NÃO CIRCULA

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA E GÊNESE DO DEPÓSITO DE MANGANÊS
DE BANDARRA, MUNIC. DE JACARACI - BAHIA

RÔMULO MACHADO

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências da Universidade
de São Paulo.

Orientador :
Prof. Dr. Evaristo Ribeiro Filho

DEDALUS - Acervo - IGC

30900008772

SÃO PAULO
1977

A meus pais,

José e Maria

A meus irmãos,

Newton e Cláudio

ÍNDICE

RESUMO	vii
1. INTRODUÇÃO	1
2. TRABALHOS ANTERIORES	3
3. METODOLOGIA	6
3.1. MAPEAMENTO	6
3.2. AMOSTRAGEM DO MINÉRIO	6
3.3. ESTUDO ÓPTICO	7
3.4. DIFRAÇÃO DE RAIOS-X	7
3.5. ANÁLISES QUÍMICAS	8
3.6. FOTOMICROGRAFIAS	8
4. GEOLOGIA REGIONAL	9
4.1. ESTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA	10
4.2. GEOCRONOLOGIA	12
5. GEOLOGIA LOCAL	15
5.1. GENERALIDADES	15
5.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO A BANDARRA	16
5.3. ASPECTOS GEOGRÁFICOS E GEOMORFOLÓGICOS	16
5.4. DISTRIBUIÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS E ESTRATIGRÁFICAS	20

5.5. PETROGRAFIA	23
5.5.1. Micaxistos	23
5.5.2. Gnaisses	25
5.5.3. Quartzito	27
5.5.4. Anfibolito	28
5.5.5. Considerações sobre o Metamorfismo	30
5.6. ESTRUTURAS	32
5.7. GEOLOGIA ECONÔMICA	39
5.7.1. Mineralogia	39
5.7.2. Transformações Mineralógicas e Texturais	53
5.7.3. Classificação e Distribuição do Minério	56
5.7.4. Formação Ferrífera	61
5.7.5. Ensaio sobre a Sedimentação Química da Formação Ferrífera de Bandarra	65
5.7.6. Natureza do Protominério	71
5.7.7. Avaliação do Depósito	75
5.7.8. Considerações Genéticas	78
6. CONCLUSÕES	87
7. AGRADECIMENTOS	90
8. BIBLIOGRAFIA	93

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização do de pósito de manganês em Bandarra, Bahia	17
Figura 2 - Mapa geológico da área de Bandarra	anexa
Figura 3 - Sequência de transposição de acamamentos (S_1) para foliação (S_2).	37
Figura 4 - Difrátogramas do protominério de manganês de Bandarra.	52
Figura 5 - Perfís geológicos do depósito de Bandarra.	anexa
Figura 6 - Campo de estabilidade dos óxidos de manganês, rodocrosita e alabandita.	70
Figura 7 - Campo de estabilidade de hematita, siderita e pirita.	70
Figura 8 - Diagrama de estabilidade entre óxidos e carbonatos de manganês a 25° C e 1 ATM.	70
Figura 9 - Mapa geológico do depósito de Bandarra.	anexa

TABELAS

Tabela 1 - Rochas Pré-Cambrianas da região de Urandi.	11
Tabela 2 - Idade das rochas do Pré-Cambriano entre Espinosa, Urandi e Tauape.	13
Tabela 3 - Análise modal dos anfibolitos (em percentagem).	29
Tabela 4 - Diagrama de pó. Radiações $CuK\alpha$, Filtro Ni.	41
Tabela 5 - Diagrama de pó. Radiações $CuK\alpha$, Filtro Ni.	43
Tabela 6 - Diagrama de pó. Radiações $CuK\alpha$, Filtro Ni.	51
Tabela 7 - Análises químicas do protominério do depósito de Bandarra.	59
Tabela 8 - Análises químicas do minério lenticular	74

Tabela 9 - Reserva de minério de Bandarra (Medida, Indicada e Inferida).	77
Tabela 10 - Análises químicas dos anfibolitos.	84
Tabela 11 - Sequência de formação dos minerais do depósito de Bandarra.	86

FOTOGRAFIAS

Fotografia 1 - Relações de contato entre quartzito (topo) e micaxisto (base) com anfibolito. Notar o contraste de tonalidade do solo revelado por estas duas últimas rochas.	99
Fotografia 2 - Realce de dobra sinfonal controlando a topografia (canto superior direito). Notar que a drenagem segue a calha da dobra.	99
Fotografia 3 - Dobra ligeiramente simétrica encontrada em quartzito micáceo da sequência superior. Notar que são dobras relativamente abertas.	100
Fotografia 4 - Dobras pronunciadas na formação ferrífera pertencente a sequência intermediária. Notar que o plano axial da dobra maior tem direção aproximadamente NE da foto.	100
Fotografia 5 - Dobras apertadas (na porção inferior da foto) que assumem formas desarmônicas e desenvolvem plano de foliação (S_2) segundo seus planos axiais. Compare com o esquema da Figura 3 proposto por TURNER & WEISS (1963) para transposição do acamamento.	101
Fotografia 6 - Veios de quartzo estirados "Boudinage" segundo a direção de foliação da primeira geração de dobras (micaxisto da sequência superior).	101
Fotografia 7 - Micaxisto com desenvolvimento de uma 2ª superfície planar (S_2) - marcada por clivagem de crenulação - perpendicular a foliação principal.	102

FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 1

Lâmina delgada. Textura lepidoblástica em micaxisto mostrando leitos micáceos (cinza claro) e quartzosos (branco) que se repetem alternadamente, conferindo estrutura orientada à rocha. Aumento 50,4 X. Nicóis cruzados.

103

Fotomicrografia 2

Lâmina delgada. Textura grano-lepidoblástica em gnaiss com fenoblastos de microclina circundados por quartzo e feldspato. Aumento 50,4 X. Nicóis cruzados.

103

Fotomicrografia 3

Lâmina delgada, Anfibolito contendo cristal de hornblenda parcialmente transformado para minerais do grupo do epidoto. Aumento 50,4 X. Nicóis paralelos.

104

Fotomicrografia 4

Lâmina delgada. Anfibolito contendo cristal de piroxênio (disposto na porção central diagonalmente) transformado em anfibólio nas bordas. Notar diferença de clivagem. Aumento 50,4 X. Nicóis paralelos.

104

Fotomicrografia 5

Seção polida. Textura brechada contendo cristais de hematita que contrastam domínios de granulação fina e grosseira. Notar a substituição da hematita por lepidocrocita (ou goethita). Aumento 1280 X. Nicóis paralelos.

105

Fotomicrografia 6

Seção polida. Textura de exsolução entre hematita (cinza claro) e jacobsita (cinza escuro). Notar a delicada trama estrutural com orientação cristalográfica. Aumento 680 X. Nicóis paralelos.

105

Fotomicrografia 7

Seção polida. Textura orientada com alternância de leitos finamente granular de hematita e minerais de ganga (principalmente quartzo). Aumento 44,1 X. Nicóis parcialmente cruzados.

106

Fotomicrografia 8

Seção polida. Veio de hematita da 2ª fase seccionando a da fase anterior. Notar que a hematita da 1ª fase está intercrescida com jacobsita. Aumento 176 X. Nicóis paralelos.

106

Fotomicrografia 9

Seção polida. Cristais de hausmannita da 1ª geração (cinza claro) sendo invadidos pela cuprita (branco) e pela ganga (cinza escuro) de outra geração. Notar minúsculas inclusões de cuprita ou hematita? Aumento 68 X. Nicóis paralelos.

107

Fotomicrografia 10

Seção polida. Hausmannita da 1ª geração (cinza claro) sendo substituída pela de 2ª geração (cinza branco). Notar corrosão nas bordas dos cristais de 1ª geração. Aumento 320 X. Nicóis paralelos.

107

Fotomicrografia 11

Seção polida. Cobre nativo (branco) circundado pela cuprita (cinza claro) contendo cristais de hausmannita (cinza médio) corroídos nas bordas. O carbonato (ganga - cinza escuro) é substituído pela cuprita ao longo dos planos de fratura e de clivagem. Aumento 68 X. Nicóis paralelos.

108

Fotomicrografia 12

Lâmina delgada. Coexistência entre tefroíta (cinza claro) e carbonato (cinza escuro) no protominério de Bandarra. Notar transformação incipiente do carbonato para minerais do grupo αMnO_2 . Aumento 56,7 X. Nicóis paralelos.

108

Fotomicrografia 13

Lâmina delgada. Cristais de espessartita (cinza escuro) parcialmente transformados em minerais do grupo αMnO_2 . A ganga (cinza) é constituída preferencialmente de quartzo. Aumento 56,7 X. Nicóis paralelos.

109

RESUMO

O trabalho em apreço faz parte do estudo geológico de de desenvolvido na localidade de Bandarra, num depósito de manganês que possui nome homônimo, estando sua localização confinada ao Município de Jacaraci, próximo de Urandi e Licínio de Almeida, su doeste da Bahia.

A área objeto de nossos trabalhos se encontra na ex tremidade sul de uma faixa de rochas metamórficas contendo deze nas de depósitos manganésíferos distribuídos numa faixa de 70 km de extensão, possuindo as cidades de Brejinho das Ametistas e Urandi nas extremidades norte e sul, respectivamente, passando por Licínio de Almeida e Tauape.

O depósito de Bandarra é alcançado por estrada de roda gem que liga Jacaraci à Licínio de Almeida, distando cerca de 18 km desta última.

As rochas metassedimentares de idade pré-cambriana, em escala regional, formam segundo RIBEIRO FILHO (1968) uma seqüên cia inferior constituída de gnaisses, gnaisses-graníticos, xis tos e anfibolitos, sobre a qual repousa uma seqüência superior contendo filitos, xistos, anfibolitos, metaconglomerados e quart zitos. O depósito de Bandarra está contido na seqüência supe rior.

Na fisiografia da área são encontradas formas de rele vo do tipo "hogback" ou "cuesta" que refletem unidades litológi cas mais resistentes a erosão, representadas por quartzitos e formação ferrífera. As altitudes estão compreendidas entre o má ximo de 1.000 m e mínimo de 850 m.

As unidades litológicas estão representadas por três seqüências: a) micaxistos que passam a gnaisse na porção infe rior (seqüência basal); b) formação ferrífera (seqüência inter mediária); c) micaxistos, anfibolitos e quartzito micáceo (se

quência superior).

A assembléia mineralógica presente no conjunto de rochas de Bandarra reflete condições metamórficas compatíveis com a fácies almandina-anfibolito.

A análise integrada dos elementos estruturais nos conduz a admitir a geração de dobras em provavelmente duas oportunidades, as quais no sentido de TURNER & WEISS (1963) corresponderiam as dobras longitudinais e oblíquas.

Do elenco de minerais que formam o protominério constam jacobsita, hausmannita, bixbyita, hematita, carbonato contendo manganês, alleganita, espessartita, tefroíta e outros silicatos manganésíferos.

Pelo estudo das relações texturais foi possível distinguir duas fases de formação de hematita e hausmannita, enquanto os demais minerais revelaram apenas uma.

O minério de manganês de Bandarra pode ser classificado em dois grupos principais: a) minério lenticular (primário ou secundário); b) minério rolado (secundário). Sua distribuição ocorre em lentes-camadas na formação ferrífera e, em superfície, na forma de "granzon".

A atribuição de uma hipótese singenética ou epigenética para o cobre nativo presente no protominério de Bandarra não é possível diante do estágio atual de conhecimentos.

1. INTRODUÇÃO

Durante os últimos anos tem sido acumulado grande número de dados referentes à mineralogia e à gênese dos diferentes tipos de depósitos de manganês. O crescente emprego de técnicas modernas, propulsoras das novas investigações geoquímicas, aliadas a novos dados experimentais obtidos pela termodinâmica, principalmente no que tange ao equilíbrio físico-químico sob condições de baixa pressão e temperatura, tornou possível o esclarecimento de muitas dúvidas relativas ao comportamento dos minerais de manganês formados em condições de superfície. O grande passo na distinção desses óxidos foi dado sem dúvida alguma com advento do raio-X a partir de 1954, antes do que, as determinações podem ser tomadas como imprecisas, HEWETT, 1972.

Alguns autores tem procurado estabelecer a fácies sedimentar original a partir do reconhecimento de assembléias minerais metamórficas, bem como de associações mineralógicas estáveis em determinadas condições de temperatura e pressão. O estudo de formações recentes de manganês (nódulos) depositadas no assoalho oceânico, tem contribuído na elucidação do ambiente deposicional de alguns metais que estão associados ao manganês.

Mesmo contando com o crescente refinamento da geoquímica e da termodinâmica aplicadas às associações minerais, alguns problemas entretanto permanecem pendentes, pois o número de variáveis atuantes nos processos naturais, nem sempre podem ser reproduzidos em laboratório. No que tange à fonte original do manganês, o processo de transporte e o mecanismo de separação de outros elementos durante o regime sedimentar, particularmente do ferro, constituem ainda questões passíveis a serem resolvidas. Segundo HEWETT, 1966, os depósitos de manganês estão localizados em períodos geocronológicos definidos, em áreas comparativamente limitadas, concentrados em formações de jaspilitos e gonditos de idade Pré-Cambriana, que não se repetem no Fanerozóico.

A presença de um depósito de manganês com associação invulgar, localizado na região de Urandi-Licínio de Almeida, BA, despertou ainda mais o interesse em conduzir os estudos genéticos suscitados pelo mesmo. Foram elaborados mapas geológicos da área e do depósito, incluindo perfis geológicos dos poços, focalizando seus aspectos estruturais, petrográficos, mineralógicos e genéticos, bem como sua avaliação em termos de minério rolado e lenticular.

Durante o desenvolvimento do presente trabalho, o autor esteve durante três oportunidades na região, em fevereiro (1975), julho (1975), fevereiro (1976), totalizando cerca de 50 dias de permanência em campo.

A falta de um mapa geológico regional, voltado para o esclarecimento tectônico da região, dificultou sobremaneira o entendimento do quadro estrutural idealizado para a área, recorrendo-se para isso à interpretação de fotografias aéreas (escala de 1:57.000 aproximadamente) que abrangem o depósito.

2. TRABALHOS ANTERIORES

A descoberta dos primeiros afloramentos de manganês nas imediações de Urandi e Licínio de Almeida é relatada no final da década de quarenta (por volta de 1948), decorrente dos trabalhos de construção da Estrada de Ferro Leste da Bahia, ligando Salvador a Belo Horizonte. Pouco interesse foi despertado inicialmente nas Companhias de Mineração, pois se acreditava na aquela época, que os depósitos fossem apenas concentrações residuais secundárias, provenientes da alteração de filitos e xistos manganêsíferos. Contudo, a exaustão dos depósitos de manganês situados na região do Quadrilátero Ferrífero, juntamente com a crescente demanda deste bem mineral pelo mercado consumidor, conduziram a partir de 1955, aos primeiros trabalhos de prospecção geológica destinados à delimitação de novas áreas e a intensificação das pesquisas naquelas anteriormente conhecidas.

KEGEL (1956) considera os depósitos da região de Urandi, como sendo do tipo residual, contendo algumas vezes camadas de minério concordantes, em posição geológica similar aos depósitos encontrados na Serra da Jacobina.

KING (1956) menciona para as vizinhanças de Jacaraci (BA), a existência dos ciclos de erosão representados pelas superfícies Sul-Americana e Velhas (Terciário antigo e inferior).

FRONDEL *et al.* (1960) estudando amostras de todorokita de vários países, se referem à identificação deste mineral proveniente dos depósitos de manganês da região de Urandi.

ABREU (1962) baseado nas informações do geólogo Flemming, refere-se aos depósitos de manganês a leste do Espinhaço, encontrados em formação de quartzitos, filitos e xistos, descritos como minério lenticular de alto teor, que se prolongam por poucos metros em profundidade, apresentando-se na superfície em forma de blocos soltos.

GUIMARÃES (1961 e 1965) menciona uma faixa de filitos, quartzitos e itabiritos, pertencentes à Série de Minas, com uma extensão e largura consideráveis, estendendo-se desde Urandi e passando através de Jacaraci até Brejinho das Ametistas. Aparecem nos filitos as concreções de manganês (psilomelana e pirolusita) que constituem os depósitos secundários, sugerindo que o minério tenha se formado pela dissolução e precipitação de óxido de manganês contido em minerais de filito clorito-hematítico.

CAMPBELL & DA COSTA (1965) descrevem numa secção de Licínio de Almeida a Urandi - na subida da serra - filitos bem xistosos com forte mergulho (quase verticais), que passam a quartzitos com intercalações de xistos esverdeados, com direcção aproximadamente N-S. Ao se iniciar a descida da serra, aparecem afloramentos de quartzitos micáceos, semelhantes ao da Série de Minas. Nas faldas da serra, surgem as primeiras exposições de gnaisses e granitos-gnaisses, que predominam na região de Urandi, Espinosa e Monte Azul. Referem-se aos depósitos de manganês da região de Licínio de Almeida, como originados por enriquecimento superficial de sedimentos manganésíferos.

RIBEIRO FILHO (1966) reporta a identificação de um mineral de manganês magnético (jacobsita), proveniente da região de Licínio de Almeida, BA, das jazidas de Barnabé e Feixe de Vara, que pela vez primeira foi descrito em minério de manganês do Brasil.

RIBEIRO FILHO & VALARELLI (1966) apresentam resultados de análises por difração de raios-X em rodonita e espessartita procedentes da jazida Barreiro dos Campos.

RIBEIRO FILHO & ELLERT (1967) utilizando-se da presença de jacobscita no protominério, executaram o levantamento magnetométrico da jazida de Barnabé com pleno êxito.

PFLUG (1967) apresenta um mapa preliminar da Cordilheira do Espinhaço, abrangendo a região central de Minas Gerais desde a altura de Itabira até o extremo norte deste Estado, adentrando pe

lo sudoeste da Bahia até pouco acima de Urandi, descrevendo a norte e a noroeste desta cidade, gnaisses da Série Pré-Minas e quartzitos da Série Minas.

RIBEIRO FILHO (1968) foi o primeiro a estudar com suficiente detalhe os depósitos manganésíferos da região de Licínio de Almeida e Urandi, estabelecendo a gênese das jazidas de manganês de Barnabê, Pedra Preta e Barreiro dos Campos, juntamente com um mapa geológico regional que abrange a região acima referida.

PFLUG *et al.*, 1969, apresentam uma síntese da evolução geológica da região mineiro-bahiana, a leste da Bacia do São Francisco, acompanhada de mapa geotectônico e de distribuição de fácies do Geossinclinal Minas, considerando que as principais jazidas de manganês pertencem a zona do miogeossinclinal interno, ou seja, na zona de transição para condições eugeossinclinais.

RIBEIRO FILHO (1969) revela a presença de cobre nativo na localidade de Bandarra (BA), associado com óxidos de manganês do grupo alfa MnO_2 e jacobsita.

RIBEIRO FILHO (1973) apresenta resultados de treze análises por difração de raios-X em amostras contendo jacobsitas de vários depósitos do distrito de Urandi (BA), comparando-as com resultados obtidos em jacobsitas de diversas localidades do mundo.

RIBEIRO FILHO & SZIKSZAY (1973) apresentam o resultado da distribuição dos elementos traços em sete amostras de minério de manganês de Urandi, Bahia, juntamente com quarenta outras de Lafaiete (MG), Urucum (MT) e Serra do Navio (AP).

RIBEIRO FILHO (1976) considera o depósito de Bandarra (BA), como originado a partir de sedimentos contendo Mn, Fe, sílica, carbonato e cobre, que durante o metamorfismo conduziu à formação de um protominério lenticular contendo tefroita, alleganita, carbonato, jacobsita e cobre nativo.

3. METODOLOGIA

3.1. MAPEAMENTO

O autor coligiu inicialmente a documentação básica necessária para o levantamento de campo, utilizando-se de fotografias aéreas na escala de 1:57.000 aproximadamente, e mapa plano--altimétrico na escala de 1:5.000, colocados à disposição pela Companhia de Mineração Urandi S.A. A carta geológica, na escala 1:2.500, foi baseada em mapa planimétrico executado por topôgrafo da companhia para locação de poços.

O procedimento de campo foi conduzido de forma a obter-se um maior número de dados referentes à geologia da área, com desenvolvimento de perfis geológicos, sempre que possível, ortogonais às estruturas, procurando-se na medida das possibilidades de acesso, executar caminhamentos que resultassem numa maior densidade de pontos por área.

As observações de campo visaram a definição dos tipos litológicos, suas extensões dentro dos limites da área, suas relações estruturais, bem como a coleta de dados relativos às feições planares e lineares que integram o mapa apresentado anexo.

3.2. AMOSTRAGEM DO MINÉRIO

A amostragem de minério no depósito foi conduzida para fins de análises químicas e seções polidas. No primeiro caso, executou-se amostragem em canal obedecendo critérios descritos em MCKINSTRY (1970). No segundo, a coleta foi efetuada de forma pontual, procurando-se, na medida do possível, amostrar uma maior gama de variedades texturais em diferentes níveis do depósito.

3.3. ESTUDO ÓPTICO

O estudo óptico das seções polidas foi conduzido em microscópio de luz refletida da Reichert, envolvendo descrição e reconhecimento (identificação) de minerais por propriedades tais como: anisotropia, birrefletância, cor, textura, estrutura e suas relações no tocante as fases de formação.

Na montagem das seções polidas, foi empregado resina polylyte a frio.

Os minerais transparentes das lâminas delgadas de rocha e de minério foram estudados em microscópio de luz transmitida da Zeiss, constando de identificação óptica, descrição mineralógica e textural, bem como da classificação de cada rocha em particular.

A composição modal dos anfibolitos foi determinada pela contagem de um número de pontos na lâmina nunca inferior a 500, aplicando-se o método descrito em CHAYES (1949).

3.4. DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

As análises de raios-X pelo método do pó foram conduzidas em câmara Debye-Scherrer de 114,6 mm, com radiações CuK α ($\lambda = 1.5405$) e CrK α ($\lambda = 2.2896$).

Para leitura dos filmes foi empregado um leitor do tipo Norelco, cuja precisão é de $0,05^\circ$. Em seguida, com auxílio do fichário ASTM (X-ray powder data file, 1965), procedeu-se às determinações dos minerais.

A separação das amostras foi efetuada diretamente nas seções polidas, através do microscópio de luz refletida, utilizando-se para isso, um estilete manual com tamanho adequado.

Os difratogramas foram obtidos em aparelho marca Norelco - tipo vertical - com tubo de cobre e filtro de níquel, regulado para as condições de 35 Kw e 15 mA; sempre que a quantidade de amostra disponível fosse suficiente.

3.5. ANÁLISES QUÍMICAS

As análises químicas, por via úmida, foram conduzidas pelo método convencional, no laboratório da Companhia de Mineração Urandi S.A., sediado em Licínio de Almeida, BA e pela Puriquima Análise e Beneficiamento de São Paulo.

As análises por fluorescência de raios-X foram executadas em aparelho marca "Philips", incluindo tanto os elementos maiores e menores como os elementos traços, perfazendo um total de quatorze elementos analisados por amostra do protominério.

O material submetido às análises por fluorescência de raios-X sofreu britagem e pulverização abaixo de 100 "meshes" (0,149 mm).

3.6. FOTOMICROGRAFIAS

As fotomicrografias que ilustram o trabalho foram obtidas em microscópio "ultraphot II" da Zeiss, no qual as fotos são tiradas com chapas rígidas de 9 x 12 cm.

4. GEOLOGIA REGIONAL

A área objeto de nossos trabalhos se encontra na extremidade sul da região levantada geologicamente por RIBEIRO FILHO (1968) no sudoeste da Bahia (Figura 1), balisada ao norte por Brejinho das Ametistas e se estende até pouco a sul de Urandi, já na zona limítrofe dos Estados da Bahia com Minas Gerais.

Em virtude da escassez de trabalhos que se referem à região, particularmente no tocante a mapeamento geológico regional, far-se-á, em seguida, uma compilação dos trabalhos efetuados pelo autor acima referido, o qual apresenta um mapa geológico da região de Urandi na escala de 1:100.000, com estabelecimento da sequência estratigráfica regional e descrição petrográfica das unidades litológicas correspondentes, incluindo datações radiométricas pelo método potássio-argônio.

A região estudada por RIBEIRO FILHO faz parte da extensa unidade geográfica denominada em 1822 por WILHELM von ESCHWEGE de Serra do Espinhaço (DERBY, 1906), e que representa uma faixa de metassedimentos com direção aproximadamente N-S, prolongando-se desde o Quadrilátero Ferrífero no Estado de Minas Gerais, continuando para norte onde adentra o Estado da Bahia, indo ocultar-se sob os sedimentos paleozóicos da sinéclise do Parnaíba.

A região focalizada nesta síntese pertence ao sistema de drenagem de rios que compõem a Bacia do São Francisco, limitada a leste pela Cordilheira do Espinhaço como seu divisor de água, e por rios menores que vão desaguar diretamente no Atlântico. As altitudes variam entre 600-900 metros para o domínio do planalto, atingindo cotas mais elevadas que alcançam valores em torno de 1.100 metros - nas serranias da Cordilheira - que localmente é conhecida como Serra das Almas.

4.1. ESTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA

RIBEIRO FILHO, distingue duas seqüências de rochas pré-cambrianas correlacionáveis por alguns autores - GUIMARÃES (1961-1965); CAMPBELL & DA COSTA (1965); PFLUG (1967); SHOBENHAUS & RINGER (1969) - às Séries Minas e Pré-Minas.

A primeira seqüência é inferior, constituída por gnaisses, gnaisses-graníticos, anfibolitos, quartzitos hematíticos e rochas carbonáticas, que refletem metamorfismo de alto grau, é sobreposta por uma seqüência superior em que predominam quartzitos com intercalações de filitos, xistos verdes, anfibolitos e metaconglomerados com grau de metamorfismo que em conjunto correspondem a fácies dos xistos verdes. A Tabela 1, mostra a subdivisão efetuada pelo autor.

Do ponto de vista petrográfico, os gnaisses (tipo fitado) são formados por microclina, albita, quartzo, biotita e epidoto como constituintes essenciais, aparecendo apatita, magnetita, allanita e titanita como componentes acessórios. Nas porções granitizadas, desaparece o bandeamento e a xistosidade, com decréscimo na porcentagem de quartzo e enriquecimento em oligoclásio, epidoto e allanita. A rocha denominada gnaisse-granítico, inclui além dos minerais acima referidos, muscovita e granada. Em alguns afloramentos, ela adquire gradualmente composição granodiorítica por enriquecimento em albita.

Os anfibolitos contidos na seqüência inferior, possuem muitas semelhanças entre si, sendo constituídos de hornblenda, albita, quartzo e subordinadamente de titanita, biotita, apatita e magnetita. São mencionados anfibolitos do rio do Salto, Barreiro dos Campos e Barnabé, aparecendo este último como encaixante do depósito de manganês contendo jacobsita.

Na seqüência superior, é descrito apenas um anfibolito encontrado num afloramento ao longo da E.F.L.B., entre Urandi e

Licínio de Almeida, na altura do Km 779. Esta rocha foi descrita como constituída de hornblenda, biotita, clórita, epídoto e titanita.

Os anfibolitos contidos nas duas seqüências estão encaixados concordantemente nos metassedimentos, sugerindo segundo o autor serem para-anfibolitos. Em Barreiro dos Campos, eles são encontrados em contato com mármore, o que indica possivelmente sua proveniência a partir de dolomitos impuros.

Os xistos são mais freqüentes na seqüência superior, formando pacotes espessos que abrangem extensa área, dominando xistos verdes, sericita xistos, grafita xistos e granada xistos.

Os quartzitos do mesmo modo, como os xistos, são mais expressivos na seqüência superior, onde constituem pacotes de grande espessura, caracterizados petrograficamente pela presença de quartzo com porcentagens variáveis de minerais micáceos. Tais rochas são responsáveis pela sustentação do relevo nas partes mais altas da Serra das Almas.

Os metaconglomerados encontram-se na seqüência superior em forma de lentes que se alternam repetidas vezes entre filitos, xistos e quartzitos. Sua matriz é xistosa, com seixos de quartzito e quartzo leitoso, geralmente arredondados, com diâmetro variável de milímetros até 20 centímetros.

4.2. GEOCRONOLOGIA

São apresentados na Tabela 2, os resultados de seis datações geocronológicas obtidas pelo método potássio-argônio em biotita e hornblenda, que revelaram valores entre 519 ± 15 m.a., a 791 ± 25 m.a., sendo este último em rocha total.

RIBEIRO FILHO, compara estes valores com aqueles obtidos por TAVORA *et al.*, 1967 na região central da Bahia, bem como em CORDANI *et al.*, 1968 e, concorda com os autores que os

TABELA 2 - IDADE DAS ROCHAS DO PRÉ-CAMBRIANO ENTRE ESPINOSA, URANDI e TAUAPE**

Nº DA AMOSTRA CAMPO LABORATÓRIO	LOCALIDADE	ROCHA	MINERAL ANALISADO	% K	Ar ⁴⁰ rad. ccSTP/g x 10 ⁻⁶	% Ar ⁴⁰ ar	IDADE K-Ar 10 ⁶ anos	
GC-2	SPK-309	Espinosa	Gnaisse	Biotita	7,48	178,20	13,44	519 16
ER-5a*	SPK-912	Urandi	Gnaisse	Biotita	8,03	280,00	8,99	718 22
GC-1	SPK-827	7,5 km a NE de Urandi	Gnaisse- granítico	Biotita	7,05	276,40	7,72	791 25
ER-3*	SPK-823	25 km a NE de Urandi	Anfibolito	Hornblenda	0,372	9,20	33,20	535 16
ER-9b*	SPK-809	23 km a NE de Urandi Estação Eng. Omar	Filito	Rocha total	2,21	46,30	29,75	463 14
ER-T	SPK-941	Tauape-pon- te sobre o rio do Sal- to	Anfibolito	Hornblenda	0,543	17,58	7,8	675 20

* Amostras coletadas em cortes da estrada de ferro E.F.L.B.

** Determinações por U.G.Cordani e Carlos Isotta no Centro de Pesquisas Geocronológicas da U.S.P. 31

dados são ainda insuficientes para estabelecer conclusões plenamente definidas. Todavia, considera que tais valores, acima mencionados, tanto podem corresponder a um ciclo orogenético correlacionável ao metamorfismo que afetou os metassedimentos do Grupo Minas, como podem equivaler ao rejuvenescimento de rochas do craton do São Francisco.

5. GEOLOGIA LOCAL

5.1. GENERALIDADES

A escolha do depósito em apreço foi suscitada em virtude da ocorrência "sui generis", na região, de cobre associado com manganês em formação ferrífera, bem como pela familiaridade do Professor Doutor Evaristo Ribeiro Filho (Orientador) sobre o distrito manganêsífero de Licínio de Almeida-Urandi, particularmente das jazidas de manganês de Pedra Preta, Barnabé e Barreiro dos Campos, nas quais o referido Professor desenvolveu seus trabalhos para sua Tese de Livre-Docência e tem dado prosseguimento, conforme outros trabalhos publicados.

As duas únicas referências sobre o depósito de Bandarra foram efetuadas por este mesmo autor (1969 e 1976) sobre a presença de minerais de cobre contidos na lente de minério de manganês daquele depósito.

Os primeiros trabalhos de pesquisa nesta área foram efetuados para cobre, mas como os resultados se mostraram inexpressivos logo na fase inicial de prospecção geoquímica, abandonaram-se as investigações para tal finalidade. Numa segunda etapa, por volta de 1973, as pesquisas foram efetuadas para manganês, levando-se os trabalhos até sua fase final, com abertura dos poços.

Foram descritos pelo autor do presente trabalho cerca de oitenta poços de pesquisa previamente desenvolvidos pela Mineração Urandi S/A, atual detentora das principais jazidas de manganês na região, totalizando cerca de vinte pequenos depósitos, os quais se encontram distribuídos nas vizinhanças das cidades de Licínio de Almeida, Urandi, Jacaraci, Brejinho das Ametistas e Tauape.

5.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO A BANDARRA

O depósito de Bandarra está localizado no extremo sudoeste do Estado da Bahia, na localidade de nome homônimo, próximo da zona limítrofe com Minas Gerais, Município de Jacaraci, possuindo como coordenadas geográficas os paralelos $14^{\circ} 48' 37''$ e $14^{\circ} 50' 36''$ de latitude sul e os meridianos $42^{\circ} 31' 06''$ e $42^{\circ} 32' 27''$ de longitude oeste a partir de Greenwich, conforme indicado no mapa anexo (Figura 1).

O acesso à área se faz em parte por estrada de terra-principal, que liga Licínio de Almeida (a norte) a Jacaraci (a sudeste), trafegável regularmente apenas na estação seca, perfazendo um percurso com cerca de 20 Km de extensão.

A região é servida pela Estrada de Ferro Leste da Bahia, que liga Salvador a Belo Horizonte, passando por Brumado, Caculé e Licínio de Almeida na Estação Ferroviária Engenheiro Omar, seguindo daí para Urandi, Espinosa e Montes Claros. Estradas de rodagem também ligam Licínio de Almeida a Vitória da Conquista, na Bahia, e a Montes Claros em Minas Gerais.

5.3. ASPECTOS GEOGRÁFICOS E GEOMORFOLÓGICOS

A área focalizada neste trabalho faz parte do sistema orográfico da Cordilheira do Espinhaço - localmente conhecido como Serra das Almas - divisor de água da bacia hidrográfica do São Francisco que lhe fica a oeste, e dos rios que drenam a região a leste fluindo para o Atlântico.

A topografia nas vizinhanças de Bandarra apresenta dois compartimentos geomorfológicos distintos. A região do Planalto constitui o primeiro, estendendo-se para leste com altitudes médias encerradas na fórmula 800 ± 50 metros. A erosão mode

LEGENDA

ESTRADA DE FERRO
ESTRADA FEDERAL OU ESTADUAL
ESTRADA INTERMUNICIPAL

RIO E CORREGO
CIDADE
VILA
POVOADO
JAZIDA

ESTRADA DE ACESSO

FIGURA Nº 1

0 1 2 3 4 5 10 15 20 Km

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DO DEPÓSITO
DE MANGANÊS EM BANDARRA

BAHIA - 1976

lou este planalto de maneira bastante uniforme, surgindo escassamente, aqui e acolá, elevações mormente alongadas, constituídas na maioria das vezes de quartzitos que são mais resistentes ao processo erosivo. O segundo compartimento geomorfológico, eleva-se acerca de 1.000-1.100 metros ao longo das serranias do Espinhaço, apresentando seus cimos nivelados pela superfície de erosão Sul Americana de idade Terciária antiga (KING, 1956), sustentados pelas cristas de quartzitos que se sobressaem nas linhas de cumeadas.

As altitudes verificadas em Bandarra apresentam valores médios de cotas compreendidos entre o mínimo de 850 metros e o máximo de 1.000 metros, estando este último valor concordante com aqueles atribuídos para superfície de aplainamento das cristas da Serra do Espinhaço, a qual KING (1956) denominou superfície Sul Americana. Os valores de cotas mínimos, provavelmente correspondem à ampla superfície do Ciclo Velhas (Terciário inferior), que nos arredores de Jacaraci, segundo KING (1956) restringe a vales que avançam em direção ao divisor de água da Cordilheira, que nesta região, é truncado abruptamente pela chapa da Sul Americana.

Destacam-se amplamente na topografia da área mapeada, formas de relevo do tipo "hog-backs" ou "cuestas", sustentadas por quartzitos e formação ferrífera que capeiam estratos litológicos menos resistentes à erosão. Assim é que a formação ferrífera, portadora do depósito de manganês, constitui-se no exemplo mais notável das formas de relevo mencionadas acima.

O sistema de drenagem da região pertence à zona de influência da bacia hidrográfica do rio das Contas - a montante - aparecendo como os primeiros aportes fluviais captados em suas cabeceiras. O rio do Paiol que contorna a área noroeste, é afluente direito do rio Antônio, o qual segue seu leito até ganhar finalmente o coletor de água principal da região.

Dentro dos limites de área abrangidos pelo mapeamento,

a hidrografia acha-se representada pelo rio Bandarra, de caráter obseqüente, tendo em vista a direção oposta do seu curso em relação ao mergulho das camadas, escavando um vale central bastante profundo que na porção nordeste da área, já próximo da confluência com o rio do Paiol, alcançou seu nível de base local, conforme revelam as formas anastomosadas e os amplos depósitos aluvionares que se espriam além de seu leito. A montante do seu curso, observam-se corredeiras, e seu leito assume a forma de rio encaixado.

A drenagem secundária está representada, em sua margem esquerda, pelos córregos intermitentes do Tapicuru e Taquari, de caráter subseqüente, retilíneos e encachoeirados, alcançando o rio Bandarra, em ângulos por volta de 90° .

Com base na análise integrada dos elementos acima expostos, dentro da área estudada, atribuímos um estágio maduro para o rio Bandarra, e juvenil para seus tributários.

O clima da região é tropical quente de seca média (GALVÃO, 1966), com temperaturas de 27° (média das máximas) e 16° (média das mínimas), proporcionando uma temperatura média anual em torno de 23° (SERRA, 1955). A precipitação anual na área de Jacaraci e Licínio de Almeida é de 650-1.000mm, caracterizando-se por um período chuvoso e quente de novembro a março e outro período seco e frio de maio a outubro.

A vegetação encontra-se representada por três tipos principais: os Campos Gerais nas zonas de maiores altitudes, com vegetação rasteira e arbustos diversos; os Cerrados com representantes de porte médio (2-3 metros) nas zonas intermediárias e encostas onde se verifica maior circulação de água; as Matas de Galeria (localmente conhecida como mata cipó) com porte geralmente superior a 5 metros, aparecem com freqüência ao longo de vales de rios intermitentes e perenes.

O manto de intemperismo atinge profundidades consideráveis nas áreas em que os micaxistos estão presentes, limitando

os afloramentos em sua maior parte ao longo dos rios e vales. As rochas ultrabásicas foram poupadas pelo intemperismo somente nas proximidades do quartzito micáceo, o qual as protegeu através de seu capeamento.

5.4. DISTRIBUIÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS E ESTRATIGRÁFICAS

A análise do mapa geológico anexo (Figura 2), revela a presença de um termo litológico predominante, representado por micaxistos, que abrange a maior parte da área focalizada (cerca de 80% da área total). Nas porções mais inferiores dos micaxistos, a noroeste, e ao longo do rio Bandarra, afloram rochas com aparências de gnaisses, conforme teremos oportunidade de discutir mais adiante no capítulo atinente à petrografia.

Na porção oriental do mesmo mapa, a norte e a sul, aparecem os anfibolitos, constituindo juntamente com os quartzitos, as unidades litológicas menos expressivas da área (cerca de 10% da área total). A formação ferrífera abrange a porção meridional, a oeste, respondendo por menos de 10% da área mapeada.

Os depósitos superficiais representados por colúvios ou ainda tálus, com blocos de dimensões centimétricas até decamétricas, constituídos de quartzitos, dispõem-se no domínio centro-leste do mapa geológico. Os sedimentos correlativos aos aluviões, dispõem-se à jusante da drenagem principal, conforme pode ser observado no mapa geológico anexo.

A delimitação em campo das unidades litológicas acima mencionadas, incluindo cartografia das mesmas na escala de 1:5.000 e a interpretação de fotografias aéreas da região na escala de 1:57.000 aproximadamente, permitiu-nos considerar, ao menos tentativamente, uma seqüência de empilhamento dessas unidades para o depósito de Bandarra na seguinte ordem: 1) Seqüência

basal; 2) Seqüência intermediária; 3) Seqüência superior. Ressal-te-se que esta subdivisão é desprovida do propósito de separar unidades estratigráficas diferentes, mas apenas, estabelecer uma seqüência para melhor visualização do conjunto. A superposição de um quadro estrutural complicado, conforme evidencia a presen-ça de dobras associadas possivelmente a falhas do tipo inversa, impossibilita de certo modo o estabelecimento da sucessão estra-tigráfica original.

A seqüência basal é constituída quase que essencialmen-te por micaxistos que apresentam gradações na sua porção mais in-ferior para gnaisses, conforme constatou-se em vários afloramen-tos localizados às margens do rio Bandarra. Em sua porção mais superior, já próxima ao topo, intercalam-se finas camadas de quartzitos algo bandeado e micaxistos impregnados de manganês, que ocorrem com maior freqüência na porção sudeste da área, à montante do rio Taquari. A espessura dessa seqüência em Bandar-ra, alcança cerca de 500 metros, devendo representar, entretanto, um valor aparente devido a superposição de dobras e falhas.

A seqüência intermediária encontra-se representada pe-la formação ferrífera, a qual aparece em dois níveis diferentes, podendo ser tanto devido a uma repetição normal ocorrida duran-te a sedimentação ou imposta por dobramento ou falhamento. Sua espessura é bastante modesta, não devendo ultrapassar a valores da ordem de 5-6 metros, embora no perfil geológico apareça com espessura ligeiramente superior.

Sobrepondo-se às duas seqüências anteriores, repousa uma seqüência superior apresentando, no seu terço inferior, mica-xistos, encimados por anfibolitos na porção média da seqüência e, finalmente na sua porção mais superior, aparecem quartzitos mi-cáceos e micaxistos (Foto 1).

Nas três unidades acima referidas, os contatos litolô-gicos apresentam-se sempre definidos, concordantes, sem grada-ções entre uma e outra. Continuidade lateral está presente em todas as litologias mencionadas, embora os afloramentos de anfi-

bolitos e quartzitos, não possuem continuidade física no terreno. Para o nível da formação ferrífera que contém o depósito de man ganês de Bandarra, foi verificado continuidade em campo, porém não representável na escala do mapeamento executado.

Os anfibolitos contidos na parte média da seqüência su perior, são concordantes com as unidades situadas acima e abaixo, alcançando uma espessura por volta de 130 metros. Na base des se anfibolito ou seja no contato com a unidade subjacente, apare ce, localmente, uma zona de alguns poucos metros de espessura, constituída de quartzo com aparência leitosa, concordante com a seqüência estratigráfica, como um eventual produto de remobili zação ocorrido durante o metamorfismo.

5.5. PETROGRAFIA

Na análise e descrições petrográficas foram englobadas as rochas pertencentes à seqüência basal e superior, uma vez que apresentam semelhanças mineralógicas verificadas ao microscópio. Desse modo, são descritos os micaxistos superiores em conjunto com os micaxistos inferiores e gnaisses que aparecem nas suas porções basais.

Os quartzitos e os anfibolitos contidos na seqüência superior, são descritos separadamente, enquanto a formação ferrífera será discutida no capítulo referente à geologia econômica.

5.5.1. Micaxistos

Os micaxistos são rochas de granulação grosseira, tendo seus componentes mineralógicos visíveis megascopicamente em certos casos, e lhe conferem quando não intemperizados, tonalidades quase sempre claras, variando na maior parte delas em torno de um cinza esbranquiçado. As amostras não poupadas pelo intemperismo, principalmente aquelas mais próximas da superfície e com predomínio de minerais micáceos, aparecem em cores normalmente marrom-avermelhado.

A estrutura foliada universalmente reconhecível nesse tipo de rocha, é em alguns casos pouco proeminente nas amostras macroscópicas, sem contudo deixar de existir. As amostras procedentes das porções mais inferiores, que representam transições para gnaisses, mostram claramente isso.

A identificação microscópica, evidenciou como constituintes essenciais, quartzo e micas (biotita, sericita e clorita) em todas elas, e como acessórios comuns - turmalina, apatita, epídoto (zoisita e clinozoisita) e mais raramente - zircão, tita

nita, rutilo e calcita. Os minerais opacos estão igualmente presentes em todas elas. A microclina e o plagioclásio foram detectados em algumas amostras sem constituir-se, entretanto, em quantidades significativas como no caso dos gnaisses.

A textura dessas rochas é quase sempre lepidoblástica, orientada, conforme refletem a disposição paralela a sub-paralela de minerais micáceos com o quartzo (Fotomicrografia 1). Estes minerais formam leitos regularmente homogêneos, com alternância distinta, que aparecem em alguns domínios contorcidos, corrugados, e até mesmo com microdobras bem pronunciadas.

As bandas de quartzo quando representadas por indivíduos que se repetem apenas na direção da xistosidade, tendem a ser inequigranulares, em grãos subeuhedrais, com contornos poligonais bem definidos, possuindo orientação segundo a superfície planar acima mencionada (Fotomicrografia 1).

A presença de bandas mais expressivas, normalmente nas amostras contendo quantidades relativas mais elevadas de quartzo em relação às micas, revela textura do tipo denteada, na qual os grãos de quartzo justapõem-se de forma imbricada, em contornos sinuosos e reentrantes, com tendência a grãos anedrais e inequigranulares.

O quartzo contido nessas rochas é sempre límpido, com fraturas pronunciadas algumas vezes, extinção ondulante e não raro com sinal óptico biaxial. Inclusões milimétricas a submilimétricas são freqüentes, incluindo turmalina, mica e apatita como as mais comuns.

Os cristais de biotita, quando não transformados, apresentam cor marrom escura, fortemente pleocróicos, distribuídos em orientações com características ópticas e morfológicas diferentes num primeiro caso, as palhetas de biotita acompanham a xistosidade, enquanto que num segundo, elas são oblíquas e ortogonais à xistosidade, contrastando entre si características ópticas distintas. Os cristais de biotita discordantes, são mais

fracamente pleocróicos, porém, melhor formados, euhedrais, e simulam tamanhos maiores.

O zircão metamórfico está presente sob a forma de inclusões em cristais de biotita, resultando halos pleocróicos que lhe são característicos.

Dentro do grupo das micas, a clorita e a sericita aparecem como produtos da alteração provenientes da biotita. A sericitização e a cloritização foram processos ostensivos que afetaram todas essas rochas. Tais fenômenos, observam-se tanto ao longo dos planos de clivagem da biotita, como de suas bordas em direção ao centro. Durante a transformação da biotita, houve liberação de ferro, o qual se concentra ao longo de planos de clivagem e de fratura sob a forma de Óxido de ferro e leucoxênio.

Os minerais acessórios representados pela apatita, turmalina, zircão, titanita, clinozoisita, zoisita e mais raramente pelo rutilo e calcita, aparecem normalmente nos minerais essenciais sob a forma de inclusões comumente de ordem submilimétrica.

Baseando-se na presença e nas relações quantitativas dos minerais supra mencionados, foi-nos possível qualificar as seguintes rochas: sericita-quartzo-xisto, biotita-sericita-quartzo-xisto, sericita-biotita-quartzo-xisto e magnetita-sericita-quartzo-xisto.

5.5.2. Gnaisses

Os gnaisses são encontrados nas porções inferiores da seqüência basal, e restringem suas exposições ao longo do rio Bandarra.

O caráter gnáissico dessas rochas é facilmente reconhecivel em amostras macroscópicas, tornando-se mais evidentes quando observadas em escala de afloramento. Observa-se uma predominância ligeiramente sensível de minerais félsicos em relação aos

minerais máficos. Destacam-se em algumas delas, fenocristais de feldspatos sob a forma de lentes, estirados, que alcançam até 3 centímetros ao longo do eixo maior.

Na composição mineralógica, foram reconhecidos microclina, plagioclásio, quartzo e micas (biotita, clorita e sericita) como constituintes essenciais, e como acessórios, incluem, turmalina, epídoto (zoisita e clinozoisita), apatita e opacos.

O aumento progressivo em microclina nas amostras provenientes das porções mais inferiores da seqüência é notável, alcançando em algumas delas, porcentagem que suplanta a dos demais minerais.

A textura é granoblástica-lepidoblástica, inequigranular, em cristais com predomínio de formas subeuhedrais, denotando contornos poligonais visíveis, como na microclina e no plagioclásio.

A microclina ocorre em porfiroblastos suborientados paralelamente, com dimensões amplamente variáveis, oscilando desde 0,10 mm até 2,0 mm como valores extremos, e 0,55 mm como valores mais comuns. Suas bordas apresentam-se algo corroídas, em forma subeuhedral com tendência euhedral.

Nos cristais de plagioclásio, formas subeuhedrais são as mais comuns, com seus cristais variando desde 0,20 mm até 1,8 mm como valores extremos, e valores médios sempre próximos de 1,2 mm. A sericitização atinge amplamente os plagioclásios, restando apenas alguns núcleos que não foram transformados. O ângulo de extinção fornecido pelas lamelas dos cristais de plagioclásio maclados, permite-nos caracterizá-lo como do tipo andesina (AN 33-37).

O quartzo ocorre em grãos com ampla variação no tamanho, estendendo-se desde 0,07 mm até 1,2 mm como valores máximos, situando seus valores médios por volta de 0,25 mm. As formas são anedrais, com endentação nas bordas, e extinção ondulante em quase todos eles.

A biotita, com pleocroísmo marrom-escuro até preto, aparece na forma de palhetas dispersas com orientação aparente, parcialmente transformada em clorita.

Os minerais acessórios são mais comuns sob a forma de inclusões de ordem milimétrica a submilimétrica, representados pelo epídoto (zoisita e clinozoisita), turmalina, apatita, zircão e opacos.

5.5.3. Quartzito

A análise megascópica desta rocha, revela granulação média, algo pulverulento, em cores que predominam o cinza claro, com tonalidades virtualmente escurecidas, quando em amostras que sofreram silicificação em condições de superfície.

De acordo com observações obtidas do exame microscópico, o quartzo manifesta-se como mineral de amplo predomínio, perfazendo cerca de 95% em volume da rocha total, vindo em seguida, a sericita como mineral constituinte acessório. Menos comumente aparecem turmalina, apatita e opaco. Esta rocha foi qualificada de quartzito sericítico.

Os grânulos de quartzo em formas irregulares, inequigranulares e anedrais, exibem extinção ondulante. O contato entre os grãos de quartzo é ocupado algumas vezes por finas palhetas de sericita, que o contornam acompanhando a sinuosidade dos grãos. Inclusões desta última, são frequentes, bem como acontece com a turmalina e apatita.

Os minerais acessórios são de dimensões submilimétricas, excetuando-se a sericita que é quase sempre de ordem milimétrica e simula aspectos cintilantes em superfície quando observada sob nicóis cruzados.

5.5.4. Anfibolito

Os anfibolitos são rochas regularmente homogêneas, grossas, ostentam tons esverdeados em amostras quando não intemperizadas, que sob o exame megascópico são desprovidas de bandejamento.

Ao microscópio revelam a presença de textura mais comumente granoblástica, podendo algumas vezes tender a lepidoblástica, sem contudo, revelar orientação pronunciada dos minerais. Anfibólio e epídoto constituem em conjunto mais de 80% do volume da rocha (Tabela 3), enquanto que o feldspato e a titanita aparecem como componentes acessórios, podendo conter opacos, biotita e turmalina subordinadamente.

A composição modal das amostras de anfibolitos (num total de nove amostras) encontra-se agrupada na Tabela 3.

Depreende-se desses valores que as variações refletidas de uma amostra para outra são de maneira geral pequenas, o que é também revelado pela textura macroscópica e microscópica das amostras colhidas em campo.

Embora tenha sido constatado dois tipos de clinoanfibólios, um deles é de longe o mais abundante, ocorrendo vez por outra como único anfibólio em determinadas seções delgadas. Os dados ópticos permitem caracterizá-lo como hornblenda, apresentando ângulo de extinção por volta de 22° . São cristais de tamanho considerável (2,0 mm), prismáticos, freqüentemente geminados, euhedral-subeuhedral, em prismas por vezes alongados (até 5,0 mm), com pleocroísmo fraco (Z = verde pálido, X = amarelo), em estágio de transformação bem avançado para epídoto (Fotomicrografia 3).

O outro clinoanfibólio (da série cummingtonita-grunerita ou tremolita-actinolita) aparece escassamente em algumas das seções delgadas, agrupados, em cristais lamelares, euhedrais, fra

TABELA 3

ANÁLISE MODAL DOS ANFIBOLITOS (em percentagem)

MINERAIS	AMOSTRAS								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Anfibólio	73	76	77	78	71	73	71	73	76
Plagioclásio	6	3	2	5	6	15	13	9	14
Epídoto	17	18	18	14	21	11	12	13	8
Titanita	4	3	2	3	2	1	4	5	2
Biotita	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Opacos	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	tr
Piroxênio	tr	-	tr	-	tr	tr	tr	-	-

camente pleocróicos, biaxial (-), com ângulo de extinção situado entre 13-15°.

O feldspato se apresenta em indivíduos aproximadamente equigranulares, agrupados na maior parte das vezes, límpidos, com extinção ondulante, biaxial (-) e com geminação polissintética segundo a lei da albita em apenas um ou outro cristal.

O mineral opaco encontra-se associado com a titanita, evoluído possivelmente às suas custas pela incorporação de titânio liberado durante o metamorfismo.

A biotita é rara ocorrendo em forma de palhetas que variam desde alguns poucos milímetros até 0,02 mm, em média 0,03mm. Seu pleocroísmo é forte, estendendo-se desde marrom claro até marrom escuro.

Os minerais pertencentes ao grupo do epídoto (zoisita e clinozoisita) dispõem-se em cristais isolados ou em agregados envolvendo comumente a hornblenda.

O piroxênio é encontrado sob a forma de cristais inclusos no anfibólio revelando sinal óptico biaxial (+) e pleocroísmo mais fraco. As relações de contato verificadas nestes minerais, sugerem transformações retrometamórficas (Fotomicrografia 4).

5.5.5. Considerações sobre o metamorfismo

Embora o esboço do quadro metamórfico, baseado nas descrições petrográficas apresentadas no capítulo anterior, prescindida de melhor caracterização das associações mineralógicas, parece-nos justificável aplicar para esse grupo de rochas o conceito de fácies metamórfica.

Dentro de um contexto geral, pode-se considerar tanto os anfibolitos como os micaxistos como um conjunto

de rochas que, embora respectivamente constituídas por associações mineralógicas e litológicas diferentes, representem assembléias mineralógicas formadas provavelmente sob as mesmas condições de metamorfismo. Todavia, em consequência provavelmente mais da natureza do sedimento original do que das condições energéticas reinantes durante o metamorfismo, minerais como estauroilita, sillimanita e cianita, não foram registrados, apenas esta última escassamente.

De acordo com TURNER & VERHOOGEN (1960) e WINKLER (1965), as rochas contendo assembléias de albita + silicatos de alumínio e cálcio tornam-se instáveis na fácies almandina anfibolito, passando a coexistir plagioclásio mais cálcico ($> 15\% \text{ An}$), do tipo oligoclásio e andesina. Isto foi confirmado nos gnaisses, revelando tratar-se de um plagioclásio do tipo andesina ($\text{An } 33-37$).

A feldspatização ocorrida nos gnaisses com desenvolvimento de porfiroblastos de microclina (Fotomicrografia 2), que em algumas lâminas perfazem cerca de 30% do volume da rocha, bem como a presença de veios de quartzo ao longo do plano de gnaissificação, deformados em fase provavelmente sintectônica, denotam mobilização de álcalis e sílica durante o processo metamórfico. Tais fenômenos são compatíveis apenas em ambiente de alta energia, como os desenvolvidos em metamorfismo de médio a alto grau.

Nos micaxistos, o plagioclásio, embora não maclado e em menor quantidade do que nos gnaisses, é também representado pelo tipo intermediário, consoante com aqueles verificados nos outros tipos de rochas.

A assembléia mineralógica encontrada nos anfibolitos com hornblenda-plagioclásio-epídoto constitui, face à presença de plagioclásio do tipo oligoclásio-andesina, a paragênese estável dentro da fácies almandina-anfibolito. Segundo WINKLER (1965), durante o metamorfismo de rochas básicas, a hornblenda pode aparecer na porção mais superior da fácies xistos verdes (subfácies quartzo-albita-epídoto-almandina), todavia, em coexis

tência com plagioclásio do tipo albita ($< 7\% \text{ Ab}$).

A constatação nos anfibolitos de minerais remanescentes de piroxênio inclusos no anfibólito (Fotomicrografia 4), testemunha que a composição mineralógica original, formada num ambiente de mais alta energia, sofreu transformação retrometamórfica em resposta às novas condições a que foi submetida esta rocha.

Conquanto estejam ausentes minerais índices de metamorfismo nas rochas de Bandarra, o aparecimento de plagioclásio intermediário e a associação hornblenda-plagioclásio-epídoto, aliada à ampla microclinização dos gnaisses e em menor escala dos micaxistos, refletem um conjunto de rochas formadas muito provavelmente na fácies almandina-anfibolito, que para TURNER & VERHOOGEN (1960) abrangem uma faixa de temperatura de 550° - 750° C e pressões de 4.000 - 8.000 bars.

5.6. ESTRUTURAS

Os dados estruturais das feições planares e lineares lançados em mapa geológico, juntamente com as observações de campo e a interpretação de fotografias aéreas, representaram elementos úteis no estabelecimento do quadro estrutural presumível para a região.

Os dados de xistosidade apresentam valores de direção ("strike") dentro da faixa de 30° até 70° , como máximos e mínimos e mergulhos que variam desde 25° até 60° sempre para sudeste, podendo apresentar variações locais como na porção sudeste do mapa geológico. Os valores dominantes de direção e mergulho dispõem-se em torno de 45° e 35° respectivamente. O caimento dos eixos de um sistema de dobras é quase sempre suave (cerca de 5°) e se faz para sudoeste, contidos no plano de xistosidade (Figura 2). Variação desses valores, entretanto, aparece

a noroeste. Outro sistema possivelmente existente de dobras - conforme será discutido mais adiante - apresenta caimento para sudeste, em conformidade aproximada com a reta de maior mergulho do plano de xistosidade.

Embora tais valores estejam concentrados dentro de uma faixa relativamente estreita de variação, a existência constante de um quadro estrutural bastante complexo se estampa contrapondo-se de certo modo a esta assertiva.

As rochas que fazem parte das seqüências de Bandarra sugerem que as deformações tectônicas, com geração de dobras, tiveram palco presumivelmente em duas oportunidades distintas, embora a insuficiência de dados no segundo caso, seja factível de contestação.

A presença de falha de empurrão pode ser levantada apenas indiretamente, pois as feições que lhe são características tais como: brecha tectônica, espelho de falha ("Slikenside"), etc., não foram encontradas.

1a. Geração de Dobras

As seqüências média e superior são as que fornecem melhores evidências de dobramentos. o registro da primeira deformação plástica impingida na área encontra apoio irrefutável nas estruturas geradas, conforme muito bem demonstram as Fotos 2, 3, 4 e 5 e as informações do mapa geológico anexo. Tais dobras são ligeiramente apertadas, com deslocamentos ao longo de superfícies paralelas ou sub-paralelas aos planos axiais.

Baseado na classificação geométrica em função da posição do eixo da dobra, podemos qualificar o primeiro sistema de dobras como sendo do tipo horizontal ou fracamente inclinado. Aparentemente, o modelado topográfico foi esculpido em parte sob controle dessas estruturas, visto que, há concordância bastante

regular entre a direção dos eixos das dobras com a orientação dos talvegues e interflúvios, em particular com a drenagem secundária (Foto 2).

Na porção meridional sudeste da área, as rochas que compõem a seqüência superior refletem dobras presumivelmente do tipo inverso, com aparecimento de anfibolito na aba W (dentro do setor mapeado), o qual ressurgiu no flanco leste desta estrutura com mergulho mais acentuado, porém para o mesmo quadrante e com a mesma direção.

A diferença no padrão geométrico das dobras, encontradas nas três seqüências consideradas para Bandarra, revela que a litologia foi fator importante na variação por elas apresentadas. À medida que se caminha da seqüência basal passando pela intermediária até à seqüência superior, verifica-se que as dobras tornam-se mais abertas.

Na seqüência superior, mais próxima ao topo, são encontradas no quartzito micáceo dobras bastante abertas, ligeiramente simétricas (Foto 3), como resposta de um comportamento mais competente em relação às demais rochas durante as deformações tectônicas.

Na seqüência intermediária, representada pela formação ferrífera, as dobras são mais apertadas do que as mencionadas na seqüência anterior (Foto 4), sendo na maioria das vezes simétricas, podendo também apresentar dobras com aspecto desarmônico, havendo mesmo em alguns casos transposição do acamamento (S_1) conforme discutiremos mais adiante.

Na seqüência basal com predomínio de micaxistos que passam a gnaisses nas porções mais inferiores, as deformações são mais intensas do que nas seqüências intermediária e superior, com dobras que refletem comportamento aparentemente mais plástico do que as unidades sobrejacentes. São dobras bastante apertadas, tipo isoclinal, com evolução em alguns casos, particularmente na parte inferior da seqüência, para dobras do tipo ptigmáticas

em que a fração fêlsica aparece em formas sinuosas dentro de uma massa onde predominam minerais máficos, representados essencialmente por micas (biotita).

Na margem esquerda do rio Bandarra, a montante, aparecem abundantes elevações de quartzo que se dispõem alinhadas (com direção de aproximadamente 40°), sob a forma de recheios em cristas e calhas de pequenos antiformais e sinformais, que constituem presumivelmente no seu conjunto a estrutura sinclinal invertida representada na porção sudeste do mapa geológico (Figura 2).

2a. Geração de Dobras

Citaremos alguns elementos estruturais que corroboram no sentido de uma outra geração de dobras superimposta na região; todavia a insuficiência em dados impossibilita ao menos por enquanto afirmar com segurança esta asserção.

Na fase preliminar de nossos trabalhos, foi suscitada através da interpretação de fotografias aéreas na escala de 1:57.000, a presença de amplas dobras com orientação aproximada SSE obtida a partir destas fotos, e caimento regional em conformidade com o mergulho das rochas metassedimentares da região.

O desenvolvimento de "Boudinage" no quartzo (remobilizado possivelmente durante o metamorfismo) ao longo do plano de xistosidade com orientação paralela à direção das camadas - conforme pode ser visto em seção na Foto 6 - pode servir, embora de maneira questionável, como elemento que concorre para a segunda geração de dobras.

Segundo CLOOS (1947) a "Boudinage" é independente da composição ou espécie de material envolvido, sendo função da diferença de competência dos estratos durante o processo de deformação. As camadas competentes se fraturam inicialmente, ocorrendo o afluxo e preenchimento dessas fraturas por material menos competente de camadas adjacentes. Todavia, este fenômeno não é restrito às camadas dobradas, mas também em áreas granitizadas como aquelas descritas por WEGMANN & HOLMQUIST (*in* CLOOS, 1947).

De acordo com BILLINGS (1954), observa-se através da seção transversal de uma dobra, que a camada competente se espessa e se afina simulando formas em rosário, destacando-se em unidades individuais chamadas de "Boudins", as quais em sua junção resultam numa lineação, provando que a "Boudinage" é claramente o resultado do alongamento em ângulo reto em relação à linha de "Boudin".

Outro elemento que, embora questionável, pode servir como suporte para uma outra geração de dobras, é o desenvolvimento de uma segunda estrutura plana (foliação S_2 no sentido de BAGDLEY, 1965) (Foto. 7) que intercepta a foliação anterior, resultando uma feição linear (lineação) coincidente com a reta de maior declividade do plano (cerca de 40°), conforme evidencia a foto acima mencionada. Esta segunda geração de foliação é reforçada pela presença de camadas dobradas que sofreram transposição (Foto 5).

TURNER & WEISS (1963) ilustram esquematicamente a sequência de eventos ocorridos durante a transposição da seguinte maneira: 1) dobramento similar do acamamento S_1 (Figura 3a); 2) linhas alternadas se adelgaçam onde o dobramento é assimétrico (Figura 3b); 3) desenvolvimento de um segundo plano representado pela foliação S_2 (Figuras 3c-d). Parece-nos bastante razoável a correspondência entre a evolução esquemática mostrada pelos autores com aquela evidenciada através da Foto 5.

Figura 3 - Seqüência de transposição de acamamentos (S_1) para foliação (S_2).

- a) Dobramento similar do acamamento S_1 .
- b) Linhas alternadas se adelgaçam onde o dobramento é assimétrico.
- c-d) Desenvolvimento de uma segunda estrutura planar representada pela foliação S_2 .

Segundo os autores acima mencionados as dobras transversais ("cross folds" ou "oblique folds") possuem plano axial inclinado ou paralelo ao das dobras longitudinais, as quais, por sua vez, encontram-se dispostas em conformidade com a orientação do cinturão orogênico. Claro está, que as dobras transversais são formadas em fase posterior ao das dobras principais, nos limbos das quais elas aparecem. Estas dobras tem sido designadas de dobras superpostas ou superimpostas ("superposed or superimposed folds").

As dobras longitudinais além de serem paralelas ao corpo orogênico, possuem seus eixos dispostos na horizontal ou fracamente inclinados.

Com base nas feições estruturais acima expostas, incluindo desenvolvimento de "Boudinage" segundo a direção das camadas, estrutura planar de segunda geração (foliação S_2), correspondência entre a linha de "Boudin" e a feição linear (interseção de S_1 e S_2), transposição de acamamento e interpretação de fotografias aéreas, conduzem-nos a um quadro estrutural resultante provavelmente de duas gerações de dobramentos. Desse modo, parece-nos razoável admitir que a área estudada se enquadra num sistema de dobras longitudinais em direção aproximada ao da Cordilheira do Espinhaço naquele trecho da Bahia, e com dobras transversais superpostas ao longo de seus limbos.

Embora a concentração inicial de manganês tenha sido produzida durante a sedimentação, as feições atuais das lentes de minério poderiam ser pelo menos "pro-parte", resultados da tectônica.

5.7. GEOLOGIA ECONÔMICA

Pouca atenção tem sido dispensada pelos pesquisadores nacionais no sentido de caracterizar os minerais de manganês de origem primária ou secundária, contidos em associações com minério ou protominério, procurando focalizar o aspecto textural representado pelos mesmos, a fim de esclarecer sua gênese.

Salvaguardando-se alguns trabalhos em sua maioria efetuados por pesquisadores estrangeiros - embora não ao todo voltado para este aspecto - tais como: DORR *et al.* (1958) e ÖDMAN (1955) na região do Quadrilátero Ferrífero (MG), LEINZ (1948), DORR *et al.* (1950), NAGELL & SILVA (1961) e VALARELLI (1967) na Serra do Navio (AP); ALMEIDA (1946) em URUCUM (MT) e RIBEIRO FILHO (1968) na região de Urandi (BA), pouca citação adicional pode ser encontrada na literatura que se refere a manganês.

No capítulo em apreço, será efetuada inicialmente uma descrição das principais características ópticas de cada mineral em particular, discutindo-se logo a seguir suas relações texturais e suas prováveis fases de formação. Considerações adicionais serão conduzidas sobre a formação ferrífera e o protominério, finalizando com tratamento referente ao aspecto genético do depósito.

5.7.1. Mineralogia

No presente trabalho, as investigações foram efetuadas por difração de raios X e microscopia, especialmente em seções polidas, visando estabelecer a assembléia mineralógica constituinte e suas respectivas gerações decorrentes do processo metamórfico.

Com base nas condições de formação desses minerais, fo

ram distinguidos dois grupos principais: a) minerais primários - aqueles formados às expensas do metamorfismo, representados por óxidos (jacobsita, hausmannita, bixbyita, hematita), silicatos (espessartita, tefroita, alleganita, anfibólio e mica manganésíferos) e carbonato (kutnahorita ou manganocalcita ou mangano-dolomita ?); b) minerais secundários - aqueles formados simultaneamente em condições superficiais, tais como: minerais do grupo α MnO_2 , malaquita, cuprita e óxido de ferro hidratado.

Os minerais de ganga primários incluem aqueles formados juntamente com o protominério no metamorfismo, representados principalmente pelo quartzo (sob a forma de "metachert" ou jasper), carbonatos e silicatos manganésíferos.

Em consequência da dificuldade que o autor encontrou na distinção das diferentes tonalidades de cores apresentadas pelos minerais de manganês, à medida que prosseguia no estudo em seções polidas, achou oportuno utilizar a carta de cores para rochas "Rock-color chart" distribuída pela Geological Society of America". Esperamos com isso, situar melhor o leitor numa faixa de cores mais estreita do espectro pela simples comparação com a carta acima referida, principalmente aqueles que porventura venham trabalhar com minerais de manganês.

As determinações dos minerais conduzidas por intermédio de raios X estão contidas nas Tabelas 4, 5, 6 e Figura 4.

Hematita (Fe_2O_3)

A hematita quando examinada sob luz polarizada, apresenta cor cinza claro muito próxima do branco (5 B 9/1), com tonalidade azulada em superfície, acentuando-se nos grãos de melhor polimento. Sua birreflectância é fraca, porém, seu caráter anisotrópico é distinto. Reflexão interna está sempre presente, assumindo cores profundamente vermelhas quando se utiliza boa ilu

DIAGRAMA DE PÓ. RADIAÇÕES $\text{CuK}\alpha$, FILTRO Ni

HEMATITA				HAUSMANNITA			
d (Å)	I/I ₀	d (Å)	I/I ₀	d (Å)	I/I ₀	d (Å)	I/I ₀
4.25	2	3.33	1	4.92	6	4.45	1
3.68	4	3.03	1	3.65	1	3.11	8
3.34	8	2.88	1	3.33	2	3.08	5
2.69	10	2.69	10	3.07	3	2.74	10
2.51	8	2.60	2	2.89	2	2.43	10
2.44	1	2.51	8	2.74	10	2.40	1
2.28	1	2.26	1	2.66	5	1.77	1
2.20	3	2.20	3	2.61	5	1.62	1
2.12	1	2.02	1	2.52	5	1.57	1
1.96	1	1.90	1	2.49	10	1.54	1
1.83	6	1.82	4	2.46	1	1.44	1
1.81	1	1.69	7	2.39	1		
1.69	8	1.55	1	2.34	5		
1.59	1	1.48	3	2.04	3		
1.54	1	1.43	3				
1.48	2						
1.45	6						
1.37	1						
1.31	2						
1.25	1						

(3.33) etc. - Reflexões de quartzo misturado
com hematita e hausmannita

minação e objetiva com aumento igual ou superior a 28 X.

No que tange à cristalinidade, evidenciou-se dois tipos distintos: 1) cristais maciços com superfícies límpidas, em formas poliédricas na maioria das vezes, com dimensões de 0,15 mm, podendo alcançar até 0,65 mm em determinados grãos; 2) cristais com aspecto esponjoso na superfície, pontilhados de pequenos grãos submilimétricos de minerais de ganga.

A hematita pode ocorrer, certas vezes, em cristais agrupados muito próximos uns aos outros, em formas irregulares, com variação muito ampla de tamanho dentre os grãos num mesmo domínio, conferindo ao minério uma textura microcataclástica, em que os grãos estão cimentados pelos minerais componentes da ganga (Fotomicrografia 5).

A hematita ocorre juntamente com a jacobsita numa trama estrutural delicada, do tipo "Network" visível apenas com objetivas de bom aumento (11 X ou superior) (Fotomicrografia 6).

Sua distribuição ocorre em finas camadas, com larguras individuais de cerca de 0,15 mm em média, que se repetem sucessivamente com os minerais de ganga, conferindo ao minério uma textura nitidamente orientada (Fotomicrografia 7).

As relações texturais da hematita evidenciam pelo menos duas fases principais de formação. Na Fotomicrografia 8 pode ser observada hematita da primeira fase intercrescida com jacobsita, sendo seccionada pela hematita da segunda fase que, ao microscópio, revela orientação óptica diferente.

Óxido de ferro (Lepidocrocita γ - FeOOH ou Goethita α - FeOOH)

Sob luz polarizada, apresenta cor cinza esverdeado (5Y 6/1), com refletividade muito fraca. Manchas esbranquiçadas de cristais de hematita parcialmente substituídos aparecem como

TABELA 5

DIAGRAMA DE PÓ. RADIAÇÕES $\text{CuK}\alpha$, FILTRO Ni

ASTM GOETHITA		ASTM 5-0454 ESPESSARTITA		ESPESSARTITA E QUARTZO		GOETHITA	
$d(\text{\AA})$	I/I_0	$d(\text{\AA})$	I/I_0	$d(\text{\AA})$	I/I_0	$d(\text{\AA})$	I/I_0
4.58	10	4.26	35	6.33	10	5.06	10
4.18	100	3.34	100	4.27	30	4.20	100
3.38	10	2.45	12	3.57	10	3.33	100
2.69	30	2.28	12	3.33	100	2.90	20
2.58	8	2.23	6	3.12	10	2.63	70
2.52	4	2.12	9	2.92	20	2.59	50
2.49	16	1.98	6	2.70	30	2.44	60
2.45	25	1.81	17	2.60	70	2.36	10
2.25	10	1.80	<1	2.45	10	2.24	10
2.19	20	1.67	7	2.37	10	2.18	20
2.00	2	1.65	3	2.13	10	2.12	10
1.92	6	1.60	<1	2.03	10	1.91	10
1.79	8	1.54	15	1.89	10	1.87	10
1.77	2	1.45	30	1.84	30	1.81	10
1.72	20	1.41	<1	1.81	10	1.71	30
1.69	10	1.38	7	1.69	10	1.60	10
1.66	4	1.37	11	1.67	10	1.55	20
1.60	6	1.37	9	1.61	10	1.51	10
1.56	16	1.28	3	1.55	10	1.50	10
1.50	10	1.25	4	1.54	10	1.45	10
1.46	4	1.22	2	1.48	10	1.36	10
1.45	10	1.19	5	1.44	10	1.26	10
1.41	2	1.13	2	1.43	10		
1.39	8	1.18	4	1.40	10		
1.35	8	1.18	4	1.37	10		

remanescentes em grande parte das seções. Sua birreflectância é moderadamente distinta, tornando-se um pouco mais acentuada nas porções maculadas por hematita.

O exame mais pormenorizado revela um mineral com características ópticas não muito bem definidas, mostrando variações de cores e anisotropia em função do maior ou menor grau de transformação.

Devido à presença de remanescentes de hematita sob a forma de ilhas não completamente transformados, assumem muitas vezes, cores originais da hematita. A presença de transformação incompleta da hematita conduz alterações nas características ópticas do mineral, que passa revelar birreflectância e anisotropia ligeiramente mais acentuadas.

Embora ao microscópio tenha em aparência muita semelhança com a goethita, o aparecimento de tonalidade verde sujo "dirty green" é referido por RAMDOHR (1969) como diagnóstico deste mineral.

O caráter anisotrópico é distinto a forte, variando de tons verde claro até mais escuro, com maior proeminência nos grãos que circundam a hematita.

A distribuição da lepidocrocita (?), é em grande parte controlada pela hematita, como reflexo da íntima associação revelada pelas mesmas. Nos locais que se verifica maior intensidade de deformação do mineral gerador, tanto mais expressivo se torna o óxido secundário de ferro, havendo em certos casos, desaparecimento parcial do mesmo.

O óxido de ferro secundário é encontrado disposto ao longo dos limites de grãos de outros minerais, funcionando como se fosse cimento em cristais contíguos de hematita ou de ganga. A formação preferencial de cordões de óxido de ferro secundário ao longo da direção de bandamento do minério, se deve a maior facilidade de percolação encontrada pelas soluções superficiais contendo íon ferroso, sobretudo pela inclinação do corpo mineralizado.

Bixbyita - $(\text{Mn,Fe})_2\text{O}_3$

A bixbyita é encontrada em grãos individuais ou em exsolução com a jacobsita, numa trama estrutural do tipo "Network", na qual representa o mineral hospedeiro.

Apresenta cor cinza com tonalidade creme ou amarelada (5Y 8/4), de refletividade alta e com superfície de bom polimento. Sua anisotropia é forte, variando de tons cinza azulado até castanho, muito semelhante à anisotropia revelada pela hausmannita. A birreflectância é distinta, estendendo-se desde o cinza claro com tons azulados até o amarelo pálido. Tais características ópticas, em grande parte, são discordantes daquelas observadas por diversos autores, devendo serem tomadas como anômalas. Todavia, a consideramos, pois sua determinação foi efetuada por intermédio de raios X (Figura 4).

As observações conduzidas com objetiva de menor aumento (5,5 X) revelam textura granoblástica, em que se destacam fenocristais não exsolvidos com jacobsita, em dimensões que variam desde 0,10 mm até 0,60 mm, situando os valores médios por volta de 0,20 mm. Utilizando-se da objetiva de maior aumento (11 X ou superior), verifica-se o intercrescimento entre bixbyita e jacobsita, no qual, esta última aparece como mineral hospedeiro. Neste caso, as dimensões da bixbyita são relativamente menores, não chegando a exceder dois décimos de milímetro.

Os cristais de bixbyita não exsolvidos, são inequigranulares, anedrais com tendência euhedral, evidenciando relações de contato que refletem contemporaneidade com a bixbyita exsolvida.

Jacobsita - $(\text{Mn}, \text{Fe})_3\text{O}_4$

A jacobscita apresenta cor marrom-avermelhada (5 R 6/6-10 R 6/2), fortemente magnética e exibe sempre textura em exsolução.

Suas características ópticas são similares aquelas apresentadas pela magnetita, com cristais isótropos, desprovidos de birrefletância e de reflexão interna. Ao que parece, conforme já mencionara RIBEIRO FILHO (1970) em seu trabalho sobre as jacobscitas provenientes do distrito manganêsífero de Urandi, a cor é o elemento mais útil para distinguir da magnetita.

A distribuição da jacobscita é inteiramente controlada pela bixbyita e hematita, ocorrendo como fase exsolvida, disposta preferencialmente ao longo dos planos de clivagem, resultando uma estrutura do tipo "Network", de forma análoga ao que ocorre entre outros espinélios (Fotomicrografia 6).

RIBEIRO FILHO (1968) reporta a existência na mina Barnabé de jacobscita intercrescida com hematita e também com hausmannita, classificando neste segundo caso como verdenburgita. Em outras jazidas localizadas próximas a estas como Feixe de Vara, Covão, Piedade e Pau de Rego ocorrem também minérios magnéticos que contêm jacobscita e verdenburgita.

Hausmannita - (Mn_3O_4)

Foram distinguidas duas gerações de hausmannita, denominadas respectivamente de hausmannita I e II.

O exame microscópico da hausmannita I revela cor cinza média (5 Y 8/1) com refletividade moderada. Sua birrefletância é distinta, principalmente quando observada em grãos com

superfície límpida. Anisotropia forte, variando de cinza com tom azulado até castanho-marrom, e às vezes amarelo, com este último, aparecendo em particular nos grãos que se encontram geminados.

No que tange à cristalinidade, distingue-se um tipo maciço com superfície de bom polimento e outro de aspecto esponjoso, parcialmente alterado em óxidos de manganês secundários.

A textura se mostra em grande parte granoblástica, com cristais anedrais, arredondados ou subarredondados, inequigranulares, variando desde 0,05 mm até 0,60 mm, com a maior parte dos grãos concentrados por volta de 0,25 mm.

Geminações são freqüentes, ocorrendo em lamelas simples, geralmente presentes ao longo do plano (101), em aparência muito similar à macla de Carlsbad.

A hausmannita I revela inclusões submilimétricas de cuprita ou hematita (?) e de minerais de ganga bem como evidências de substituição pela cuprita, conforme pode ser observado através da Fotomicrografia 9.

A hausmannita II contém inclusões de hausmannita I e apresenta características ópticas semelhantes a esta, diferindo muitas vezes pela presença de finas agulhas de rutilo (?) (numa trama muito similar àquela verificada entre rutilo em hematita), e pela tonalidade ligeiramente mais clara, perceptível apenas em grãos contíguos (Fotomicrografia 10).

Cuprita - (Cu_2O)

A cuprita faz parte do elenco de minerais formados em condições de superfície, evoluído a partir do cobre nativo pelo processo de oxidação.

Ao microscópio se observa cor cinza-azulado, similar à

hematita, porém com matiz de azul mais intenso (5 B 7/1). Sua birreflectância é distinta, oscilando entre o cinza-azulado com tonalidades mais claras até mais escuras, que sob nicos semi-cruzados reflete uma anisotropia notável, variando de tons azulado até castanho.

Dentre as características ópticas observadas na cuprita, a mais notável sem dúvida alguma, é sua reflexão interna. Com objetiva de 28 aumentos, ou superior, aparecem cores profundamente vermelhas ("Vermelho Rubi") salientadas por toda região do grão, aumentando de intensidade em direção as suas bordas.

Na superfície dos cristais de cuprita são muito frequentes manchas de coloração verde escura a preto, constituídas provavelmente de material secundário contendo óxido de manganês e/ou ferro (crednerita ?).

Sua textura, em grande parte, evidencia forma herdada do cobre nativo a partir do qual se formou em condições supérgeas. Contudo, na cuprita as relações de contato com os demais minerais, incluindo os de ganga, se tornam mais esclarecedores.

Observa-se claramente substituição da cuprita tanto ao longo de planos de fratura como de clivagem, podendo estar presente nos limites de grãos adjacentes. No primeiro caso, assume forma de filetes e vênulas ao longo da hausmannita e dos minerais de ganga, evidenciando uma fase certamente ulterior, enquanto no segundo, é nítido o controle oferecido pela estrutura do cristal substituído, particularmente segundo a direção dos planos de clivagem do carbonato (Fotomicrografia 11). Finalmente pode ser mencionado a disposição de finíssimas vênulas entre grãos individuais de minerais que compõem a ganga.

Os grãos que não substituem a ganga são de aspecto maciço, podendo se apresentar porosos e pontilhados de minúsculas inclusões desta, sendo inequigranulares, anedrais, aparecendo grãos isolados ou agrupados, com dimensões médias por volta de 0,40 mm.

Cobre nativo - (Cu)

O cobre nativo associado ao protominério de manganês na localidade de Bandarra, foi descrito inicialmente por RIBEIRO FILHO (1969) como filiado a veio de quartzo. Todavia, estudos posteriores empreendidos por este mesmo autor conduziram ao abandono desta hipótese, passando admitir contemporaneidade do mesmo com o sedimento original, em trabalho apresentado ao Congresso Internacional de Geologia da Austrália (1976).

O cobre aparece intimamente associado à cuprita, ocupando sempre suas porções internas, indicando claramente um estágio de formação anterior (Fotomicrografia 11).

Caracteriza-se ao ser examinado ao microscópio em luz polarizada por uma cor amarelo-laranja (entre 5 YR 8/4 e 10 YR 8/6), com ausência de birreflectância, porém com efeitos anisotrópicos aparentes.

Os cristais são irregulares, anedrais, inequigranulares, com endentação nas bordas, ocorrendo em grãos individuais ou em agregados que podem conter ou não inclusões de minerais de ganga e minério (Fotomicrografia 11).

Os cristais possuem dimensões que compreendem valores máximos de 0,04 mm e mínimos de 0,80 mm, concentrando-se a parcela dominante ao redor de 0,15 mm.

A distribuição do cobre é restrita no elenco das seções examinadas, estando seu aparecimento limitado em apenas três das trinta e duas seções que compõem a coleção estudada. Ocupa de preferência os domínios mais ricos em ganga carbonática com associação de cuprita e hausmannita.

Embora de maneira indireta, pois encontra-se transformado em cuprita, o cobre é encontrado disposto ao longo de microfraturas em forma de veios ou vênulas, que refletem uma fase subsequente de formação.

Na ausência de fraturas e deformações dos grãos de co
bre nativo, assumimos como mineral cristalizado em estágio ulte
rior aos óxidos de manganês e ferro que compõem o protominério
de Bandarra.

Minerais de ganga

Os minerais de ganga estão representados mais freqüen
temente pelo quartzo e carbonato, vindo a seguir, porém em menor
quantidade, granada manganesífera (espessartita) e mais escassa
mente tefroíta junto com clinoanfibólio e mica manganesíferos,
incluindo também alleganita, a qual foi referida por RIBEIRO FI
LHO (1976).

O carbonato visível em apenas algumas seções do proto
minério, revela alteração para óxido de alta valência e substi
tuição ao longo dos planos de clivagem e fratura pela cuprita
(Fotomicrografias 11 e 12). Sua distribuição revela preferência
pelas regiões em que há predomínio de minerais manganesíferos
em relação aqueles que contêm ferro.

A tefroíta é encontrada juntamente com o carbonato em
grãos contíguos, revelando relações de contato com bordos de rea
ção (Fotomicrografia 12).

A espessartita ocorre associada ao domínio carbonático
e encontra-se parcialmente transformada em óxido de manganês se
cundário (Fotomicrografia 13). Seus cristais assumem formas ar
redondadas ou subarredondadas, variando desde 0,10 mm até 0,30mm
como valores extremos, apresentando em média 0,18 mm. Os demais
silicatos ocorrem em proporções quantitativamente menos expressi
vas do que a espessartita.

TABELA 6

DIAGRAMA DE PÓ. RADIAÇÕES CuK α , FILTRO Ni

ASTM Mg - KUTNAHORITA		BANDARRA Mg - KUTNAHORITA(?)	
d (Å)	I/I ₁	d (Å)	I/I ₁
5.41	2	8.38	20
3.73	8	3.72	20
2.91	100	3.47	20
2.70	2	3.33	10
2.56	2	3.01	10
2.42	6	2.90	100
2.20	10	2.63	10
2.03	6	2.44	60
1.86	4	2.02	10
1.82	10	1.73	10
1.80	12	1.64	50
1.80	10	1.37	40
1.57	2	1.32	10
1.55	4		
1.51	2		

(3.33) etc. - Reflexões de quartzo misturado
com carbonato

JACOSSITA (JA)
BIXBYITA (bb)
MAGNETITA (MG)
ESPESSARTITA (SP)

FIG.4-DIFRATOGRAMAS
DO PROTOMINÉRIO DE
MANGANÊS DE BANDARRA
(Jacaraci, (Ba))

5.7.2. Transformações Mineralógicas e Texturais

Segundo ROY (1968) a rodonita junto com espessartita são comuns em rochas formadas no metamorfismo de baixo grau, que na presença de manganês abundante podem persistir conjuntamente até a zona da sillimanita. A ausência de rodocrosita no sedimento original determina o não aparecimento de tefroíta, pois somente o MnCO_3 reagiria com MnSiO_3 para dar Mn_2SiO_4 com liberação de CO_2 .

Ainda de acordo com ROY (1968), numa assembléia sílico-carbonática sedimentar, após o metamorfismo, rodocrosita, rodonita, pyroxmangita, espessartita e tefroíta são comuns, enquanto que num depósito de silicato de manganês metamórfico, a rodocrosita e tefroíta estão geralmente ausentes, aparecendo espessartita, rodonita e diferentes piroxênios de manganês, anfibólios e micas que são formados pela reação de óxido de manganês e sílica misturada, alumina, etc. durante o metamorfismo, ou pela transformação em alta temperatura de silicatos como bementita e neotocita.

CÂNDIA (1975) menciona a importância da f_{O_2} no campo de estabilidade da rodocrosita e dos diferentes óxidos de manganês, pois, dependendo do valor da fugacidade do oxigênio na fase fluida, a descarbonatização da rodocrosita produzirá determinado óxido: MnO , Mn_3O_4 , Mn_2O_3 , ou MnO_2 , cujos campos de estabilidade também são determinados pelo valor de f_{O_2} .

As evidências texturais observadas nos minerais do depósito de Bandarra, permitem distinguir pelo menos duas fases de formação de hematita e hausmannita durante o processo metamórfico, designadas respectivamente por I e II. Os demais minerais descritos na associação paragenética revelaram apenas uma fase de formação.

O maior grau de deformação da hematita I em relação a

hematita II aliado à presença de veios ou vênulas de uma fase posterior, servem como argumentos para distinção feita entre as mesmas. A primeira geração de hematita ocorre tanto sob a forma de cristais únicos como em exsolução com jacobsita.

No que se refere a hausmannita I e II, além de apresentarem características ópticas distintas, aparecem cristais formados na primeira fase inclusos nos da fase posterior (Fotomicrografia 9). Este mineral, indistintamente (1a. ou 2a. fases), é substituído por cuprita tanto ao longo dos planos de clivagem como nos de fratura.

Nos domínios em que havia manganês em excesso, particularmente naqueles em que são abundantes os minerais de ganga (carbonato), houve formação de hausmannita. É admissível também, que se o carbonato original fosse portador de manganês, em condições de alta temperatura, por descarbonização, conduziria à formação de manganosita que se oxidaria prontamente para hausmannita.

A jacobsita intercrescida com bixbyita em vez de hausmannita, representa um modo de ocorrência para a qual não foi encontrada explicação razoável, pois sabe-se que em condições com disponibilidade de ferro, ela se transforma em vredenburgita metastável ou jacobsita (ROY, 1968).

Durante a formação de jacobsita e hematita por exsolução, a quantidade de hematita (solvente) presente no sistema, era relativamente maior do que a existente de jacobsita (soluto), ocorrendo a incorporação desta última na estrutura da hematita, que após isso, separou-se como excesso (solvente) em fase única homogênea para formar hematita em cristais desprovidos de jacobsita.

A ausência de jacobsita em exsolução com hausmannita parece revelar condições de resfriamento não compatíveis com aquelas exigidas pela vredenburgita ou, indicar que o limite do campo de estabilidade desta última não foi alcançado. Poder-se-ia pensar num processo de recristalização subsequente que con

duzisse a destruição desse intercrescimento, todavia, isso parece menos provável, visto que, além de deixar remanescentes acarretaria igualmente a destruição dos intercrescimentos formados entre jacobsita-hematita e jacobsita-bixbyita.

De qualquer modo, a presença de jacobsita e hausmannita no mesmo protominério revela condições enérgicas de temperatura compatíveis com aquelas desenvolvidas no metamorfismo regional que afetou a região.

MASON (1947) mostra que a vredenburgita natural (jacobsita exsolvida em hausmannita) se forma na faixa de 500-700° C, a qual coincide plenamente com aquela deduzida do metamorfismo regional a partir das rochas encaixantes, que segundo TURNER & VERHOOGEN (1960) para a fácies almandina anfibolito é fixada entre 550-750° C.

A formação em Bandarra de espessartita e outros silicatos manganêsíferos, como anfibólito e mica manganêsíferos, parece ser mais devido ao efeito estabilizante desempenhado pelo alumínio incorporado na estrutura destes silicatos, do que ausência de carbonatos contendo manganês no sedimento original, conforme tem sido atribuído por vários autores.

As relações texturais reveladas pelo cobre nativo não podem ser tomadas cabalmente para resolução de sua gênese, pois além de ocorrer sob a forma de veios e vênulas ele substitui a hausmannita (I e II) e minerais de ganga, bem como simula textura do tipo esqueleto, a qual poderia indicar contemporaneidade na formação.

Os minerais secundários encontram-se representados pela goethita e/ou lepidocrocita, minerais de manganês do grupo α MnO_2 , além de malaquita e cuprita.

5.7.3. Classificação e Distribuição do Minério

O minério de manganês em Bandarra, bem como em grande parte dos depósitos existentes na região de Licínio de Almeida-Urandi, podem ser classificados em dois grupos principais: a) minério lenticular (primário ou secundário); b) minério rolado (secundário - eluvial ou coluvial).

RIBEIRO FILHO (1968) ao se referir sobre a jazida de Pedra Preta, salienta que uma classificação baseada apenas no aspecto genético, seria insuficiente para atender o interesse prático da mineração, por conseguinte, levando em conta estes dois fatores adota a seguinte classificação:

1 - Depósito lenticular (Residual)	Minério macio
	Minério pulverulento
2 - Depósito de enriquecimento supérgeo	Eluvial - Minério compacto com fratura concoidal
	Rolado - Minério compacto com fratura concoidal
	Minério compacto com geodo de pirrolusita
	Minério compacto e botrioidal Laterítico

O minério lenticular que ocorre em Bandarra, ao contrário daquele mencionado por RIBEIRO FILHO (1968) na jazida de Pedra Preta - é sempre compacto, maciço, bastante homogêneo e com fratura concoidal. Em determinadas amostras o bandeamento é perceptível macroscopicamente, devido ao leve contraste de bandas mais escuras com bandas mais claras (cinza-aço), esta última de aspecto reluzente em superfície. Este tipo de minério em amos

tras de campo apresenta-se invariavelmente magnético, em particular, nos poços situados na parte central do depósito, que contém em seus extremos os poços 14 e 68 (Figuras 5 e 9).

Considerando-se que o aumento progressivo da entrada do ferro na estrutura dos espinélios manganésíferos é acompanhado paralelamente com o aumento na intensidade do magnetismo, seria lógico esperar no depósito de Bandarra, que os teores em ferro na porção central fossem mais elevados do que os de manganês, invertendo-se a situação em direção às zonas limítrofes do minério, isto é, aumento dos teores de manganês com conseqüente diminuição dos teores de ferro. Tal observação, foi confirmada em fase ulterior com os resultados obtidos a partir de análises químicas, que mostram teores de ferro mais elevados na parte central (Tabela 7 e Figura 9 e com valores menores à medida que nos afastamos em direção às extremidades.

Observações conduzidas com detalhe em amostras macroscópicas permitem distinguir de uma maneira geral - mesmo sem auxílio de análises químicas - três tipos lenticulares: 1) lenticular manganésífero; 2) lenticular ferruginoso; 3) lenticular silicoso. Os dois primeiros apresentam características físicas semelhantes, com valores de densidade relativa pouco mais elevada do que no silicoso, sendo também mais compactos, com traço mais facilmente obtido na placa de porcelana. Os lenticulares do tipo manganésífero e ferruginoso, diferem entre si pela aparência geral, cor e traço mais claros do que o tipo ferruginoso, porém com brilho metálico menos acentuado.

Os resultados das análises químicas efetuadas nos tipos lenticulares acima referidos, apresentaram como médias aproximadas os seguintes valores : 25-30% de Fe e $\pm 10\%$ de Mn lenticular ferruginoso); 45-55% de Mn (lenticular manganésífero); 30-40% de SiO_2 e 10-20% de Mn lenticular).

De uma maneira geral, os três grupos acima apresenta dos distribuem-se lateralmente no depósito, da seguinte maneira: a) lenticular ferruginoso - abrange a porção central do depósito, já anteriormente referido, gradando lateralmente para oeste, até alcançar a formação ferrífera não manganésifera. b) lenticular manganésifero - ocorre em duas áreas distintas, situadas na porção setentrional e meridional, respectivamente, possuindo como limites graduais entre si, o minério lenticular ferruginoso; c) lenticular silicoso - aparece distribuído de forma irregular, sem qualquer controle aparente.

O minério rolado é de natureza secundária, distribuindo-se na superfície do depósito em forma de cobertura, com valores de espessura crescentes em direção às cotas mais inferiores alcançando em média 2-3 m nas proximidades do rio Tapicuru (Figura 5, Poços 11, 26, 14, 10 e 15).

Este tipo de minério se encontra representado por concreções mais ou menos arredondadas, conhecido na terminologia corrente sobre manganês como "Granzon". Este termo foi utilizado no Brasil por DORR *et al.* (1950) em face da ocorrência de material similar ao dos depósitos cubanos.

No depósito de Bandarra, a predominância de minério do tipo "Granzon" no material rolado, deve-se às condições extremamente favoráveis ali encontradas, pois a interação resultante de fatores fisiográficos com vegetação exuberante e boas condições de circulação de água, respondem pelo ambiente requerido para formação deste tipo de depósito.

O minério do tipo "Granzon" é constituído por massas nodulares concêntricas, de dimensões variáveis, em média de 2 a 3 cm, com um núcleo geralmente duro, podendo ser de composição variável, ocorrendo com maior frequência grãos de quartzo e de minério compacto, não faltando, entretanto, núcleos de formação ferrífera e de xisto alterado.

As concreções de manganês são formadas na superfície

TABELA 7
ANÁLISES QUÍMICAS DO PROTOMINÉRIO DO DEPÓSITO DE BANDARRA
(Porcentagens em Peso)

POÇO	AMOSTRAS*	Mn	MnO ₂	Fe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	P	BaO
01	1	47,07	74,51	10,24	7,45	1,77	0,030	0,32
19	2	45,55	72,09	2,23	15,90	3,55	0,079	nd
08	3	22,54	35,67	16,45	12,32	13,56	0,176	0,28
18	4	28,43	44,93	7,92	nd	nd	nd	nd
23	5	23,62	37,38	12,83	33,40	4,33	0,102	0,33
26	6	56,52	89,45	3,53	0,35	2,36	0,169	nd
07	7	13,69	21,66	31,75	3,75	10,61	0,041	0,13
14	3	3,38	14,05	26,73	37,46	8,50	0,075	0,11
31	9	7,08	12,78	31,08	40,20	2,36	0,036	0,20

*Minério lenticular compacto

- Analista: Antonio Carlos Santos Silva, químico da Mineração Urandi S/A

pela adição contínua do óxido em torno do núcleo sólido, que por acréscimo sucessivo em forma concêntrica aumenta de tamanho, como resultado da solubilização e precipitação a partir de horizontes manganésíferos. Devido à extrema facilidade oferecida na coleta deste material, bem como sua porcentagem de recuperação que alcança valores entre 30-35%, advém sua maior importância econômica em relação ao minério lenticular encontrado em muitos depósitos na região de Licínio de Almeida.

Com base nos poços de pesquisas efetuados (profundidade máxima de 5 m), foram distinguidos na formação ferrífera, dois horizontes principais contendo minério de manganês, separados entre si por uma camada principal de micaxisto que alcança, no máximo, cerca de 1 metro (Figura 5). A configuração desses horizontes é de aspecto lenticular, algumas vezes assumindo formas de lentes camadas sempre concordantes, que se adelgaçam gradualmente para as extremidades, com extensão limitada, variando desde alguns poucos centímetros até metros (tanto no comprimento como na largura), não devendo contudo, ultrapassar valores acima de 10 metros. Num caso particular, em que a lente se encontrava inteiramente exposta na superfície do terreno, apresentou dimensões de aproximadamente 5 x 6 m, com o maior valor orientado segundo a direção da formação ferrífera.

A espessura das lentes é variável, estendendo-se desde alguns poucos centímetros até no máximo 0,85 metros (Figura 5), com os valores médios situados ao redor de 0,20 metros.

Não foi constatado uniformidade na posição dos horizontes de minério na formação ferrífera, podendo ocorrer tanto na porção superior como na inferior ou intermediária, constituindo mais comumente passagem gradual do que brusca, não havendo portanto, limite rígido entre a formação ferrífera e o minério, apenas, isto sim, uma zona de transição.

5.7.4. Formação Ferrífera

Embora no consenso geral a maioria dos investigadores esteja de acordo com a natureza química dos sedimentos da formação ferrífera, pairam divergências entre as opiniões no que tange a sua origem. Alguns autores têm sugerido origem vulcânica sub-aquosa em solução coloidal, enquanto outros admitem origem a partir de rochas sedimentares, pelo simples processo de intemperismo químico.

JAMES (1954, p. 239) define formação ferrífera como "um sedimento tipicamente químico, em camadas finas ou laminadas, contendo 15% ou mais em ferro e sendo de origem sedimentar". Segundo este mesmo autor, vários nomes locais têm sido usado para designar estas formações, tais como: jaspilito, taconito, itabirito, quartzo-hematita-bandada, etc. Em 1951, o autor acima referido, estudando a formação ferrífera de Michigam, estabeleceu quatro tipos de fácies: sulfeto, carbonato, silicato e óxido.

No sentido de LEPP (1963), o termo formação ferrífera designa um sedimento químico de idade pré-cambriana, composto de minerais de ferro, sílica, carbonatos de cálcio e de magnésio. O termo "Ironstone", é referido para sedimentos ricos em ferro, usualmente com porções químicas ou clásticas de idade pós pré-cambriana.

DORR & BARBOSA (1963, p. 18), estudando os depósitos ferríferos do Distrito de Itabira, no Quadrilátero Ferrífero, redefinem o termo itabirito à luz dos novos conhecimentos do trabalho de JAMES (1954), como sendo uma rocha que denota uma laminação metamórfica, formação fácies óxido, com bandas originais de "chert" e jaspe recristalizados em quartzo granular e no qual o ferro está presente como hematita, magnetita ou martita.

De acordo com a definição extensamente usada (BRANDT

et al., in GOODWIN, 1973), formação ferrífera é geralmente concebida como um precipitado predominantemente químico (ou bioquímico), constituído tipicamente por "chert" (ou jaspe), interacamado com um ou mais minerais ricos em ferro, óxido, carbonato, silicato ou sulfeto.

GROSS (in GOODWIN, 1973) usa o termo formação ferrífera num sentido amplo para incluir todas as unidades estratigráficas de rochas laminadas ou acamadas que contêm 15% ou mais de ferro, nas quais os minerais de ferro estão comumente intercamado com quartzo, "chert" ou carbonato.

Mesmo considerando o uso corrente na literatura geológica brasileira do termo itabirito, preferimos a denominação de formação ferrífera no sentido dos autores acima mencionados, pelo caráter mais amplo, focalizando num contexto mais geral, enquanto itabirito, conforme usado em DORR & BARBOSA (1963), restringe-se ao fácies óxido, tendo portanto conotação com os parâmetros que controlaram as condições reinantes no ambiente deposicional.

Segundo GOLDICH (1973) o maior desenvolvimento de formação ferrífera ocorreu no Precambriano médio ou superior no intervalo de 2.600-1.800 m.a. Os depósitos mais antigos do que 2.600 m.a, estão estritamente associados com "Greenstone belts".

A formação ferrífera encontrada em Bandarra não se constitui numa ocorrência isolada na região. Outros depósitos de manganês visitados pelo autor (Pedra de Ferro, Ventador, Vai Quem Pode e Olívio) também estão contidos nesta formação que, embora não apresentem continuidade física no terreno, estão encerrados na mesma sequência estratigráfica, havendo portanto, correspondência espacial entre os mesmos.

Como pode ser evidenciado através de uma análise do mapa geológico apresentado na Figura 2, a formação ferrífera da localidade de Bandarra, faz parte de uma sequência metassedimentar, constituída de micaxisto, anfibolito e quartzito micáceo, opor

tunamente descritos no capítulo referente à Petrografia.

A litologia da rocha encaixante, tanto na lapa como na capa, é representada por micaxistos que evidenciam contatos nítidos e sempre concordantes. A continuidade lateral da formação ferrífera para nordeste foi observada em campo, todavia, ocorrendo em afloramentos isolados em parte descontínuos, tornando-se inexeqüível sua representação na escala do mapeamento executado.

O exame petrográfico de algumas lâminas delgadas das proximidades do minério, revelam textura lepidoblástica, numa alternância muito regular de bandas de hematita e quartzo granular. O quartzo está presente em cristais com forma subeuhedral, de notando algumas vezes contornos regulares, até poligonais, que justificam considerá-lo como euhedral. Suas dimensões são variáveis, estendendo-se desde 0,05 mm até 0,60 mm, com diâmetros médios concentrados próximos de 0,20 mm. Minúsculas inclusões de ordem submilimétrica aparecem em matiz avermelhado, como prováveis remanescentes de óxido de ferro (hematita ?) englobados pela sílica coloidal durante o processo de precipitação química.

As finas camadas de hematita e quartzo granular são contínuas lateralmente, alternadas, com bandas mais largas representadas por quartzo, variando desde 0,80 mm até 0,08 mm, possuindo valores médios por volta de 0,15 mm. A presença de granada do tipo espessartita nas vizinhanças do minério se deve à disponibilidade de manganês e alumina que reagindo com sílica durante o metamorfismo conduziu sua formação.

A espessura da formação ferrífera presente em Bandarra é relativamente modesta, alcançando alguns poucos metros, não devendo ultrapassar a ordem de 5 ou 6 metros. Em consequência das imprecisões de base topográfica utilizada durante o mapeamento geológico, o valor de espessura expresso no perfil geológico não corresponde ao verdadeiro.

A distribuição de manganês na formação ferrífera é assunto pouco explorado pelos pesquisadores, havendo conseqüente

mente carência de dados nesse sentido. Alguns autores, dentre eles GREEVES (1966), PARK *et al.* (1951) mencionam na região do Quadrilátero Ferrífero, a ocorrência de itabirito manganífero em zonas de pequena extensão dentro do itabirito normal, formado contemporaneamente durante a deposição de óxidos de ferro e de manganês primários, que foram ultimamente concentrados em manganês pela remoção de ferro e sílica durante o intemperismo. PARK *et al.* (1951), relatam a presença de uma camada com 30 cm de itabirito exposto próximo à Congonhas do Campo que poderia exemplificar este tipo de protominério, contendo 57% de Fe; 3,36% de Mn; 4,3% de SiO_2 ; 0,02% de P; 1,94% de H_2O . O material superficial que recobre esta camada mostra um aumento de manganês (8,98%), acompanhado por um decréscimo significativo do ferro e da sílica.

Segundo DORR *et al.* (1958), os itabiritos do Quadrilátero Ferrífero contêm muito baixo teor de manganês, menor do que 1% e, comumente quantidades inferiores a 0,1%. Contudo, podem encerrar localmente vários por cento, até mesmo acima de 10% em manganês, em certas zonas.

A distribuição do manganês dentro da formação ferrífera em Bandarra é restrita, ocorrendo sob a forma de lentes em parte descontínuas, com extensão lateral e vertical limitadas, conforme pode ser verificado no capítulo anterior. Devido à insuficiência de dados no tocante à distribuição do manganês fora da zona de influência do depósito, principalmente no que tange seu conteúdo na formação ferrífera normal, ficamos impossibilitados de tecer maiores considerações no assunto.

Conforme reportamos no capítulo referente às estruturas, dados adicionais de âmbito regional seriam necessários para o melhor entendimento do quadro estrutural idealizado para a área e, conseqüentemente, uma visualização mais clara do papel desempenhado pela tectônica poderia ser alcançado para o depósito.

5.7.5. Ensaio sobre a Sedimentação Química da Formação Ferrífera de Bandarra

O comportamento dos compostos de ferro e manganês durante a sedimentação tem sido mostrado por certos autores a partir de dados experimentais em laboratório com associações encontradas na natureza. Alguns autores como KRAUSKOPF (1956), KRUMBEIN & GARRELS (1952), JAMES (1951 e 1954), GARRELS & CHRIST (1965), BRICKER (1965), são unânimes em atribuir às condições de pH e Eh como parâmetros mais importantes que envolvem o processo de formação e separação de ferro e manganês em condições superficiais.

KRAUSKOPF (1956) apresenta quatro diagramas de pH e Eh para compostos anidros e hidratados de óxidos e hidróxidos de ferro e manganês respectivamente, estabelecendo os campos de estabilidade dos mesmos. Fazendo-se uma comparação em conjunto desses diagramas de equilíbrio, verifica-se que há superposição dos campos de estabilidade da hematita (Fe_2O_3) e da hausmannita (Mn_3O_4). Desse modo, é compatível a presença de óxidos de ferro e manganês numa solução, exceção feita ao caso da manganosita (MnO).

Podemos ainda deduzir desses diagramas, que para um determinado valor de pH fixo, óxidos e hidróxidos de ferro se precipitam com um valor de potencial de oxidação significativamente menor do que óxidos e hidróxidos de manganês, ou vice-versa, se fixarmos um determinado valor de Eh.

Segundo BORCHERT (1970), a ausência de eletrólitos em solução produz mudança de ferro e manganês em partículas coloidais, com liberação e precipitação mútua, dando origem ao minério do tipo misto (ferro-manganês), os quais são característicos de fácies continental de água doce e de bacias transicionais pantanosas.

KRUMBEIN & GARRELS (1952), em trabalho básico sobre a origem e classificação dos sedimentos químicos em função do pH e Eh, mostram dois diagramas de equilíbrio contendo óxido, sulfeto e carbonato de ferro e manganês que se superpõem integralmente, com os limites dos campos de estabilidade sendo função do potencial de oxidação (Eh) e do inverso da concentração hidrogênica-iônica da solução (pH) (Figuras 6 e 7).

De acordo com MOORE & MAYNARD (1929) o ferro contido nas grandes formações ferríferas sedimentares foi transportado principalmente como hidrosol de óxido ferroso ou férrico estabilizado pela matéria orgânica, que na presença de eletrólitos ocorreria a precipitação. Estes autores acreditam que a precipitação do ferro, a partir de soluções inorgânicas, é aparentemente conduzida antes pela oxidação e hidrólise do que por um processo biológico.

Experiências relatadas por estes autores atestam que a sílica contida em água natural em concentração inferior a 25 ppm, é transportada como colóide verdadeiro, passando a ser transportada como silicato alcalino em concentrações superiores. Ficou demonstrado também que o tempo se constitui num importante fator, bem como a estabilização fornecida pela matéria orgânica.

SAVAGE (1936) considera o transporte do manganês como bicarbonato através de águas ácidas, que pela remoção de CO_2 (por bactérias ou oxidação) tornam-se neutras ou levemente alcalinas, conduzindo à precipitação do óxido de manganês de alta valência, o qual é relativamente insolúvel. A matéria orgânica na água não parece estabilizar o manganês em solução ou promover sua precipitação como acontece no caso do ferro.

BORCHERT (1970) considera que o ferro e o manganês sejam conduzidos sob a forma de carbonatos, os quais são solubilizados em água, com o primeiro sendo mais solúvel do que o segundo, e que na presença de matéria orgânica são oxidados com aumento de Eh e pH.

Segundo HARIYA (1961), experiências de laboratório mostram que a presença de $Mn(OH)_2$ e MnO_2 na forma de sols e gels provocam a absorção de cátions disponíveis em solução, devido estarem carregados negativamente em superfície. Por conseguinte, sedimentos ricos em manganês contêm muitas vezes quantidades notáveis dos seguintes elementos: Li, K, Ba, Ti, Co, Cu, Zn, Pb, etc. Minério de manganês do tipo "Wad" pode conter 2,82% de Ni; 8,33% de CoO; 9,53% de BaO; e até 14% de CuO.

MERO (1962) menciona que a água do mar está essencialmente saturada em manganês e ferro, e quantidades adicionais destes elementos ajudam a precipitação no oceano, formando aparentemente partículas coloidais hidratadas, que devido às suas propriedades superficiais, arrastam outros íons metálicos que são grandemente insaturados em água. Este mesmo autor apresenta resultados de cinquenta e quatro análises de vinte e sete elementos em nódulos provenientes do Pacífico, com uma média de 0,53% para o Cu; 0,99% para o Ni; 0,35% para o Co; 14% para o Fe e 24,2% para o Mn.

De acordo com HUBER (*in* DORR *et al.*, 1958), a presença de carbonato na formação ferrífera, mesmo em escala reduzida, assegura que durante a deposição do carbonato, o pH deve ter se mantido acima de 7,8, porém, próximo a "limenstone fence" de Krumbein & Garrels.

Segundo DEGENS (1965), em certos casos, as condições são tais que os carbonatos de ferro e manganês podem ser depositados juntos por causa de suas solubilidades serem muito próximas.

KRUMBEIN & GARRELS (1952) mencionam que a precipitação de cálcio é independente do potencial de oxidação da solução (Eh), ficando seu controle deposicional mais subordinado às condições de pH, que embora não seja a única, parece ser a mais importante.

Para DORR *et al.* (1958), os depósitos de manganês da re

gião do Quadrilátero Ferrífero, incluindo aqueles com protominério sílico-carbonático (gondito e queluzito) e mármore-dolomítico, são desprovidos de óxidos primários e a presença de alabandita e grafita indicam Eh negativos (ambiente redutor) durante a sedimentação. Condições similares podem ser atribuídas aos depósitos de manganês da Serra do Navio, AP.

Uma apreciação conjunta dos trabalhos acima referidos, com os elementos fornecidos pela formação ferrífera de Bandarra, possibilitam-nos tecer certas considerações e levantar hipóteses sobre as condições que nortearam a sedimentação química do protominério encontrado em Bandarra.

A presença simultânea na formação ferrífera de Bandarra, de minerais com manganês e ferro seguramente primários, com carbonato (kutnahorita ou manganocalcita ou manganodolomita), revela que as condições reinantes durante a época de sedimentação eram favoráveis à formação de óxidos e carbonatos no mesmo ambiente sedimentar. É inegável, contudo, que seus campos de estabilidade são regidos por valores de pH-Eh que diferem ligeiramente. Todavia, a variação desses parâmetros individuais ou em conjunto, explica ao menos teoricamente, a coexistência num mesmo depósito de óxidos e carbonatos, ou ainda, sulfetos e carbonatos.

A impossibilidade de coexistência entre óxidos e sulfetos (Fe e Mn) demonstrado nos diagramas das Figuras 6 e 7 é confirmada pela associação infreqüente nos depósitos encontrados na natureza.

Considerando que o transporte do manganês seja efetuado em solução como bicarbonato (SAVAGE, 1936), bem como também do ferro conforme é admitido por BORCHERT (1970), parece-nos razoável admitir que no depósito de Bandarra houve uma pré-concentração num ambiente ligeiramente ácido, que por aumento progressivo de pH conduziria, inicialmente, à precipitação de óxido de ferro e logo a seguir de óxido de manganês, tornando a solução neutra ou levemente alcalina, que na presença de metais alcalinos terrosos (particularmente de Ca e Mg) eventualmente disponí-

veis em solução, poderiam tranquilamente conduzir à precipitação de carbonato acima da "limenstone fence" e "oxide carbonate fence" de Krumbein & Garrels. Isso poderia ser devido à variação do potencial de oxidação da solução, a qual inibiria a precipitação dos óxidos de ferro e manganês ocasionando a de carbonato.

A ausência de sulfetos e grafita no protominério de Bandarra descarta possibilidades de ambiente redutor para formação de seus minerais primários, bem como de águas estagnadas sem circulação, que pudessem justificar um ambiente euxínico. Desse modo é plausível admitir a presença de uma bacia com boa circulação de água, e oxigenação suficiente para manter um ambiente ligeiramente oxidante, com pH variando de neutro a levemente alcalino, estendendo-se até fracamente redutor, com valores de Eh positivos.

A presença de camada de micaxisto dentro da formação ferrífera, revela mudanças sensíveis no regime sedimentar, passando de ambiente com sedimentação química para de sedimentação detrítica, que uma vez mais retorna às condições do ambiente original.

Finalizando, o autor admite que os sedimentos originais de Mn e Fe do depósito de Bandarra, foram formados em condições de Eh e pH tal que a precipitação seguiu ao longo do limite dos campos de estabilidade dos óxidos e dos carbonatos dos diagramas de KRUMBEIN & GARRELS (1952) e BRICKER (1965) (Figuras 6, 7 e 8).

Figura 6 - Campo de estabilidade dos óxidos de manganês, rodocrosita e alabandita. KRUMBEIN & GARRELS (1952).

Figura 7 - Campo de estabilidade de hematita, siderita e pirita. KRUMBEIN & GARRELS (1952)

Figura 8 - Diagrama de estabilidade de entre óxidos e carbonatos de manganês a 25°C e 1 ATM. BRICKER, 1965).

5.7.6. Natureza do Protominério

Após a discussão das condições relativas ao ambiente deposicional dos minerais pré-metamórficos, faz-se necessário tecer considerações a respeito da associação metamórfica desenvolvida durante o metamorfismo.

A ocorrência de óxidos de manganês de baixa valência (bixbyita, hausmannita e jacobsita) associada a carbonato (kutnahorita ou manganocalcita ou manganodolomita) e silicatos de manganês (espessartita, tefroíta, alleganita, etc.) no protominério de Bandarra, parece não encontrar similitude com os depósitos encontrados e descritos na literatura geológica nacional e estrangeira.

A elucidação de alguns termos utilizados na terminologia corrente de manganês para qualificar protominério metamórfico é justificável no presente capítulo, haja visto serem encontrados denominações diferentes para o protominério de uma mesma jazida.

FERMOR (1906, *in* ABREU, 1973, p. 494) usa o termo gondito pela primeira vez, para qualificar os protominérios da Índia, que contêm principalmente, espessartita, rodonita, quartzo e, às vezes, pequena quantidade de carbonato e outros minerais. Posteriormente, vários autores redefiniram este termo, estendendo sua aplicação para depósitos de manganês de outras regiões do mundo, que apresentavam protominérios similares.

ROY (1965) considera o gondito como um equivalente metamórfico de sedimentos não calcários manganesíferos, incluindo sedimentos arenosos e argilosos, constituído de espessartita e quartzo como minerais essenciais, comumente com rodonita e outros silicatos de manganês. Para este autor, os protominérios silico-carbonáticos do Brasil (Serra do Navio, AP e Lafaiete, MG), diferem dos gonditos verdadeiros encontrados na Índia, pela ausência dos óxidos de alta temperatura. No sentido de ROY (1965),

o sedimento que deu origem ao gondito foi depositado num ambiente de condições oxidantes.

DERBY (1901), introduziu o termo queluzito ao referir-se aos depósitos de manganês do distrito de Queluz (atualmente Lafaiete, MG). GUIMARÃES (1929), descreve o queluzito como sendo uma rocha tipicamente metamórfica, constituída de dolomita, granada de manganês, rodonita, asbesto ou tremolita, óxido de manganês, quartzo e pequena quantidade de grafita e apatita. Para ROY (1965), o sedimento que deu origem ao queluzito, ao contrário do gondito, indica um ambiente de baixo Eh - condições euxínicas - denotado pela presença de rodocrosita e sulfetos, estando ausente, entretanto, óxidos de manganês de baixa valência.

RIBEIRO FILHO (1968) refere-se ao protominério da jazida de Barreiro dos Campos (Urandi, BA), como do tipo sílico-carbonático ou gondítico, no que tange à composição mineralógica do minério, uma vez que, nas lentes carbonáticas ocorrem massas de rodonita e granada. Entretanto, levando-se em consideração que foi formado em ambiente redutor e que não foram encontrados óxidos de número baixo de oxidação, deve-se concluir que o protominério não é do tipo gondítico.

O protominério encontrado no depósito de Bandarra difere ligeiramente daqueles considerados por ROY (1965) como do tipo gondito e queluzito, podendo ser colocado numa categoria intermediária - porém diferente do considerado por RIBEIRO FILHO (1968) para a jazida de Barreiro dos Campos - que pela análise dos diagramas apresentados por KRUMBEIN & GARRELS (1952), revela maior proximidade ao protominério do tipo gondito do que ao do tipo queluzito.

A associação de cobre nativo neste protominério não serve para qualificar as condições de seu ambiente deposicional, haja visto a irrelevância da ocorrência no âmbito do depósito, restringindo-se em apenas um poço dos oitenta e um estudados. Os resultados das análises químicas mostram valores extremamente baixos de cobre para o referido depósito, variando de 30 a 110 ppm

nas quatro amostras analisadas (Tabela 8).

Comparando-se o quadro de análises da Tabela acima mencionada, com os resultados obtidos por RIBEIRO FILHO & SZIKSZAY (1973) para os minérios de manganês de Urandi, BA e de outros depósitos brasileiros, verifica-se que o conteúdo em cobre no protominério de Bandarra é inferior ao mencionado por estes autores, e ao que se saiba, em nenhum desses depósitos, o cobre é encontrado expresso em minerais como cuprita ou cobre nativo como em Bandarra.

A não determinação de minerais como alabandita e grafita, comumente mencionadas no protominério da Serra do Navio, AP e de Lafaiete, MG, afasta a possibilidade de semelhança no ambiente de deposição dos mesmos. Por outro lado, a coexistência de óxidos e carbonatos no protominério de Bandarra, elimina a possibilidade de encontrarmos sulfetos e grafita associados, visto que, os três campos de estabilidade (sulfetos, óxidos e carbonatos) em diagramas de pH-Eh não coexistem.

Em consequência da associação sedimentar entre óxidos e carbonatos verificada em Bandarra, a qual difere daqueles mencionados para os protominérios do tipo clássico, preferimos a introdução e uso do termo "Bandarrito" que além disso, inclui silicatos manganésíferos.

Desse modo, o "Bandarrito" pode ser definido como uma rocha metamórfica de origem sedimentar (química ou bioquímica), depositada em condições ligeiramente oxidantes, contendo óxidos de ferro e manganês associados com carbonatos, que como protominério revela a presença de óxidos de alta temperatura (jacobsita, hausmannita e bixbyita), carbonatos (kutnahorita, manganocalcita ou manganodolomita), e silicatos manganésíferos (tefroíta, alleganita, anfibólios e micas).

TABELA 8

ANÁLISES QUÍMICAS DO MINÉRIO LENTICULAR

	Ba	Sn	Zr	Nb	V	Sr	Rb	Pb	As	Zn	Cu	Ni	Cr	TiO ₂ * (%)
P ₁₂	790	20	22	12	55	18	5	20	40	370	57	37	20	0,9
P ₁₃	75	20	250	5	10	5	10	6	9	25	20	20	20	0,1
P ₇₇	120	20	60	8	12	8	7	33	55	90	110	97	20	0,4
RM44	105	20	20	6	50	5	6	30	35	170	30	43	40	0,62

(Nb); (Sr); (Rb); (Pb) - Limite de detecção abaixo de <5 ppm

(Ba); (Sn); (Zr); (Cr) - Limite de detecção abaixo de <20 ppm

(Zn); (Cu) - Limite de detecção abaixo de <1 ppm

(Ni) - Limite de detecção abaixo de <2 ppm

(As) - Limite de detecção abaixo de <3 ppm

(V) - Limite de detecção abaixo de <10 ppm

*(TiO₂) - Analisado por raios X

5.7.7. Avaliação do Depósito

Foram realizados cerca de oitenta poços de pesquisa, dos quais apresentamos uma descrição sumária dos mineralizados, incluindo minério lenticular e rolado.

Visando simplificar a representação dos dados obtidos a partir da descrição dos poços mineralizados, optou-se pela abreviação e codificação dos mesmos, conforme se segue abaixo:

- Nº = número do poço
 P = profundidade total (em metros)
 C = cobertura do solo (em metros)
 R = minério rolado (espessura em metros)
 r = rolado estéril
 E = espessura do minério lenticular (em metros)
 R% = percentagem de recuperação do rolado (acima de 2")
 FF = formação ferrífera "in situ" (em metros)
 Mc = micaxisto "in situ" (em metros)

Nº	P	C	R	r	E	R%	FF	Mc
02	2,00	-	1,90			45		
19	2,00	-	0,40	1,50	-	50		-
22	3,50	-	2,00	0,60	-	25	-	0,70
07	1,50	-	-	0,40	0,80	-	-	0,20
08	1,20	-	0,60	-	0,10	10	-	0,50
18	2,75	-	1,80	-	0,40	10	0,10	0,20
23	1,00	-	0,35	-	0,25	20	0,15	-
14	3,90	-	3,10	-	0,05	10	0,55	0,10
15	2,40	-	1,70	0,60	-	15	0,10	-
16	0,70	-	0,60	-	-	15	-	-
17	0,30	-	0,30	-	-	10	-	-
24	1,00	-	1,00	-	-	10	-	-
31	1,10	-	0,20	-	-	10	-	0,60
36	1,20	-	1,00	-	-	15	-	0,20

Nº	P	C	R	r	E	R%	FF	Mc
43	1,50	-	-	0,45	0,08	-	0,10	0,40
26	2,00	-	-	1,00	0,08	-	0,10	0,80
25	1,20	-	0,35	-	0,05	5	0,45	-
12	2,50	-	1,30	-	-	10	-	0,75
32	4,20	-	-	1,45	0,85	-	1,20	-
37	1,60	-	-	0,10	0,25	-	0,80	0,20
38	2,30	-	-	0,50	0,10	-	1,40	0,30

Os cálculos foram desenvolvidos com base nos poços de pesquisa descritos e referidos acima, levando em consideração o minério rolado e lenticular, suas respectivas espessuras, recuperação, densidade e teor em manganês (Tabela 9).

O cálculo da reserva medida, foi realizado individualmente para o minério lenticular e rolado, obedecendo-se as áreas de influência de cada poço mineralizado. Em ambos os casos, foi tomado o valor da média aritmética para a espessura média no sentido de racionalizar os cálculos.

O volume bruto do minério foi calculado através da multiplicação da área mineralizada pela espessura média dos poços com minério.

A recuperação média foi tomada como sendo a média aritmética entre as recuperações. No volume da recuperação do minério, tomou-se o volume bruto do mesmo multiplicado pela percentagem média de minério recuperável.

No cálculo da densidade, usou-se os valores de 1,6 para o minério rolado e 2,0 para o minério lenticular, de acordo com ensaios prévios realizados em campo e laboratório.

Para o cálculo do teor médio, foi usado a média aritmética dos valores apresentados na Tabela 7 (as amostras 8 e 9 não foram consideradas) e de dados adicionais do minério rolado que

TABELA 9

RESERVA DE MINÉRIO DE BANDARRA (MEDIDA, INDICADA E INFERIDA)

Reserva	Minério	Área(m ²)	Espessura média (m)	Volume bruto de minério (m ³)	Recuperação média (%)	Volume de re- cuperação mé- dia (m ³)	Densidade média	Tonelagem de miné- rio recu- perável	Teor médio (%)
Medida	Rolado	1.660,93	1,10	1.827,23	18,12	331,10	1,60	523,70	-
	Lenticular	1.462,50	0,27	394,87	80,00	315,90	2,00	631,80	33,91
Indicada	Rolado	1.660,93	0,35	581,17	18,12	105,30	1,60	668,43	-
	Lenticular	1.185,94	0,27	320,20	80,00	256,16	2,00	512,32	33,91
Inferida	Lenticular	395,31	0,27	106,73	80,00	85,38	2,00	170,77	33,91

não constam deste trabalho, por causa das imprecisões de fechamento das análises químicas.

O cálculo da reserva indicada, foi efetuado com base em critérios geológicos, admitindo para as lentes-camadas, continuidade na área mineralizada, com superfície equivalente a do minério rolado.

Para o minério rolado, reconsiderou-se os valores de espessura do mesmo em cada poço mineralizado, levando em conta as irregularidades existentes no nível de rolado, o qual possui variações de espessuras significativas mesmo em poços adjacentes.

No cálculo da reserva inferida, admitiu-se continuidade de da área mineralizada em profundidade de pelo menos um terço de sua extensão, conforme sugere a constatação do perfil A-B, executado na planta de detalhe anexa (Figura 9). Para o minério rolado, omitimos tal estimativa.

	Medida	Indicada	Inferida	Teor
Minério rolado	529,70	168.49	-	-
Minério lenticular	631.80	512.32	170.77	33,91%

5.7.8. Considerações Genéticas

O depósito de manganês de Bandarra faz parte do conjunto de rochas metassedimentares da fácies almandina anfibolito, que como tal, apresenta uma assembléia de minerais compatíveis com a fácies metamórfica superimposta.

A formação ferrífera que contém as lentes-camadas de manganês são concordantes com os micaxistos superiores e inferiores, em contatos litológicos que se revelam sempre bruscos.

A distribuição das lentes-camadas se faz em dois níveis que apresentam gradações laterais tanto na vertical como na horizontal em direção a formação ferrífera, acompanhadas pelo de créscimo de manganês e conseqüente enriquecimento em ferro.

O comportamento espacial do depósito em relação às encaixantes conduz a classificá-lo como do tipo estratiforme.

O protominério encontrado em Bandarra revela assembléia mineralógica que difere daquelas descritas na região de Urandi-Licínio de Almeida, e dos protominérios do tipo clássico referidos para os depósitos brasileiros e de várias partes do mundo, senão vejamos:

RIBEIRO FILHO (1968) descreve, na região de Urandi- Licínio de Almeida, protominério do tipo sílico-carbonático (jazi da de Barreiro dos Campos) e do tipo óxido (Pedra Preta e Barna bê) representados, no primeiro caso, pela associação de carbona tos e silicatos de manganês, enquanto no segundo, aparecem óxidos primários de alta temperatura (jacobsita, hausmannita e bix byita).

ROY (1965) se refere aos protominérios da Índia como do tipo gondito, caracterizados pela presença de óxidos de man ganês de alta temperatura e silicatos, estando ausentes carbona to de manganês primário.

ROY (1965) considera os depósitos brasileiros como sendo diferente dos indianos, por apresentarem carbonatos e silica tos no protominério com grafita ou alabandita, desprovidos de óxidos primários - podendo ser classificados como do tipo quelu zito.

No caso de Bandarra coexistem no protominério óxidos de alta temperatura com silicatos e carbonatos, estando ausen tes alabandita e grafita.

Os termos gondito e queluzito no sentido clássico não encontram correspondência no referido depósito, visto que, além de diferirem na assembléia metamórfica resultante, refletem con g

dições de pH e Eh incompatíveis com aquelas admitidas para Bandarra. Desse modo, admitimos um protominério do tipo intermediário, isto é, entre os do tipo indiano (gondito) e brasileiro (queluzito), para o qual sugerimos o termo "Bandarrito".

MAKSIMOV (1960) e ROY (1965, 1970) mencionam no protominério de depósitos da Rússia (S. Khinghan, Central Kazakhstan e S. Ural), associação paragenética semelhante à descrita em Bandarra.

A presença de óxidos primários de manganês (jacobsita, hausmannita e bixbyita) nos corpos minerais indica deposição de óxidos e/ou hidróxidos de manganês com alta valência, em temperaturas baixas, contemporâneos à sedimentação, que se converteram para óxidos de baixa valência pelo acréscimo de temperatura durante o metamorfismo que afetou a região.

A associação de carbonatos com óxidos de manganês primários se deve às variações de pH e Eh havidas durante a deposição da formação ferrífera, oscilando próximo da linha que delimita os campos de estabilidade dos carbonatos e dos óxidos no diagrama de KRUMBEIN & GARRELS, não ultrapassando a "limenstone fence" e "oxide carbonate fence" destes mesmos autores.

A colocação do depósito de Bandarra como sendo de origem metamórfica, evoluído a partir de sedimentos mangano-ferríferos singenéticos, encontra apoio nos seguintes argumentos:

1 - As lentes-camadas de manganês são encontradas em conformidade com horizonte estratigráfico definido, delineando concordância regional com as rochas encaixantes tanto na base como no topo.

2 - O controle litológico exercido pela formação ferrífera concorre igualmente como elemento de apoio para origem sedimentar do depósito.

3 - A ausência de metamorfismo de contato entre os corpos de minério com a formação ferrífera e os micaxistos inferiores e superiores descarta a possibilidade de ter havido in

fluência ígnea, hidrotermal ou pneumatolítica. A ocorrência de veios de quartzo principalmente concordantes, devem-se muito provavelmente a remobilização ocorrida durante a fase metamórfica e de geração das estruturas.

4 - A presença de bandas megascópicas e microscópicas de hematita, minerais de ganga, jacobita e bixbyita intercrescidas, são encontradas nos corpos de minério. Esse bandamento revela provavelmente uma variação composicional do sedimento original.

5 - A descrição de jazidas sedimentares metamorfisadas de manganês tem sido referida em várias regiões no território brasileiro e no mundo. Encontram-se representadas no Brasil, nas jazidas do Quadrilátero Ferrífero, em Minas Gerais (NAGELL & SILVA, 1961; GUIMARÃES, 1969; DORR *et al.*, 1958; CASTRO, 1963; GREEVES, 1966). Serra do Navio (DORR *et al.*, 1950; PARK, 1956). Distrito de Santo Antônio de Jesus-Maraú, na Bahia (GONÇALVES, 1972 e GONÇALVES & SERFATY, 1976) e na região de Urandi-Lícínio de Almeida (RIBEIRO FILHO, 1968).

A análise integrada do que foi exposto no decorrer deste trabalho, aliada às observações de campo e daquelas conduzidas ao microscópio sob seções polidas, levam-nos a considerar o depósito de manganês de Bandarra como proveniente de sedimentos primários singenéticos que sofreram metamorfismo na fácies almandina anfibolito (TURNER & VERHOOGEN, 1960 e WINKLER, 1965), conduzindo à formação do atual protominério.

A ação do intemperismo sobre os minerais primários propiciou a formação de óxidos de manganês secundários, tanto na forma de lentes-camadas dentro da formação ferrífera por lixiviação de sílica, ferro e carbonato, como na forma de minério do tipo "granzon", evoluído a partir da dissolução e reprecipitação de horizontes manganésíferos.

O cobre nativo contido nos corpos de minério requer uma consideração em particular, haja visto sua associação pouco co

mum em depósitos dessa natureza. Inicialmente algumas conside
rações precisam ser levantadas para o estabelecimento de uma
possível origem singenética ou epigenética. Das observações de
campo podemos enumerar as seguintes:

1 - Não foi comprovada a existência de corpos intrusi
vos que apresentassem ligação com o cobre. Os anfibolitos reve
laram conteúdos em cobre igualmente baixos como no minério, va
riando de 65 até 112 ppm.

2 - Distribuição restrita do cobrenativo nas lentes de
minério, limitando-se a apenas um determinado poço dos oitenta
e um estudados.

3 - Ausência no local de ocorrência do cobre de veios
de quartzo hidrotermal. São encontrados em alguns pontos do de
pósito, veios de quartzo concordantes de alguns poucos centíme
tros (no máximo, 55 cm - poço 38, Figura 5), resultantes muito
provavelmente de remobilização ocorrida durante a fase metamórfi
ca que afetou a região.

4 - A ocorrência se faz sob a forma de manchas esver
deadas de malaquita que recobrem o minério de manganês. A cupri
ta é encontrada em menor quantidade do que a malaquita e, como
tal, dispõe-se disseminada localmente na lente de minério.

O exame microscópico revelou alguns aspectos que mere
cem ser considerados, a saber:

1 - Distribuição preferencial na ganga carbonática de
cobre nativo associado geralmente a hausmannita.

2 - Substituição do carbonato ao longo dos planos de
clivagem, assim como dos de fratura, ocorrendo também ao longo
dos cristais de hausmannita.

3 - A presença de textura do tipo esqueleto poderia
ser indicativa de contemporaneidade deposicional.

As análises químicas de quatro amostras de protominé
rio colhidas no depósito de Bandarra revelaram teores em cobre

situados na faixa de 30-110 ppm (Tabela 8), denotando valores ex tremamente baixos, já que HEWETT (1966) analisando cerca de se tenta e quatro espécies minerais de manganês provenientes de doze regiões do mundo, encontrou valores que indicam de 0,2-0,5% de cobre como muito comuns, podendo atingir em alguns casos até 3% do mesmo. Tal comparação, entretanto é em parte falseada, vis to que os resultados obtidos em Bandarra não foram em espé cies minerais, mas sim em rocha que compõe o protominério.

Antes de finalizar as considerações acerca da contro vertida origem do cobre, gostaríamos de levantar algumas ques tões: a) no caso de uma possível origem singenética do cobre, por que sua distribuição restrita e não homogênea? b) qual te ria sido seu comportamento durante o metamorfismo? c) teria si do ele depositado sob a forma de carbonato ou fixado por este mi neral? d) a presença eventual de credenerita (CuMn_2O_4) no sedi mento original poderia suportar a hipótese singenética, todavia, seu comportamento durante o metamorfismo propiciaria a liberação do cobre? e) uma origem epigenética a partir dos anfibolitos (caso seja comprovado sua origem ígnea) seria explicado com tão baixo conteúdo em cobre ? (Tabela 10).

Enfim, questões como estas, no estágio atual dos conhe cimentos, levariam a respostas mais do ponto de vista das conje turas do que propriamente reais e concretas.

A resolução da origem do cobre nativo não pode ser con siderada por encerrada, pois, os dados de campo e os de laborat ó rio disponíveis, até o presente momento, são insuficientes para optar por uma origem singenética ou epigenética.

A seção estratigráfica das unidades litológicas de Bandarra revela uma formação ferrífera encaixada em micaxistos, possuindo logo acima um espesso pacote de anfibolitos (cerca de 130 metros), que caso se confirme sua origem a partir de ro cha ígnea por metamorfismo retrógrado - conforme denotam algumas evidências texturais - estaríamos diante de um conjunto que se assemelharia as formações ferríferas do tipo vulcano-sedimentar.

TABELA 10
ANÁLISES QUÍMICAS DOS ANFIBOLITOS

	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Cr (ppm)
RM 35	203	65	1850
RM 36	233	103	1000
RM 37	125	112	290

(Cu); (Ni) - Limite de detecção abaixo de <1 ppm

(Cr) - Limite de detecção abaixo de <20 ppm

Analista: Tieca Saito, Laboratorista da Puriquima Análise
e Beneficiamento.

A sequência paragenética esquematizada para a associação mineralógica de Bandarra está contida na Tabela 11.

TABELA 11

SEQUÊNCIA DE FORMAÇÃO DOS MINERAIS DO DEPÓSITO DE BANDARRA

MINERAIS	<u>F A S E S D E M I N E R A L I Z A Ç ã O</u>									
	METAMÓRFICO					SUPERGÊNICO				
Hausmannita I	_____	--	--							
Hausmannita II				--	--	_____				
Hematita I	_____	--	--							
Hematita II				--	--	_____				
Jacobsita	_____	--	--	--	--	--	--	--	--	
Bixbyita	_____	--	--	--	--	--	--	--	--	
Lepidocrocita e/ou Goethita									_____	
Espessartita	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
Tefroíta	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
Alleganita	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
Anfibólio (Mn)	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
Mica (Mn)	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
Grupo αMnO_2									_____	
Cobre Nativo	--	?	?	?	?	?	?	?	?	--
Cuprita									_____	
Malaquita									_____	
Kutnahorita?	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	--	--	--							

-- -- -- possível

6. CONCLUSÕES

1 - O depósito de manganês de Bandarra faz parte de um conjunto de rochas, (da Cordilheira do Espinhaço), correlacionáveis por alguns geólogos à Série Minas, no Estado de Minas Gerais. Da tações radiométricas mencionadas por RIBEIRO FILHO (1968) em seis amostras de rochas (três de gnaiss, duas de anfibolito e uma de filito) pelo método potássio-argônio, revelaram um conjunto de idades situadas entre 463 e 791 m.a., devendo ser tomadas como idades mínimas, provavelmente do último evento termal que provocou o rejuvenescimento dessas rochas no cinturão.

2 - A interação dos dados de temperatura obtidos a partir da associação mineralógica das rochas encaixantes com as do corpo mineralizado, suporta que os valores de temperatura alcançados durante o metamorfismo foram ao redor de 600 a 650° C.

3 - Com base na mineralogia e na textura do minério so mos conduzidos a admitir que a transformação de óxidos com alta valência para óxido de baixa valência ocorreu durante o metamor fismo regional que afetou a área.

4 - A classificação do depósito de Bandarra como do ti po estratiforme, evoluído por metamorfismo a partir de sedimen tos singenéticos, encontra apoio na argumentação levantada no decorrer deste trabalho.

5 - A associação mineralógica encontrada no protominé rio de Bandarra revela características que diferem daquelas des critas nos protominérios indianos e brasileiros, ou sejam, gondi to e queluzito respectivamente; devendo ser considerado como do tipo intermediário, talvez, mais próximo ao do tipo gondito do que queluzito, para o qual é sugerido o termo "Bandarrito".

6 - A presença de hematita e jacobsonita, associadas com hausmannita nas lentes-camadas do protominério, está consoante com a atribuição de um depósito do tipo misto, em que o ferro e manganês sob rígido controle de pH e Eh foram depositados alternadamente, com variações locais dentro da bacia propiciando deposição de carbonato.

7 - A coexistência de carbonato, no sedimento original, com óxido de manganês de alta valência pode ser explicada com base no diagrama de KRUMBEIN & GARRELS (1952) e BRICKER (1965) para condições de formação em superfície (25° C e 1 atmosfera de pressão).

8 - A formação de depósito do tipo "Granzon" foi condicionada pela conjugação de fatores fisiográficos, com vegetação exuberante e condições excelentes de circulação de água.

9 - O sedimento original que proporcionou o depósito de Bandarra constituía-se de óxidos e/ou hidróxidos de ferro e manganês contendo "chert" (ou jaspe) e carbonato(s) contendo impurezas argilosas.

10 - As evidências estruturais, reveladas pelas rochas que compõem a sequência metassedimentar de Bandarra, demonstram a geração de dobras em provavelmente duas fases, que no sentido de TURNER & WEISS (1963) corresponderiam as dobras longitudinais e oblíquas.

11 - A associação de cobre nativo no depósito de manganês de Bandarra se constitui num caso em que uma hipótese epigenética ou singenética no atual estágio de conhecimentos não pode ainda ser apontada.

12 - Embora Bandarra seja um depósito de grande interesse para estudos mineralógicos, genéticos, etc., do ponto de vista

ta econômico representa concentração de pouco valor; visto que tanto para manganês quanto para cobre as reservas são muito pequenas.

7. AGRADECIMENTOS

A execução do presente trabalho se deve a cooperação e auxílio emprestados por várias pessoas e entidades relacionadas abaixo, que laboriosamente dispensaram ao autor contribuições efetivas durante as fases de campo e de laboratório, seguindo até a fase final de elaboração e impressão, permitindo desse modo, transpor os umbrais decisivos de uma proposição finalmente descortinada.

Agradecimentos especiais são expressados ao Professor Doutor Evaristo Ribeiro Filho, do Departamento de Geologia Econômica e Geofísica Aplicada do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pela dedicação e interesse que sempre dispensou em todas as fases deste trabalho, como Orientador e amigo, dualmente presente em sua pessoa, o autor consigna seu profundo reconhecimento.

Os nossos melhores agradecimentos são estendidos à Companhia de Mineração Urandi S.A., em nome de seus dirigentes e funcionários, pela permissão em pesquisar uma jazida de sua propriedade, colocando a disposição material técnico e humano, meios de transporte, mapas e relatórios internos, bem como pelo subsídio financeiro que possibilitou deslocar-nos até a região.

Aos responsáveis da Mineração Urandi em Lícínio de Almeida, Bahia, Engenheiro Edgard Jorge Arantes e Geólogo Miguel Ângelo Brondi com respectivas esposas, pela acolhida fidalga e solícita que dispensaram durante minha permanência na região, sou-lhes sobejamente agradecido.

Ao Professor Doutor João Batista Moreschi, do Departamento de Geologia Econômica e Geofísica Aplicada do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pela prestimosa atenção dispensada no decorrer deste trabalho, incluindo desde proveitosas sugestões até a revisão final do texto, o autor enaltecidamente agradece.

Ao Conselho Nacional de Pesquisas Científicas e Tecnológicas (CNPq) pela concessão de uma bolsa de estudos de pós-graduação, em nível de Mestrado, conforme consta do Processo 14786/73, devemos como estímulo pela continuidade do presente trabalho.

Ao Departamento de Geociências da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, pelas sucessivas dispensas concedidas durante os trabalhos de campo e de escritório, o autor penhoradamente agradece.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, particularmente a equipe de impressão gráfica, em nome do Senhor Jaime Alves da Silva, a equipe de laminação, em nome da Senhora Melany Thereza Isauk, a equipe de bibliotecárias, ao Senhor Waldemar Lucas de Oliveira, responsável pelo setor de seções polidas, registramos nossos sinceros agradecimentos.

Ao colega Geólogo Roger Marcondes Abs, reconhecemos sua valiosa colaboração dispensada durante as fases de levantamento de campo.

Ao Professor Doutor José Vicente Valarelli, do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, somos gratos pelo encaminhamento das análises de raios X, bem como ao operador Paulo Ernesto Mori e estagiário Roberto Hashimoto pela leitura dos difratogramas de raios X.

Ao Doutor Marcos Berenholc e sua laboratorista e operadora Tieca Saito, agradecemos pelas análises químicas por via úmida e por fluorescência de raios X que constam deste trabalho.

Ao Professor Doutor Vicente Antonio Vitório Girardi, do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, que acedeu sollicitamente a revisão das lâminas petrográficas, o autor agradece.

Ao Senhor Antônio Carlos Santos Silva laboratorista da Companhia de Mineração Urandi S.A., devemos uma parte dos resul

tados de análises químicas fornecidos neste trabalho.

Aos Senhores João Albino, Odenilson Emílio Ribas e José Cláudio Machado agradecemos pela cuidadosa reprodução dos mapas que constam deste trabalho.

À Senhora Nair de Campos Louzada e Senhor José Ponchirolli coube o primoroso trabalho de datilografia.

Ao Professor Doutor Evaristo Ribeiro Filho agradecemos pela obtenção das fotomicrografias e ao Senhor Jaime Marcos de Souza pela qualidade de reprodução das mesmas.

Enfim, a todos aqueles que, de uma maneira ou de outra, direta ou indiretamente, deram seu apoio e contribuição, o autor deseja consignar aqui sua profunda gratidão.

8. BIBLIOGRAFIA

- ABREU, S.F. (1962) - Recursos Minerais do Brasil - v.2, p.335; Ministério da Indústria e Comércio, Rio de Janeiro, 696pp.
- ABREU, S.F. (1973) - Recursos Minerais do Brasil - v.2, p.494; Editora Edgard Blucher Ltda., 2^a ed., São Paulo, 754 pp.
- ALMEIDA, F.F.M.de (1946) - Origem dos Minérios de Ferro e Manganês de Urucum (Corumbá, Estado do Mato Grosso) - DNPM-DGM, Bol. 119, 51 pp.
- BADGLEY, C.B. (1965) - Structural and Tectonic Principles - New York, Harper & Row, 521 pp.
- BILLINGS, M.P. (1954) - Structural Geology, 2d ed., Prentice-Hall, Inc., 514 pp.
- BORCHERT, H. (1970) - On the Ore-Deposition and Geochemistry of Manganese - Min.Deposita (Berl.), 5 (3): pp.300-314.
- BRICKER, O.P. (1965) - Some Stability Relations in the System Mn-O₂-H₂O at 25° and one Atmosphere Total Pressure - Amer. Mineral., 50 (9): pp.1296-1354.
- CAMPBELL, D.F. & COSTA, L.A.M.da (1965) - Reconhecimento Regional Através do Geossinclínio Centro-Leste Brasileiro - DNPM-DGM, Notas Preliminares e Estudos nº 124, 47 pp.
- CANDIA, M.A.F. (1975) - Relações de Estabilidade de Rodocrosita-Piroxmangita-Tefroíta-Quartzo (Estudo Experimental a 500 bars, em Presença de Fase Fluida de CO₂+H₂O): Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo
- CASTRO, L. de O. (1963) - Study of the Manganese Ores of the Serra do Navio District, Amapá, Brazil - Soc.Bras.Geol., Bol. 12 (1 e 2): pp. 5-35.
- CHAYES, E. (1949) - A Simple Point Counter for Thuin - Section Analysis - Amer.Min., 34 (1 e 2): pp. 1-11.
- CLOOS, E. (1947) - "Boudinage", Transactions American Geophysical Union, 28 (4): pp.626-632.

- DERBY, O.A. (1901) - On the Manganese Ore Deposits of the Queluz (Lafayette) District, Minas Gerais, Brazil - Amer. Jour. Sci., v. XII, pp. 18-32.
- DERBY, O.A. (1906) - The Serra Espinhaço, Brazil - Journal of Geology, 60 (V): pp. 374-401.
- DEGENS, M.R. (1965) - Geochemistry of Sediments a Brief Survey. Englewood Cliffs, New Jersey - Prentice-Hall, Inc.
- DORR II, J.V.N.; PARK Jr., C.F. & PAIVA, G.de - (1950) - Depósito de manganês do Distrito da Serra do Navio, Território Federal do Amapá - DNPM-DFPM, Bol. 85, 80 pp.
- DORR II, J.V.N.; HOREN, A. & COELHO, I.S. (1958) - Jazidas de Manganês de Minas Gerais - DNPM-DFPM, Bol. 105, 75 pp.
- DORR II, J.V.N. & BARBOSA, A.L.M. (1963) - Geology and Ore Deposits of the Itabira District, Minas Gerais, Brazil-U.S. Geol. Survey Prof. Paper 341-C, 110 pp.
- FRONDEL, C.; MARVIN, U.B. & ITO, J. (1960) - New Occurrences of Tokita - Amer. Min., 45 (11 e 12): pp. 1167-1173.
- GALVÃO, M.V. (1966) - Atlas Nacional do Brasil - IBGE - Conselho Nacional de Geografia.
- GARRELS, M.R. & CHRIST, C.L. (1965) - Solutions, Minerals, and Equilibria - New York, Harper & Row, 450 pp.
- GOLDICH, S.S. (1973) - Origin of Pre-Cambrian Iron Formation - Econ. Geol., 68 (7): pp. 1126-1134.
- GONÇALVES, E. (1972) - Manganês de Maraú, Bahia - XXVI Congr. Bras. Geol., Belém - Bol. nº 1 (Resumo das Comunicações) pp. 50-51.
- GONÇALVES, E. & SERFATY, A. (1976) - Perfil analítico do manganês - Bol. 37, DNPM-MME, Brasília, DF.
- GOODWIN, A.M. (1973) - Archean Iron-Formation and Tectonic Basins of the Canadian Shield - Econ. Geol., 68 (7): pp. 915-933.
- GREEVES, R.G. (1966) - Geology and Mineral Resources of the Monlevade and Rio Piracicaba Quadrangles, Minas Gerais, Brazil - U.S. Geol. Survey Prof. Paper 341-E, 58 pp.
- GUIMARÃES, D. (1929) - Sobre a Gênese dos Minérios de Manganês - An. Acad. Bras. Cienc., T. I, nº 4, pp. 171-172 e 179-182.

- GUIMARÃES, D. (1961) - Fundamentos de Metalogênese e os Depósitos Minerais do Brasil - Bol. DNPM-DFPM, nº 109, 441 pp.
- GUIMARÃES, D. (1965) - Princípios de Metalogênese e Geologia Econômica do Brasil - Bol. 121, DNPM-DFPM, 625 pp.
- HARIYA, H. (1961) - Mineralogical Studies on Manganese Dioxide and Hidroxide Minerals in Hokaido, Japan - Jorn. Fac. Sci., Hokaido University, 10 (4): pp. 642-702.
- HEWETT, D.F. (1966) - Stratified Deposits of the Oxides and Carbonates of Manganese - Econ.Geol., 61 (3): pp.432-461.
- HEWETT, D.F. (1972) - Manganite, Hausmannite, Braunite: Features, Modes of Origin - Econ.Geol., 67 (1): pp. 87-102.
- JAMES, H.L. (1951) - Iron Formation and Associated Rocks in the Iron River District, Michigan - Geol.Soc.America Bull., 62 (3): pp.251-266.
- JAMES, H.L. (1954) - Sedimentary Facies of Iron-Formation - Econ. Geol., 49 (3): pp.235-293.
- KEGEL, W. (1956) - Manganese Deposits of the State of Bahia - XX Congr.Geol. Intern., T. 3 (Symposium del Manganeso):pp. 257-260, México.
- KING, L.C. (1956) - A Geomorfologia do Brasil Oriental - Rev.Bras. Geogr. (IBGE), nº 2, 256 pp.
- KRAUSKOPF, B.K. (1956) - Separation of Manganese from Iron in Sedimentary Processes - Geoch. et Cosmoch. Acta, 12(1/2): pp. 85-93.
- KRUMBEIN, W.C. & GARRELS, R.M. (1952) - Origin and Classification of Sediments in Terms of pH and Oxidation-Reduction Potentials - Jour.Geol., 60 (1): pp.1-33.
- LEINZ, V. (1948) - Estudo Genético do Minério de Manganês da Serra do Navio, Território do Amapá - Acad.Bras.Ciên. - Anais, Rio de Janeiro, 20 (2): pp.211-221.
- LEPP, H. (1963) - The Relation of Iron and Manganese in Sedimentary Iron Formations - Econ.Geol., 58 (4): pp.515-526.
- MAKSIMOV, A.A. (1960) - Types of Manganese and Iron-Manganese deposits in Central Kazakhstan - Intern.Geol. Rev., 2 (6): pp. 508-521.

- MASON, B. (1947) - Mineralogical Aspects of the System $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Mn}_2\text{O}_4 + \text{ZnMn}_2\text{O}_4$ - Amer. Miner., 32 (7 e 8): pp. 426-441.
- MCKINSTRY, H.E. (1970) - Geologia de Minas, 2^a ed., Nueva York: Prentice Hall, Inc., Traducción Española Omega, S.A. pp. 671
- MERO, J.L. (1962) - Ocean - Floor Manganese Nodules - Econ. Geol., 57 (5): pp. 747-767.
- MOORE, E.S. & MAYNARD, J.E. (1929) - Solution, Transportation and Precipitation of Iron and Sílica - Part I. Econ. Geol., 24 (3): pp. 272-303.
- MOORE, E.S. & MAYNARD, J.E. (1929) - Solution, Transportation and Precipitation of Iron and Sílica - Part II. Econ. Geol., 24 (4): pp. 365-402.
- NAGELL, R.H. & SILVA, A.R. (1961) - O Carbonato de Manganês como Protominério do Distrito de Serra do Navio - Bol. Soc. Bras. Geol., 10 (2): pp. 53-59.
- ODMAN, H. (1955) - Morro da Mina Manganese Deposit and its Protore. - Eng. Min. e Met., 21 (122): 57 pp.
- PARK Jr., C.F.; DORR II, J.V.N.; GUILD, D.W. & BARBOSA, A.L.M. (1951) - Notes on the Manganese Ores of Brazil - Econ. Geol., 46 (1): pp. 1-22.
- PARK Jr., C.F. (1956) - Manganese ore Deposits of the Serra do Navio District Federal Territory of Amapá, Brazil - Tomo III, XX Congr. Geolog. Internac. (Symposium Del Manganeso) pp. 347-376, México.
- RAMDOHR, P. (1968) - The Ore Minerals and Their Intergrowths by a Team Organized by G. Christian Amstutz Oxford, Pergamon Press: 1174 pp.
- RIBEIRO FILHO, E. (1966) - Jacobsita de Licínio de Almeida (BA) - Soc. Bras. Geol., 15 (2): pp. 43-48.
- RIBEIRO FILHO, E. (1968) - Geologia da Região de Urandi e das jazidas de Manganês Pedra Preta, Barreiro dos Campos e Barnabê, Bahia - Tese de Livre Docência apresentada à Fac. Fil. Ciênc. Letras da Universidade de São Paulo, 82 pp.
- RIBEIRO FILHO, E. (1969) - Cobre nativo associado a óxidos de manganês em Urandi, Bahia - XXIII Congr. Bras. Geol., Salvador, pp. 191-194.

- RIBEIRO FILHO, E. (1970) - Jacobsite from the Urandi Manganese District, Bahia (Brazil) - Genesis of Pre Cambrian Iron and Manganese Deposits - UNESCO - (Earth Sciences, 9): pp. 41-48.
- RIBEIRO FILHO, E. (1976) - Textures Indicating the Genesis of Manganese Ores in the Area of Urandi, Bahia - XXV Congr. Intern. Geol. - Sidney (Austrália).
- RIBEIRO FILHO, E. & VALARELLI, J.V. (1966) - Rodonita e Espessartita de Urandi, Bahia - Ciência e Cultura, 18 (2): pp. 215-216.
- RIBEIRO FILHO, E. & ELLERT, N. (1967) - Magnetometria de minério de manganês no Centro Sul da Bahia - XXI Congr. Bras. de Geol., Bol. Paranaense de Geociências, nº26, pp.36-37.
- RIBEIRO FILHO, E. & SZIKSZAY, M. (1973) - Elementos traços em minérios de manganês da Serra do Navio, Amapá; de Lafaete, de Urandi e de Urucum - Acad. Bras. Ciênc., Anais, 45 (3/4): pp. 660-661.
- ROY, S.P. (1965) - Comparative Study of the Metamorphosed Manganese Prototypes of the World - The Problem of the Nomenclature of the Gondites and Kodurites - Econ. Geol., 60 (6): pp. 1238-1260.
- ROY, S.P. (1968) - Mineralogy of the different types of manganese deposits - Econ. Geol., 63 (7): pp. 760-786.
- SAVAGE, W.S. (1939) - Solution, Transportation and Precipitation of Manganese - Econ. Geol., 31 (3): pp. 278-297.
- SERRA, A. (1955) - Atlas Climatológico do Brasil - V.I - 1º Caderno; CNG-IBGE - Rio de Janeiro.
- THE ROCK-COLOR CHART (1951) - Geological Society of America, New York.
- TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. (1960) - Igneous and Metamorphic Petrology - 2^a ed., McGraw-Hill Book Company, Inc., New York.
- TURNER, F.J. & WEISS, L.E. (1963) - Structural analysis of metamorphic tectonites - McGraw-Hill Book Company, Inc., 545 pp.

- VALARELLI, J.V. (1967) - O minério de manganês da Serra do Navio, Amapá - Tese de Doutorado apresentada à Fac. Fil. Ciênc. Letras da Universidade de São Paulo.
- WINKLER, H.G.F. (1966) - Petrogenesis of metamorphic Rocks - Springer Verlag - New York.

Fotografia 1

Relações de contato entre quartzito (topo) e mi
caxisto (base) com anfibolito. Notar o contras-
te de tonalidade do solo revelado por estas
duas últimas rochas.

Fotografia 2

Realce de dobra sinformal controlando a topo-
grafia (canto superior direito). Notar que a
drenagem segue a calha da dobra.

Fotografia 3

Dobra ligeiramente simétrica encontrada em quartzito micáceo da seqüência superior. Notar que são dobras relativamente abertas.

Fotografia 4

Dobras pronunciadas na formação ferrífera pertencente a seqüência intermediária. Notar que o plano axial da dobra maior tem direção aproximadamente NE da foto.

Fotografia 5

Dobras apertadas (na porção inferior da foto) que assumem formas desarmônicas e desenvolvem plano de foliação (S_2) segundo seus planos axiais. Compare com o esquema da Figura 3 porposto por TURNER & WEISS (1963) para transposição do acamamento.

Fotografia 6

Veios de quartzo estirados "Boudinage" segundo a direção de foliação da primeira geração de dobras (micaxisto da sequência superior).

Fotografia 7

Micaxisto com desenvolvimento de uma 2^a superfície planar (S_2) - marcada por clivagem de crenulação - perpendicular a foliação principal.

Fotomicrografia 1

Lâmina delgada. Textura lepidoblástica em micaxisto mostrando leitos micáceos (cinza claro) e quartzosos (branco) que se repetem alternadamente, conferindo estrutura orientada à rocha. Aumento 50,4 X. Nicóis cruzados.

Fotomicrografia 2

Lâmina delgada. Textura grano-lepidoblástica em gnaissse com fenoblastos de microclina circundados por quartzo e feldspato. Aumento 50,4 X. Nicóis cruzados.

Fotomicrografia 3

Lâmina delgada. Anfibolito contendo cristal de hornblenda parcialmente transformado para minerais do grupo do epídoto. Aumento 50,4 X. Nicóis paralelos.

Fotomicrografia 4

Lâmina delgada. Anfibolito contendo cristal de piroxênio (disposto na porção central diagonalmente) transformado em anfibólio nas bordas. Notar diferença de clivagem. Aumento 50,4 X. Nicóis paralelos.

Fotomicrografia 5

Seção polida. Textura brechada contendo cristais de hematita que contrastam domínios de granulação fina e grosseira. Notar a substituição da hematita por lepidocrocita (ou goethita). Aumento 1280 X. Nicóis paralelos.

Fotomicrografia 6

Seção polida. Textura de exsolução entre hematita (cinza claro) e jacobsonita (cinza escuro). Notar a delicada trama estrutural com orientação cristalográfica. Aumento 680 X. Nicóis paralelos.

Fotomicrografia 7

Seção polida. Textura orientada com alternância de leitos finamente granular de hematita e minerais de ganga (principalmente quartzo). Aumento 44,1 X. Nicóis parcialmente cruzados.

Fotomicrografia 8

Seção polida. Veio de hematita da 2ª fase seccionando a da fase anterior. Notar que a hematita da 1ª fase esta intercrescida com jacobita. Aumento 176 X. Nicóis paralelos.

Fotomicrografia 9

Seção polida. Cristais de hausmannita da 1^a geração (cinza claro) sendo invadidos pela cuprita (branco) e pela ganga (cinza escuro) de outra geração. Notar minúsculas inclusões de cuprita ou hematita? Aumento 63 X. Nicóis paralelos.

Fotomicrografia 10

Seção polida. Hausmannita da 1^a geração (cinza claro) sendo substituída pela de 2^a geração (cinza branco). Notar corrosão nas bordas dos cristais de 1^a geração. Aumento 320 X. Nicóis paralelos.

Fotomicrografia 11

Seção polida. Cobre nativo (branco) circundado pela cuprita (cinza claro) contendo cristais de hausmannita (cinza médio) corroídos nas bordas. O carbonato (ganga - cinza escuro) é substituído pela cuprita ao longo dos planos de fratura e de clivagem. Aumento 68 X. Nicóis paralelos.

Fotomicrografia 12

Lâmina delgada. Coexistência entre tefroíta (cinza claro) e carbonato (cinza escuro) no protominério de Bandarra. Notar transformação incipiente do carbonato para minerais do grupo αMnO_2 . Aumento 56,7 X. Nicóis paralelos.

Fotomicrografia 13

Lâmina delgada. Cristais de espessartita (cinza escuro) parcialmente transformados em minerais do grupo αMnO_2 . A ganga (cinza) é constituída preferencialmente de quartzo. Aumento 56,7 X. Nicóis paralelos.

PERFIS GEOLÓGICOS DO DEPÓSITO DE BANDARRA - BAHIA

POR RÔMULO MACHADO — 1976