daemon & Quadros (1969) a estabelecer os andares Kunguriano e Kazaniano (Permiano Inferior e Superior), para este intervalo.

A presença de lamelibrânquios — *Guiratingia mendesi* (Petri & Fulfaro, 1966) —, e troncos silicificados — *Dadoxylon* sp. — e de palinófitos levaram Daemon & Quadros (1969) a atribuir idade também permiana inferior a superior (Kunguriano-Kazaniano) para a seção superior do grupo Guatá.

Grupo Passa Dois (Ppd)

O nome Passa Dois foi introduzido na coluna estratigráfica da bacia do Paraná por White (1906; 1908), para designar o intervalo estratigráfico representado pelo folhelho Irati, folhelho Estrada Nova e o calcário Rocinha. Oliveira (1912, 1916, 1917) adotou o mesmo conceito de White (1908). A seguir, a denominação Passa Dois sofreu diversas modificações em seus limites estratigráficos, tendo sido usada por diversos autores sempre na categoria de série, abrangendo, entretanto, diferentes terminologias, tais como: grupo Irati, Estrada Nova Inferior e Estrada Nova Superior (Du Toit, 1927); folhelho Irati e formação Corumbataí (Washburne, 1930); grupo Irati, grupo Estrada Nova e camada de Teresina (Moras Rego, 1930); grupo Irati e grupo Estrada Nova (Carvalho, 1932); grupo Irati, Estrada Nova Inferior, Estrada Nova Superior com as camadas Teresina, Rocinha e Serrinha (Oppenheim, 1934); andar Irati e andar Estrada Nova (Rocha & Scorza, 1940); grupo Irati, grupo Estrada Nova (camadas Serra Alta, Teresina e Serrinha), formação Esperança e formação Poço Preto (Maack, 1947); folhelho Irati, formação Estrada Nova (membros Serra Alta e Teresina) e formação Rio do Rasto (membros Serrinha e Morro Pelado) (Gordon Jr., 1947); formação Irati e formação Corumbataí (Mendes, 1952); grupo Estrada Nova (folhelhos Irati, camadas Serra Alta e camadas Teresina) e grupo Rio do Rasto (camadas Serrinha e Esperança) (Lange, 1954b); grupo Estrada Nova (folhelhos Irati, camadas Serra Alta e camadas Teresina) e grupo Rio do Rasto (camadas Serrinha, Esperança e Poço Preto) (Beurlen, 1953); Irati e Estrada Nova (Almeida & Barbosa, 1953; Almeida, 1954); formação Irati, formação Estrada Nova (membro Serra Alta) e formação Rio do Rasto (membros inferior e superior) (Putzer, 1955); formação Irati, formação Estrada Nova (membros Serra Alta e Teresina) (Barbosa & Gomes, 1958); grupo Estrada Nova (formações Irati, Serra Alta e Teresina) e o grupo Rio do Rasto (formações Serrinha e Morro Pelado) (Sanford & Lange, 1960; Loczy, 1964).

Mendes (1967) usou o nome na categoria de grupo, dividindo este intervalo nas formações Irati, Estrada Nova (fácies Serra Alta, Paranapanema, Teresinha e Serrinha) e Rio do Rasto, determinando como limite estratigráfico o intervalo de White (1908), abrangido pela série Passa Dois e as camadas vermelhas Rio do Rasto. Gordon Jr. (1947) já havia incluído na sua série Passa Dois os sedimentos variegados da atual formação Rio do Rasto.

A seguir, os demais trabalhos sobre a estratigrafia da bacia mantiveram este critério para o nome Passa Dois (Northfleet et alii, 1969; Figueiredo Filho, 1972).

O mais recente trabalho de revisão estratigráfica da bacia do Paraná, realizado por Schneider et alii (1974), mantém para o grupo Passa Dois o mesmo limite estratigráfico estabelecido por Mendes (1967), porém propõe a divisão nas formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, para o Paraná, Santa Catarina e o Rio Grande do Sul. Assim sendo, observa-se que o intervalo estratigráfico representado pela formação Estrada Nova, de Mendes (1967), foi dividido nas formações Serra Alta, Teresina e o membro Serrinha da formação Rio do Rasto. Para os estados de São Paulo, Goiás e Mato Grosso, esta unidade corresponde às formações Irati e Corumbataí.

Entretanto, devido à ausência de mapeamento sistemático do grupo Passa Dois, segundo Schneider et alii (1974), será

mantida a divisão nas formações Irati, Estrada Nova e Rio do Rasto.

O grupo Passa Dois é representado, na porção sul da bacia do Paraná, distribuído em toda a borda leste, pelas formações Irati, Estrada Nova e Rio do Rasto. Nos estados de São Paulo, Goiás e Mato Grosso, pelas formações Irati e Corumbataí. Na borda oeste, esta unidade de ocorrência muito restrita, é mantida como indivisa.

Formação Irati — O nome Irati foi utilizado pela primeira vez por White (1906, 1908) para denominar a espessa sequência de folhelhos pretos, largamente distribuídos na bacia do Paraná, cuja seção-tipo aflora em um corte de estrada, cerca de 3 km a sul da estação ferroviária de Irati, PR, onde ocorre grande quantidade de restos do réptil fóssil *Mesosaurus brasiliensis*. Deve-se a Mendes (1952) o emprego do nome Irati na categoria de formação. Barbosa & Gomes (1958) propuseram uma divisão da unidade nos membros Taquaral (inferior) e Assistência (superior), cuja divisão é adotada por Schneider et alii (1974).

A porção inferior da formação Irati (membro Taquaral) consiste, predominantemente, de uma sequência de siltitos e folhelhos cinza-escuro a cinza-médio, ocorrendo, por vezes, na base, um nível conglomerático com seixos de quartzo e sílex. Laminação paralela é a estrutura sedimentar mais frequente.

A porção superior (membro Assistência) constitui-se, litologicamente, de uma alternância rítmica de folhelhos pretos pirobetuminosos e calcários creme a cinza-escuro, dolomíticos. Estes calcários apresentam-se, às vezes, bastante silicificados, sendo comum a ocorrência de nódulos de sílex. Frequentemente ocorre na base deste membro um banco calcário dolomítico com 2 a 3 m de espessura. Laminações plano-paralelas são abundantes.

A espessura da formação Irati, em superfície, no flanco leste da bacia, é da ordem de 40 m, sendo mais reduzida em Mato Grosso, Goiás e em áreas localizadas no Rio Grande do Sul. A espessura máxima constatada, em subsuperfície, foi de 71 m, no poço 2-IT-1-RS (Schneider et alii, 1974).

O membro Taquaral ocorre em toda a bacia. Em São Paulo, apresenta espessura da ordem de 10 m, enquanto que no Paraná e Santa Catarina os valores estão em torno de 20 m. A espessura média do membro Assistência é da ordem de 30 m.

Os contatos da formação Irati, inferior e superior, são concordantes.

Segundo Schneider et alii (1974), as características litológicas e sedimentares da formação Irati indicam, para o membro Taquaral, deposição em ambiente marinho de águas calmas, abaixo do nível de ação das ondas. Para o membro Assistência, um ambiente marinho raso, sob condições de restrição da bacia, que possibilitaram a deposição dos folhelhos pirobetuminosos e calcários, desenvolvidos, preferencialmente, em áreas de plataforma, com restrições mais severas, permitindo até a formação de anidrita.

A idade permiana para a formação Irati foi estabelecida por Mac Gregor (1908), ao descrever o réptil fóssil *Mesosaurus brasiliensis* e compará-lo com formas semelhantes que ocorrem no Permiano da África do Sul. Daemon & Quadros (1969), com base em paleopalinomorfos, situam os sedimentos da formação Irati no Kazaniano, Permiano Superior.

Além das espécies fósseis dos répteis *Mesosaurus brasiliensis* e *Stereosternum tumidum*, são também registrados os gêneros de crustáceos *Paulocaris*, *Liocaris* e *Pygaspis* (Campos, 1978).

Formação Estrada Nova — Deve-se a White (1906, 1908) a denominação Estrada Nova que a empregou como fazendo parte da sua série Passa Dois, para representar os folhelhos que ocorrem a oeste da localidade de Minas, em Santa Catarina. Diversas modificações foram introduzidas nesta proposição, por diversos pesquisadores.

Gordon Jr. (1947), na sua série Passa Dois, representada pelas formações Irati, Estrada Nova e Rio do Rasto, propôs uma divisão para a formação Estrada Nova nos membros Serra Alta e Teresina, determinando como limites estratigráficos o

intervalo compreendido pelo topo da formação Irati e a base do membro Serrinha (formação Rio do Rasto). Apesar de Gordon Jr. (1947) ter sido o primeiro a usar a terminologia Serra Alta, o termo Teresina já havia sido empregado por Moraes Rêgo (1930) para designar a parte correspondente à formação Estrada Nova Superior. A seguir, diversas modificações foram introduzidas neste critério por diversos autores. Na mais recente revisão estratigráfica da bacia, Schneider et alii (1974), baseando-se na integração de diversos dados existentes, elevaram os membros Serra Alta e Teresina, da formação Estrada Nova de Gordon Jr. (1947), à categoria de formação, abandonando assim a combinação formação Estrada Nova. Entretanto, considerando a não existência de mapeamento sistemático delimitando as formações Serra Alta e Teresina, será mantida a combinação formação Estrada Nova.

Litologicamente, a formação consiste, na sua seção inferior, de argilitos, folhelhos e siltitos cinza-escuro a preto, com fratura concoidal, apresentando lentes e concreções calcíferas. Com exceção de laminação paralela mal desenvolvida, observada localmente, a seção não apresenta, aparentemente, outras estruturas sedimentares. A seção superior constitui-se, essencialmente, de alternâncias de argilitos e folhelhos cinza-escuro com siltitos e arenitos muito finos, cinza-claro. Na parte superior, ocorrem calcários, por vezes oolíticos, e leitos de coquina. Os calcários encontram-se normalmente silicificados. Uma das características desta seção é a presença de laminação flaser. Além desta, laminação ondulada, microlaminação cruzada, fendas de contração (ressecamento), marcas ondulares e diques de arenitos são estruturas sedimentares comuns na seção superior da unidade. Nas camadas calcíferas ocorrem estruturas estromatolíticas.

A espessura média da seção inferior é da ordem de 80-90 m no Paraná e em Santa Catarina. Em São Paulo, o intervalo correspondente apresenta espessura média de 40-45 m. As maiores espessuras em subsuperfície, em torno de 100 m, foram observadas nas perfurações realizadas no sul do Paraná e em Santa Catarina. A espessura máxima para a seção superior em subsuperfície foi de 138 m, em Campo Mourão, PR. Em superfície, as maiores espessuras são encontradas no Paraná e em Santa Catarina.

A formação Estrada Nova distribui-se, em superfície, desde o Rio Grande do Sul até São Paulo, acompanhando toda a borda leste da bacia. Na borda oeste tem ocorrência muito restrita.

As relações de contato da unidade, tanto inferior como superior, com as formações Irati e Rio do Rasto, respectivamente, são concordantes e gradacionais. Em certos locais, no Rio Grande do Sul, a formação Estrada Nova é recoberta por sedimentos da formação Rosário do Sul, em virtude da ausência, por erosão, da formação Rio do Rasto (Schneider et alii, 1974). Entretanto alguns autores (Gamermann, 1973; Bortoluzzi, 1974) referem-se a uma passagem gradativa dos sedimentos permianos Estrada Nova para os sedimentos da formação Rosário do Sul de idade triássica.

Os sedimentos da seção inferior da formação Estrada Nova, caracterizam ambiente marinho de águas calmas, depositados abaixo do nível de ação das ondas. Parecem ter-se repetido na bacia as condições de sedimentação da seção inferior da formação Irati. A seguir, estabelece-se na bacia condições de águas mais rasas, agitadas, dominadas por marés, iniciando-se a deposição dos sedimentos da seção superior. A litologia desta seção (calcários oolíticos, laminações algálicas, etc.) sugere ambientes da inframaré, entremaré e até de supramaré.

Restos de peixes, pelecípodos, conchostráceos e palinóforos, constituem o conteúdo fóssilífero da formação Estrada Nova.

Daemon & Quadros (1969) indicam o Kazaniano (Permiano Superior) para a formação Estrada Nova.

Formação Rio do Rasto — White (1906, 1908) usou pela primeira vez o nome Rio do Rasto para designar a sequência sedimentar compreendida entre os folhelhos Estrada Nova e o

arenito São Bento (atual Botucatu), em Santa Catarina, indicando como seção-tipo as exposições nas cabeceiras do Rio do Rasto, ao longo da estrada Lauro Müller — São Joaquim, SC. Gordon Jr. (1947) propôs a subdivisão em dois membros: Serrinha (inferior) e Morro Pelado (superior). Entretanto Moraes Rego (1930) já havia proposto o nome Serrinha para nomear os sedimentos da parte inferior da atual formação Rio do Rasto, que afloram na serrinha dos Machados, município de Mallet, PR. Desde o estabelecimento da coluna estratigráfica da bacia do Paraná por White (1908), a seção correspondente ao atual Morro Pelado recebeu como um todo, parcialmente, ou somada a unidades sotopostas, diversas denominações. Schneider et alii (1974), em recente revisão estratigráfica da bacia, adotaram a divisão proposta por Gordon Jr. (1947).

A seção inferior consiste de siltitos, argilitos e arenitos finos, bem selecionados, esverdeados, arroxeados e, por vezes, avermelhados. Localmente, desenvolvem-se bancos calcíferos, alguns dos quais oolíticos, com abundantes fragmentos de conchas. As camadas arenosas e siltico-arenosas apresentam estratificação cruzada de pequeno porte, laminação cruzada e ondulada. As camadas siltico-argilosas apresentam laminação paralela, ondeada e *flaser*. Em alguns bancos calcíferos desenvolvem-se estruturas estromatolíticas.

A seção superior é constituída de arenitos vermelhos, arroxeados, amarelados, esbranquiçados, finos, com intercalações de argilito e siltito vermelho-arroxeados. Localmente esses argilitos e siltitos são calcíferos. Estratificação cruzada acanalada, laminação cruzada e paralela são as estruturas sedimentares mais comuns. Acunheamento de camadas e lenticularidade de corpos arenosos é uma das características dessa seção.

A seção inferior estende-se, de maneira contínua, na borda leste da bacia, desde o Rio Grande do Sul até o nordeste do Paraná, onde passa lateralmente para a formação Corumbatai. A designação Corumbatai é adotada nos estados de Goiás, Mato Grosso, São Paulo e parte do Paraná, para indicar a seção compreendida desde o topo da Irati até a base da Pirambóia. Florence & Pacheco (1929) verificaram que, nestes estados, a parte superior da formação Corumbatai corresponde, em parte, a formação Rio do Rasto. Sua espessura, em superfície, atinge valores da ordem de 250 m.

A seção superior, no flanco leste da bacia, aflora, de maneira contínua, desde o Rio Grande do Sul até a região de São Jerônimo da Serra, PR. Não aflora em São Paulo, Goiás e Mato Grosso. Em subsuperfície, ocorre em todos os poços perfurados no Paraná, em Santa Catarina e no Rio Grande do Sul. Em superfície, sua espessura está na ordem de 200-250 m (Schneider et alii, 1974).

A formação Rio do Rasto assenta concordante e transicionalmente sobre rochas da formação Estrada Nova. Lateralmente, a seção inferior interdigita-se com a formação Corumbatai. Seu contato superior com a formação Botucatu é discordante.

A litologia da seção inferior da formação Rio do Rasto é resultante de avanços progradacionais de clásticos de planície costeira sobre depósitos de planície de maré. As cores arroxeadas indicam ambiente deposicional oxidante. Os corpos arenosos lenticulares da seção superior, com estratificação cruzada, encaixados em argilitos vermelhos, indicam deposição em ambiente continental fluvial, em condições altamente oxidantes. Lentes arenosas de base plana representam barras desenvolvidas em leitos de rios altamente meandantes. Clásticos finos sugerem depósitos de transbordamento, de energia relativamente baixa.

O conteúdo fóssilífero consta de conchostráceos e restos de um anfíbio labirintodonte. Schneider et alii (1974) atribuem a formação Rio do Rasto ao Kazaniano, Permiano Superior.

TRIÁSSICO

Formação Pirambóia (Tp)

Washburne (1930) caracterizou com camadas Pirambóia a seção inferior da formação Botucatu. Entretanto Pacheco, autor do nome, revendo a obra de Washburne (1930), discordou do emprego do nome Pirambóia por este autor, defendendo que a aceção da fácies Pirambóia não estava correspondendo ao seu conceito original.

Oliveira (1920) tentando esclarecer o relacionamento entre estas duas unidades, afirma que o arenito Pirambóia constitui a base da formação Botucatu.

Entretanto, ainda persistem divergências entre autores quanto à posição hierárquica do nome Pirambóia, sendo usado ora como formação ora como fácies basal da formação Botucatu. Sanford & Lange (1960), Andrade & Soares (1971) e Soares (1973) usaram o nome na categoria de formação.

Recentemente, as folhas geológicas Paranapanema e Rio de Janeiro, ao milionésimo, retomam o critério original de Florence & Pacheco (1929), para definir os arenitos Pirambóia, considerando-os como uma fácies fluvial da formação Botucatu.

Na formação Pirambóia ocorrem arenitos esbranquiçados, amarelados e avermelhados, médios a muito finos, siltico-argilosos, grãos polidos, subangulares e subarredondados com seixos de argila. Na porção mais inferior da formação Pirambóia ocorre uma camada de 1 a 2 m de espessura, de cor avermelhada, areno-argilosa, com seixos de sílex. Segundo Soares et alii (1973), ocorrem intercalações de siltitos e folhelhos nos arenitos Pirambóia com espessuras variando de alguns milímetros até 1 m. Estratificação plano-paralela é frequente nos arenitos Pirambóia.

Em subsuperfície, a maior espessura constatada para os sedimentos Pirambóia foi de aproximadamente 350 m, em Taquari, MT. Soares et alii (1973) referem-se à dificuldade de determinar a espessura dos arenitos Pirambóia (nordeste de São Paulo), em virtude da frequência de extensos e espessos corpos de intrusões diabásicas, associados a esta unidade.

A formação Pirambóia distribui-se de maneira contínua nos estados de São Paulo, Goiás, Mato Grosso e nordeste do Paraná, não tendo sido identificada nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Gamermann (1973), estudando a formação Rosário do Sul, baseando-se em pesquisas realizadas por Goñi & Delaney (1961) sobre o arenito Botucatu, no Rio Grande do Sul, estabelece uma correlação entre a formação Rosário do Sul e Pirambóia.

O contato inferior dos arenitos Pirambóia com o grupo Passa Dois é marcado por discordância. Soares et alii (1973) encontraram grandes dificuldades, em São Paulo, em reconhecer o contato entre a seção Pirambóia e as formações sotopostas. Esta impossibilidade deve-se à presença de espessos *sills* de diabásio como também a frequentes areias coluviais que recobrem e mascaram este contato. A passagem da formação Pirambóia para os arenitos eólicos Botucatu é considerada concordante pela maioria dos autores.

Foram registrados restos fósseis na formação Pirambóia, cujo conteúdo fóssilífero consta de conchostráceos, ostracóides e restos vegetais.

Formação Rosário do Sul (Trs)

A formação Rosário do Sul, proposta por Gamermann (1970), representa os sedimentos de cores avermelhadas, essencialmente arenosos, ocorrentes no Rio Grande do Sul, situados estratigraficamente entre as formações Rio do Rasto e Botucatu. Sua parte superior apresenta uma fácies essencialmente pelítica denominada membro Santa Maria. Gamermann (1970) indica como seção-tipo as exposições localizadas entre os quilômetros 373 e 401 da rodovia BR-290, nas proximidades da cidade homônima, no Rio Grande do Sul. No sentido em que é definida, a formação Rosário

do Sul corresponde ao que foi chamado de camadas do Rio do Rasto (White, 1908), de camadas Santa Maria (Oliveira, 1930; Moraes Rego, 1930), de grupo Rio do Rasto (Carvalho, 1932; Oppenheim, 1934), de andar Santa Maria (Rocha & Scorza, 1940), formação Santa Maria (Maack, 1947; Gordon Jr., 1947); e de Rio Pardo e Santa Maria, inferior e superior, respectivamente (Delaney & Goñi, 1963).

A unidade consiste de arenitos médios e finos e, subordinadamente, de arenitos muito finos e siltitos. No topo da seção ocorrem sedimentos essencialmente pelíticos, de cores vermelhas, que constituem o membro Santa Maria.

Estratificação cruzada planar e acanalada, estratificação paralela, estruturas de corte e preenchimento, com depósitos residuais de canais, são as estruturas sedimentares mais frequentes na formação Rosário do Sul.

Em superfície, sua espessura máxima registrada foi de 900 m na rodovia Pântano Grande — Santa Cruz do Sul, RS. Seus afloramentos distribuem-se a partir do meridiano de Porto Alegre, estendendo-se de maneira contínua para oeste por todo o Rio Grande do Sul e adentrando o território uruguaio.

Existem controvérsias quanto ao contato inferior da formação Rosário do Sul. Schneider et alii (1974) referem-se a um contato discordante com as rochas subjacentes e que, localmente, este contato se faz diretamente com os sedimentos da formação Teresina (formação Estrada Nova, de Gordon Jr., 1947), devido à ausência, por erosão, da formação Rio do Rasto. Entretanto alguns autores, Gamermann (1973) e Bortoluzzi (1974), fazem referências a uma passagem gradativa dos sedimentos permianos Estrada Nova para os sedimentos triássicos da formação Rosário do Sul, recomendando uma reavaliação dos dados paleontológicos, das referidas unidades.

O contato superior é marcado por discordância com os arenitos da formação Botucatu.

As características litológicas e sedimentares da formação Rosário do Sul indicam origem em ambiente continental fluvial e sistema lacustre associado.

A fácies arenosa da formação Rosário do Sul é pobre em restos fósseis, sendo reportados somente restos de vegetais (troncos silicificados). Entretanto a fácies argilosa (membro Santa Maria) apresenta restos de vertebrados, invertebrados e representantes da flora *Thinnfeldia-Dicroidium*.

O conteúdo fossilífero, especialmente a fauna tetrápoda, confere idade triássica média a superior (andares Ladiniano e Carniano) (Schneider et alii, 1974).

JURÁSSICO

Formação Botucatu (Jb)

O nome Botucatu foi introduzido na literatura geológica da bacia do Paraná por Campos (1889), denominando de grés Botucatu os arenitos que constituem a serra de mesmo nome no estado de São Paulo. A seção-tipo, segundo este autor, foi descrita ao longo da ferrovia que liga as cidades de Conchas e Botucatu, SP. A partir daí, o nome foi consagrado, passando a ter aceitação e uso generalizado em todos os trabalhos sobre a estratigrafia da bacia.

Subseqüentemente foram introduzidas novas unidades nesta formação, tanto na base (fácies Pirambóia, de Florence & Pacheco (1929), como intercalações nos arenitos eólicos (fácies Santana, de Almeida & Barbosa (1953)).

Almeida & Barbosa (1953), pesquisando as relações de contato entre os arenitos Pirambóia e Botucatu, propuseram uma divisão para o grupo São Bento em três fácies: fácies fluvial (arenito Pirambóia), fácies eólica (arenito Botucatu) e a fácies flúvio-lacustre (fácies Santana), intercalada esta última, nas partes mais baixas do arenito Botucatu. Schneider et alii (1974), na revisão estratigráfica da bacia, empregaram o nome formação Botucatu para designar a sequência de arenitos com abundantes estratificações cruzadas, situada imediatamente

abaixo dos primeiros derrames basálticos (esta sequência corresponde ao que White (1908) denominou de arenito São Bento). No conceito de Schneider et alii (1974) a formação Botucatu foi englobada no grupo São Bento, juntamente com as formações Serra Geral e Caiuá, excluindo os arenitos subaquosos, sotopostos, aos quais denominou de formação Pirambóia.

Litologicamente, a formação Botucatu consiste de arenitos avermelhados, finos a médios, normalmente bimodais, quartzosos, friáveis, grãos foscos e geralmente bem arredondados.

Estratificação cruzada, planar e acanalada de grande porte é uma característica marcante da formação Botucatu.

A formação Botucatu apresenta ocorrência generalizada em toda a bacia. A passagem da formação Pirambóia para os arenitos eólicos Botucatu é considerada concordante pela maioria dos autores. Gamermann (1973) verificou que, no Rio Grande do Sul, não há um contato nítido entre a fácies Santa Maria (formação Rosário do Sul) e os arenitos Botucatu, admitindo a hipótese de contemporaneidade entre estas unidades. Andrade & Soares (1971) admitem que o contato Pirambóia e arenitos eólicos Botucatu seja gradativo. A formação Botucatu repousa ainda discordantemente sobre o embasamento e as formações Furnas, Ponta Grossa e Aquidauana; o contato superior com as rochas basálticas da formação Serra Geral é discordante.

As características litológicas e sedimentares da unidade indicam deposição eólica em ambiente desértico, com desenvolvimento de rios meandantes e pequenas lagoas, sob condições climáticas oxidantes.

Por relações estratigráficas, atribui-se idade jurássica para a formação Botucatu. Esta unidade situa-se imediatamente abaixo dos derrames basálticos do Jurássico-Cretáceo e acima da formação Rosário do Sul (membro Santa Maria) de idade triássica média a superior.

JURÁSSICO-CRETÁCEO

Formação Serra Geral (JK,sgg)

A sequência vulcânica que constitui a formação Serra Geral foi proposta e introduzida como unidade estratigráfica por White (1908), merecendo estudos prévios por Derby (1878) e Hussak (1889). As semelhanças e aproximações deste magmatismo e o de Karroo (África do Sul) são pela primeira vez registradas por Baker (1923).

Informações de campo são apresentadas por Leinz (1949) que estabelece um perfil clássico de uma corrida de lavas basálticas, bem como aponta a linha tectônica Torres — Posadas como uma provável geoclase de efusão. Mostra, ainda, no perfil da serra do Pinto, RS, a superposição de 13 derrames, enquanto no perfil Lauro Müller — São Joaquim, SC, 9 emissões de lava.

A grande extensão alcançada pelo vulcanismo ácido na bacia do Paraná foi abordada por Roisenberg (1978), enquanto Sartori et alii (1975) apresentam descrições de detalhe em perfis realizados na região de Santa Maria, RS.

Informações de campo são ainda disponíveis, a partir de mapeamentos regionais realizados no Sul do Brasil (Roisenberg, 1980) e Uruguai (Bossi, 1966; Bossi et alii, 1975).

Aspectos que envolvem gênese do vulcanismo mesozóico são discutidos por diversos autores. Guimarães (1933) considera e postula pelos processos de diferenciação como responsáveis pelas variações litológicas verificadas, opinião que é repartida por Schneider (1964), que enfatiza os caracteres petrológicos e petroquímicos do magmatismo, bem como o papel representado pela assimilação de material sílico. Ruegg (1975), além disso, acentua a influência das heterogeneidades do manto na geração de líquidos magmáticos diversificados, subdividindo a área vulcânica em quatro regiões com tipologia química própria.

Halpern et alii (1974) propõem uma assimilação crustal, em larga escala, para explicar a sequência de topo do vulcanismo, com filiação ácida, utilizando razões isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} .

Cordani et alii (1975) propõem uma origem por fusão crustal para o vulcanismo ácido da formação Serra Geral.

Cordani & Vandomos (1967) apresentam uma das mais importantes sínteses, abordando aspectos geoquímicos e petrológicos do magmatismo mesozóico.

Nos últimos dez anos proliferaram os estudos sobre estes últimos temas, fundamentados em uma base mais consistente de distribuição geográfica dos tipos litológicos (Ruegg, 1970; 1976a; 1976b; Roisenberg, 1974; Sartori et alii, 1975).

Roisenberg et alii (1980) demonstram que, embora sob a designação de formação Serra Geral sejam incorporadas todas as lavas de idade mesozóica, manifestações magmáticas de distintos ambientes geotectônicos são produzidas nesta era, originando diferentes estilos de evolução. Sob este prisma, tais associações vulcânicas são subdivididas em vulcanismo de bacia intracratônica (bacia do Paraná) e vulcanismo de bacias pericratônicas (bacia da Lagoa Mirim, fossa de Jaguarão, bacia de Santos, etc.).

O magmatismo mesozóico recobre mais de 1 200 000 km² nos estados do sul e centro do País, atingindo, igualmente, o noroeste do Uruguai, nordeste da Argentina e sudeste do Paraguai.

As espessuras totais alcançam mais de 1 000 m, em certos locais, sendo mesmo superior a 1 500 m, em Presidente Epitácio, SP, conforme relato de Sanford & Lange (1960). Entretanto, as camadas tornam-se sensivelmente mais delgadas na região limítrofe entre o Rio Grande do Sul e Uruguai-Argentina, onde a possança dos derrames não ultrapassa a 50 m, o que se relaciona com o afastamento das fraturas de efusão.

O vulcanismo basáltico é o mais extenso, localizando-se ao longo de toda a área da bacia do Paraná e nas fossas tectônicas adjacentes (fossa de Jaguarão).

Os derrames de composição intermediária apresentam uma distribuição igualmente ampla, registrando-se em todos os quadrantes da bacia, embora as extensões e espessuras sejam menores que as dos basaltos.

O vulcanismo de filiação ácida compreende uma extensa área no Rio Grande do Sul, onde mostra suas maiores exposições, cobrindo uma superfície da ordem de 80 000 km², somente neste estado, desde a borda nordeste até Santiago, numa distância longitudinal aproximada de 500 quilômetros. As espessuras máximas registradas são da ordem de 350 metros na região oriental do estado, com até 4 espasmos superpostos, enquanto na parte ocidental restringe-se a pouco mais de 40 metros, com uma única corrida de lava.

Em Santa Catarina, a situação alcançada pelos derrames ácidos é semelhante, estando as melhores exposições na região Curitiba-Campos Novos. Entretanto, as espessuras são bem menores, não ultrapassando a marca de 200 metros, restringindo-se a pouco mais de 30 metros em São Joaquim, localidade em que uma corrida de lavas vítreas é verificada. A área global neste estado é da ordem de 20 000 km².

No estado do Paraná, as ocorrências de vulcânicas ácidas são descontínuas e profundamente recortadas pelos processos erosivos, situando-se os melhores afloramentos em Guaraçuva. Em São Paulo, são poucos os registros, restritos à região limítrofe com o Paraná (Piraju e Xavantes).

O pacote vulcânico mesozóico apresenta-se suportado pelas camadas da formação Botucatu, sendo frequentes lentes intertrapianas de arenitos correspondentes a esta unidade nos primeiros espasmos basálticos. Nas porções de topo, verificam-se, mais comumente, brechas arenosas intercaladas. Tal postura de íntima relação levaram Rocha-Campos & Farjallat (1966) a empregar a designação grupo Botucatu, incorporando, em uma única unidade, os arenitos e os derrames.

Uma cobertura descontínua de sedimentos é observada sobre a sequência vulcânica nos estados do Rio Grande do Sul, Paraná, São Paulo, Mato Grosso do Sul, sul de Goiás e

oeste de Minas Gerais, levando nomes regionais de formação Tupanciretã, Caiuá ou Bauru.

Por outro lado, as relações de campo demonstram uma estratigrafia até certo ponto bem definida dos derrames, coincidindo com a evolução projetada a partir dos estudos de geocronologia. Derrames de natureza basáltica são verificados na base da sequência vulcânica, seguindo-se as manifestações de natureza intermediária, que mantêm uma certa contemporaneidade com as primeiras lavas ácidas. Estas representam o fecho do ciclo, embora, altimetricamente, possam ser observadas lado a lado com derrames de natureza intermediária, seja por condicionamento tectônico, seja por paleorrelevo.

A formação Serra Geral, sob o ponto de vista petrográfico, apresenta toda uma completa suite de tipos litológicos, desde basaltos até rochas ácidas do extremo riolítico. Análises químicas de exemplos característicos são registradas na tabela 8.1, em anexo, com a respectiva composição normativa.

Basaltos — As partes centrais dos derrames basálticos (e diabásios correspondentes) são quase sempre microcristalinas e exibem um arranjo intergranular ou subolítico, não sendo raros os tipos porfíricos. A composição mineralógica compreende essencialmente plagioclásio e piroxênio, este dominante em melabasaltos (raros), com proporções menores de magnetita (ou magnetito-ilmenita). Intercrescimentos micrográficos, vidro intersetal, quartzo, apatita e anfíbólio (hornblenda verde e marrom) são constituintes menores, o último praticamente restrito a diabásios, juntamente com olivina. Zeólitas, minerais de cobre, quartzo (e variedades) e argilo-minerais são registrados em amígdalas.

O plagioclásio (An_{50-60}) mostra-se zonado e ripiforme, compreendendo tipos estruturais predominantemente vulcânicos e de transição.

O piroxênio, em geral, do tipo augita, com menor incidência de pigeonita, a primeira na matriz, enquanto a última na fração precoce. Hiperstênio é raro, ocorrendo somente em lavas vítreas, como aquelas de Jaguarão, RS. Nestas últimas, a presença de enclaves gabróicos é abundante, identificando a origem a partir de fusões do manto.

Vulcânicas ácidas (α) — Os vulcanitos de filiação ácida variam sua composição de dacitos a riólitos, com ampla dominância de riolacitos. Os tipos mais característicos possuem cor cinza e diáclases subhorizontais extraordinariamente desenvolvidas, estruturas estas que persistem por dezenas de metros de espessura, constituindo uma das feições de campo mais marcantes.

O arranjo cristalino apresenta-se porfírico, consistindo de uma pasta subvítrea ou de finíssimos intercrescimentos complexos de quartzo e feldspato, às vezes micrográficos e esteiolíticos, contendo abundantes micrólitos de plagioclásio, com proporções menores de piroxênio e magnetita, enquanto os microfenocristais (0,1 a 0,4 mm) são representados por andesina (An_{40-45} ; An_{50-55} nos tipos vítreos) e pigeonita (escassa). Uma das características destas litologias é a completa ausência de fenocristais de quartzo, cuja ocorrência restringe-se a matriz, o que se relaciona, provavelmente, a uma origem por processos de fusão superficial da crosta.

Algumas rochas com filiação ácida destacam-se pelo gigantismo dos fenocristais de plagioclásio, com até 15 mm de comprimento. Tais são os derrames que ocorrem na barragem do rio Passo Fundo, RS, Vargeão e Xapicó, SC, e Guarapuava, PR.

Vulcânicas intermediárias — Este conjunto compreende rochas com natureza e composição transicionais entre os extremos básicos e ácidos, variando entre quartzo-andesitos e quartzo-traquitos, havendo ampla dominância de latitos.

O arranjo cristalino é porfírico e não mostra orientações dos indivíduos, enquanto a mineralogia se aproxima das rochas ácidas, com incidência menor de intercrescimentos quartzo-feldspáticos na matriz, que apresenta abundantes micrólitos de plagioclásio.

Enclaves são relativamente freqüentes, consistindo, em sua maioria, de granitos e quartzitos, observando-se todos os estágios de assimilação desde xenólitos irregulares e grosseiros, até rochas híbridas, inteiramente homogeneizadas.

As rochas vulcânicas da formação Serra Geral mereceram mais de 70 datações geocronológicas no Brasil e Uruguai, levadas a efeito em diversos trabalhos (Amaral et alii, 1966; Melfi, 1967; Umpierre, 1966; Bossi & Umpierre, 1974; Sartori et alii, 1975; Cordani et alii, 1980), tanto pelo método K-Ar, como pelo método Rb-Sr, dando resultados, na grande maioria, consistentes entre si.

Deve-se ressaltar que, em muitos casos, face a generalização errônea do nome basalto, a descrição petrográfica, aliada à localização da amostragem, permitiram uma reavaliação da classificação petrográfica, nos termos aqui propostos.

Este volume de dados permite estabelecer, com relativa riqueza de detalhes, um panorama da evolução do magmatismo mesozóico da bacia do Paraná.

As primeiras manifestações são exclusivamente basálticas e possuem idades que se situam entre 130 e 150 Ma, podendo serem acompanhadas no Uruguai (Sarandi de Barcelo), Rio Grande do Sul (Alegrete e Itacorubi) e Santa Catarina (Rio Turvo), havendo uma aparente tendência a idades mais avançadas em direção à região oeste da bacia.

Seguem-se manifestações de natureza intermediária, inclusive aquelas que dão origem aos pórfiros gigantes (barragem do rio Passo Fundo, Vargão, etc.), cujas idades correspondem ao intervalo 123-130 Ma, havendo uma maior incidência de tais números em direção à parte meridional da bacia.

Concomitante com as últimas manifestações de espasmos intermediários e localizado, principalmente, nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina o vulcanismo evolui para composições mais ácidas, com idades de 118 a 125 Ma, embora esporádicas emissões de lavas lato-andesíticas sejam intercaladas na base desta sequência.

Os resultados de mais de 60 análises de razões isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} para as rochas vulcânicas da bacia do Paraná permitem verificar uma perfeita linearidade dos valores, quando comparados com as razões Rb^{87}/Sr^{86} usando-se uma idade média de 120 Ma e um decaimento constante de $1,47 \times 10^{-11} a^{-1}$.

As rochas basálticas mostram valores de Sr^{87}/Sr^{86} variáveis entre 0,703 e 0,710, números compatíveis com fusões a partir do manto superior, com contaminação crustal. As razões Rb/Sr para este grupo são inferiores a 0,50.

As rochas ácidas, por outro lado, possuem razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} geralmente superiores a 0,720, números que identificam uma origem a partir de camadas crustais (Cordani et alii, 1980), situando-se as razões Rb/Sr em valores superiores a 1,0.

As rochas intermediárias ocupam uma posição de transição linear, com contínuos acréscimos de valores, o que leva a sugerir um aparente hibridismo de magmas basálticos contaminados e magmas ácidos. Os números, entretanto, não são suficientemente numerosos para uma definição conclusiva.

CRETÁCEO

Formação Caiuá e formação Bauru (Kb)

Formação Caiuá — O nome Caiuá foi empregado por Washburne (1930) para designar os arenitos que afloram próximo à localidade homônima, situada no oeste paulista, próximo à cidade de Presidente Epitácio. Maack (1947) denominou a sequência arenosa que constitui a formação Caiuá, de arenito São Bento Superior.

Litologicamente a unidade consiste de arenitos avermelhados, róseos e arroxeados, finos e médios, friáveis, grãos arredondados e cobertos por película de óxido de ferro. Scorza (1952) cita a ocorrência de camadas de argila de até 1,5 m de espessura, intercaladas nos arenitos.

A única estrutura sedimentar encontrada é a estratificação cruzada tangencial de grande porte.

A formação Caiuá ocorre na região noroeste do Paraná, sudeste de Mato Grosso do Sul e oeste de São Paulo. Sua espessura máxima varia de 250-270 m (Freitas, 1964; Maack, 1947).

As relações de contato da unidade é assunto de controvérsia. Maack (1947) considera os arenitos da formação Caiuá intercalados nos derrames basálticos da formação Serra Geral. Este conceito é também admitido por Moraes Rego (1935). Freitas (1955) e Landim & Fúlvaro (1971) situam esta unidade estratigraficamente acima da formação Bauru. Entretanto, a maioria dos autores é unânime em colocar a formação Caiuá acima da formação Serra Geral e abaixo da formação Bauru, conceito este adotado por Schneider et alii (1974).

Washburne (1930), ao definir o arenito Caiuá, considerou seu contato superior com a formação Bauru, como discordante. Freitas (1964) e Scorza (1952) consideram a formação Caiuá sotoposta à formação Bauru.

A maioria dos autores consideram a formação Caiuá de origem eólica, baseando-se nas suas características litológicas e sedimentares. Entretanto alguns autores, Baker (1923), Freitas (1955), Bósio & Landim (1969) e Landim & Fúlvaro (1971) atribuem origem continental fluvial.

Formação Bauru — Deve-se a Campos (1905) a denominação Bauru, empregada como grés de Bauru, para designar a seção cretácea do oeste de São Paulo. O nome teve aceitação e uso generalizado, atribuindo-lhe, contudo, categorias estratigráficas diferentes: grés de Bauru, arenito Bauru, série Bauru, grupo Bauru e formação Bauru. Almeida & Barbosa (1953) dividiram o então grupo Bauru em duas formações: Itaqueri (inferior) e Marília (superior). Freitas (1955) propôs a divisão em duas formações: Itaqueri (inferior) e Bauru (superior).

A unidade consiste de conglomerado, arenitos, siltitos, argilitos e calcários. Os conglomerados constituem-se de seixos arredondados de basalto, de rochas sedimentares (principalmente argilitos) e de metamórficas. Sua matriz é areno-argilosa. Os arenitos são róseos e avermelhados, médios e grãos arredondados, calcíferos. Localmente desenvolvem-se nos arenitos níveis conglomeráticos. Os argilitos e siltitos são avermelhados e os calcários, apresentando coloração branca, englobam fragmentos de arenitos e argilitos.

Em geral, os conglomerados predominam na base da unidade, enquanto que calcários, argilitos e arenitos calcíferos ocorrem na seção inferior. Arenitos conglomeráticos destacam-se na seção superior da formação.

Estratificação cruzada de pequeno e médio porte, estratificação plano-paralela e estrutura de corte e preenchimento são as principais estruturas sedimentares.

A espessura média da unidade está em torno de 227 m (Poroxéu, MT). Sua espessura máxima atingida em perfuração foi de 222 m (Pirapozinho, SP), segundo Schneider et alii (1974).

A formação Bauru assenta discordantemente sobre formações paleozóicas e o embasamento, no extremo nordeste da bacia, em Minas Gerais. No centro-leste de Mato Grosso, a unidade é recoberta discordantemente pela formação Cachoeirinha. Entretanto, suas relações de contato é assunto de controvérsias.

As características litológicas sedimentares e paleontológicas atestam ambiente continental, fluvial e lacustre para a formação Bauru (Schneider et alii, 1974).

Seu conteúdo fóssilífero consiste principalmente de espécimes dos crocodilianos, dinossauros e quelônios.

O gênero *Titanosaurus* permitiu à von Huene atribuir idade Neocretácea para a unidade.