GEOLOGIA DA OCORRÊNCIA DE COBRE DE MANDACARU (PI)

CLÓVIS VAZ PARENTE* e REINHARDT ADOLFO FUCK**

ABSTRACT The Mandacaru area, São Julião County, Piauí, comprises a Precambrian crystalline basement of granitic to quartz dioritic gneisses overlain by several younger units of low grade metamorphic, volcanic and sedimentary rocks. The Late Proterozoic São Julião sequence comprises folded epicontinental marine metasediments of low rank greenschist facies, including phyllite, marble, metarkose, and quartzite. The Eopaleozoic Catolé Formation is represented by continental volcanic material (basalt, andesitic basalt, dacite, rhyolite, pyroclastics) and sedimentary rocks (conglomerate, arkosic wacke, feldspathic sandstone, siltstone), intruded by the post-tectonic Mandacaru Granite and related dykes and apophyses of granophyre, quartz porphyry and other felsic subvolcanic rocks. Eopaleozoic volcanism, sedimentation, and granite intrusion are controlled by faulting and graben-like structures, the evolution of which culminated with the deposition of polymictic conglomerate and breccia of the Tamboril Unit. All the previous units are unconformably overlain by the Silurian Serra Grande Formation at the eastern border of the Parnaíba Basin. The Cu mineralization, probably of volcanic origin, is associated with the volcanic and sedimentary rocks of the Catolé Formation, having been later convectively remobilized by water-rich fluids along minor faults and fractures within both the volcano-sedimentary pile and the granitic rocks during the Mandacaru Granite intrusion.

INTRODUÇÃO O presente trabalho expõe uma síntese dos principais dados geológicos obtidos na região de Mandacaru (PI), após a realização de uma dissertação de mestrado por um dos autores (Parente 1984), sobre a geologia e as mineralizações de cobre daquela região.

A área estudada localiza-se no município de São Julião, no leste do Estado no Piauí, próximo à divisa com o Estado do Ceará, e cobre uma superfície em torno de 140 km². O acesso é realizado por via terrestre pelas rodovias BR-316 e BR-230. Geologicamente, está inserida na porção sudoeste da Faixa de Dobramentos Jaguaribeana, na borda leste da Bacia do Parnaíba (Fig. 1).

GEOLOGIA DA REGIÃO DE MANDACARU A área é ocupada por granitos, gnaisses e epimetamorfitos atribuídos ao Proterozóico Superior, uma sequência vulcano-sedimentar do Eopaleozóico, no qual se introduziu um corpo granítico, além de rochas sedimentares horizontalizadas da cobertura paleozóica que integra a Bacia do Parnaíba.

A distribuição das unidades e as relações estabelecidas entre elas constam do mapa geológico (Fig. 2).

Rochas do embasamento granito-gnáissico As rochas mais antigas da área são representadas por gnaisses graníticos e quartzo dioríticos cortados por diques aplíticos e microtonalíticos, respectivamente, além de cataclasitos e milonitos marcando extensas zonas de falhas. Essas rochas constituem parte das encaixantes do Granito Mandacaru, envolvendo-o pelo sul e pelo leste. Ao norte, expõem-se em pequena janela condicionada por falhas em meio a metassedimentos. Os gnaisses são foliados, apresentam granulação de média a grossa, às vezes comportando megacristais de feldspato alcalino. A foliação principal, marcada pela disposição orientada da biotita, dispõem-se segundo a direção N60E. A sul, o biotita gnaiss transiciona para uma rocha granítica quase sem foliação, de cor cinza a rosa com granulação média a grossa, contendo estruturas

tipo *schlieren*, ricas em biotita. A idade do conjunto é desconhecida, mas, pelas interpretações regionais disponíveis (ver, por exemplo, Neves 1983), faz parte da infra-estrutura da Faixa Jaguaribeana desenvolvida durante o Ciclo Brasileiro.

Seqüência São Julião Sob a denominação informal de Seqüência São Julião, estão representados filitos, metarcóseos, quartzitos e calcários marmorizados, que afloram em faixa alongada na direção ENE, entre Mandacaru e São Julião (Fig. 2). Em um dos cortes da estrada que leva de Mandacaru a São Julião observa-se um pequeno dique de microdiorito cortando metarcóseo calcífero. A faixa é limitada por falhas N70E, que representam antigas transcorrências seccionando o embasamento, reativadas como falhas de gravidade.

A seqüência assenta em discordância sobre as rochas gnáissicas e suas rochas representam provavelmente um pacote sedimentar depositado em ambiente de mar raso epicontinental. O conjunto foi metamorfozido em condições de fácies xisto verde e nele são reconhecidas três fases de deformação. A intensidade das deformações sofridas e a pequena extensão dos afloramentos da unidade na área estudada impediram o estabelecimento de sua coluna estratigráfica. As melhores exposições encontram-se no leito do Córrego São Julião, onde se observam dobras apertadas isoclinais nas rochas filíticas, cujo acamamento é transposto pela xistosidade de direção N50–70E 45°SE. Variações mostradas nessa direção são atribuídas a perturbações tectônicas locais ou devem-se à intrusão do Granito Mandacaru, como na porção leste da faixa, onde a xistosidade está sistematicamente inclinada para noroeste.

Formação Catolé A Formação Catolé agrupa a seqüência de rochas vulcânicas e sedimentares de ambiente continental, que se expõem nos arredores de Mandacaru, estendendo-se desde a leste daquela localidade, em direção a oeste e sudoeste, até o povoado Catolé (Fig. 2).

* Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará. Campus do Pici, CEP 60000, Fortaleza, CE, Brasil

** Departamento de Geociências, Universidade de Brasília. CEP 70910, Brasília, DF, Brasil

Figura 1 – Localização da área e os elementos geológicos da região de dobramentos do Nordeste (compilado e modificado de Neves 1975, 1978, 1983)

Figura 2 – Mapa geológico da região de Mandacaru (PI)

As rochas vulcânicas dispõem-se sobretudo na base do pacote formando uma faixa de direção aproximadamente leste-oeste, com cerca de 2,5 km de extensão. São encontradas ainda como corpos lentiformes nas unidades sedimentares superiores. Consistem principalmente em basaltos e/ou basaltos andesíticos com níveis amigdaloidais e, subordinadamente, de dacitos, riolitos e rochas piroclásticas, entre elas tufos de cristal, ignimbritos e "ortotufos". Associados a esses tipos litológicos encontram-se, ainda, alguns termos subvulcânicos, como diabásio e hornblenda gabro, modificados parcialmente por alteração hidrotermal e metamorfismo termal. A associação subvulcânica constitui provavelmente o estágio hipabissal das efusivas.

As vulcânicas máficas, juntamente com as rochas hipabissais, constituem cerca de 80% dos corpos mapeados. O vulcanismo teve caráter recorrente, conforme se verifica pela presença de fragmentos de lavas amigdaloidais, juntamente com fragmentos de rochas sedimentares e do Granito Mandacaru, incorporados por lavas maciças, por vezes amigdaloidais. A presença de diques de basaltos andesíticos e *pipes* de brechas cortando o Granito Mandacaru constitui atestado adicional da recorrência do vulcanismo máfico.

Entre as rochas sedimentares, dominam ruditos líticos argilosos e grauvas arcoseanas cinzas-esverdeadas com clastos dispersos de vaques arcoseanos e, subordinadamente, de granitos e rochas vulcânicas inseridos numa matriz arenítica fina com cimento calcífero. A dimensão desses clastos varia de 3 a 20 mm, diminuindo ou mesmo desaparecendo em direção ao topo. Segue-se um fácies de arenito ferruginoso, de espessura centimétrica a métrica, que às vezes se intercala e/ou prograda para um fácies siltico marrom chocolate. No topo, o fácies siltico marrom se intercala ritmicamente com siltitos cinza-esverdeados. Estes são irregulares, finos, com faixas variando de alguns milímetros a 15 cm de espessura, contendo ocasionalmente malaquita e calcocita, que aparecem ao longo de microfraturas e do acamamento. A espessura do pacote rítmico em que se verifica a alternância entre os níveis de coloração cinza-esverdeada e marrom é da ordem de 2 m e sua extensão está em torno de 300 m, afigurando-se mais como lente do que camada. Nesses siltitos, as feições sedimentares mais conspícuas são a estratificação plano-paralela, estruturas convolutas e marcas de onda assimétrica.

O conjunto de rochas vulcano-sedimentares sofreu a intrusão do Granito Mandacaru. Este fato é tipificado pela presença de numerosas apófises de granófiros porfíricos e diques de microgranitos cortando as rochas sedimentares e vulcânicas encaixantes, além da presença de auréola termometamórfica e de fragmentos de rochas sedimentares englobadas pelas rochas graníticas. Próximo ao contato com o granito, foram verificadas a alteração e a modificação da composição mineralógica das encaixantes, principalmente das rochas vulcânicas, nas quais não se observam mais minerais primários. Nas amostras coletadas próximas ao contato, os minerais ferromagnesianos originais encontram-se inteiramente substituídos por biotita verde amarelada e clorita, que formam agregados de pequenas placas idiomórficas, resultantes de recristalização induzida por metamorfismo termal. No hornblenda gabro, verifica-se que o piroxênio é totalmente ausente ou em processo de substituição por hornblenda, que, por sua vez, apresenta bordas alteradas para actinolita e leucoxênio. Em alguns corpos de diabásio, hornblenda poiquiloblástica incorporando cristais menores

e biotita recristalizada são as respostas à ação do metamorfismo termal.

As rochas sedimentares, por outro lado, apresentam-se endurecidas em consequência de uma maior silicificação e a típica cor cinza-esverdeada passa para marrom-escuro nas zonas mais internas, sendo essas feições observadas numa faixa de 30 a 50 m em volta do corpo granítico propriamente dito, enquanto nas apófises sua expressão é insignificante. Em lâmina, essas feições são representadas pela recristalização do quartzo nas zonas mais afastadas do corpo granítico enquanto a cristalização de epidoto, muscovita, clorita e albita caracteriza as rochas mais próximas do contato, permitindo inferir um metamorfismo termal de fácies albita-epidoto hornfels (Turner 1981).

Granito Mandacaru O Granito Mandacaru constitui uma intrusão pós-tectônica de forma irregular alongada com cerca de 12 km de diâmetro maior e alinhada na direção NE-SW. É controlado por sistema de falhas de mesma direção, que o coloca ao sul em contato com as rochas granito-gnáissicas e ao norte com os litotipos da Sequência São Julião e da Formação Catolé, das quais contém enclaves. A oeste é recoberto pelas rochas sedimentares da Formação Serra Grande. De relevo pouco acentuado, apresenta uma passagem geomorfológica quase imperceptível para os terrenos da Sequência São Julião, para a Formação Catolé e para os granito-gnaisses do embasamento.

Em função da textura e/ou composição mineralógica, cinco fácies petrográficas podem ser distinguidos no Granito Mandacaru: granodiorito, pegmatítico, granófiro pórfiro, granito hololeucocrático e *rapakivi*.

O fácies granodiorito é dominante, constituindo a maior parte do corpo. Enclaves subangulosos e subarredondados de rochas sedimentares da Formação Catolé, de metassedimentos da Sequência São Julião e dos granito-gnaisses são encontrados nas zonas de contato, que configuram um mecanismo de *stopping* na intrusão. Em pequena pedreira localizada na borda oeste, próximo ao povoado de Pocinhos, o granodiorito apresenta variação local para quartzo monzonito. Na mesma área, são encontrados *pipes* de brechas. Em outros locais, observa-se a passagem para granito leucocrático.

O fácies pegmatítico constitui a porção mais interna da intrusão, embora ocorrências locais tenham sido observadas nas zonas oeste e norte do corpo. Distingue-se do fácies granodiorito sobretudo pela granulação mais grossa (> 5 mm) dos constituintes mineralógicos. O fácies granito hololeucocrático ocorre nas porções sudoeste e norte do corpo, aparecendo na rodovia BR-230 para Fronteiras. O fácies granófiro pórfiro restringe-se aparentemente à borda leste, onde está em contato com a sequência São Julião, da qual contém enclaves. O fácies *rapakivi* foi observado em uma única exposição, na porção oeste do corpo, próximo ao contato com granito-gnaisses do embasamento.

Ao contrário dos fácies localizados na parte central do corpo, que são isotropos, os fácies de borda do granito mostram-se em geral orientados, por vezes deformados pelos falhamentos que delimitam o corpo. Essas observações sugerem que o Granito Mandacaru foi prelevado pelas reativações dos extensos falhamentos preexistentes, provavelmente transcorrentes, associadas a distensões internas entre os blocos movimentados, como via de intrusão, os quais controlaram também a formação do *graben* em que está estabelecida a Formação Catolé.

A distribuição areal dos diferentes tipos faciológicos representados no mapa da figura 2 é aproximada, devido à distribuição irregular dos afloramentos e à presença de áreas sem qualquer exposição. O contato entre a maioria desses fácies é transicional, embora não seja observado em todos eles, de modo que é difícil estabelecer com segurança se é abrupto ou gradacional como um todo. Vale assinalar que não foram encontrados xenólitos e/ou autólitos que pudessem indicar um mecanismo de intrusões múltiplas. Dessa forma, as diferenças faciológicas encontradas devem representar estágios distintos de cristalização e resfriamento do corpo durante a ascensão do magma granítico.

Essas rochas apresentam, com um todo, granulação média a grossa (> 5 mm), aspecto maciço e normalmente são isotrópicas. São em geral de coloração avermelhada, por vezes castanho-avermelhada, leucocráticas, em que os minerais ferromagnesianos representados por hornblenda e subordinadamente biotita constituem menos de 10% do volume da rocha. A cor resulta da elevada proporção de feldspatos presentes, sempre vermelhos em virtude da presença de hematita pulverulenta no interior dos cristais. Ao microscópio, apresentam texturas hipidiomórficas, às vezes granofíricas. Texturas cataclásticas são comuns e, neste caso, os minerais constituintes encontram-se muito quebrados, com extinção ondulante e com recristalização em grãos poligonais. O plagioclásio é predominantemente albitico (An 3-9) enquanto o feldspato potássico é representado por ortoclásio perítico e microclínio, este último testemunhando uma fase de potassificação posterior. Os minerais ferromagnesianos diminuem do fácies granodiorito ao granito hololeucocrático, ao mesmo tempo que há um ligeiro enriquecimento em microclínio. Como acessórios ocorrem apatita, zircão, titanita, magnetita e raramente monazita.

Diques e apófises constituídos de material básico e ácido cortam tanto os diferentes tipos faciológicos do Granito Mandacaru quanto a Formação Catolé. São especialmente frequentes ao longo da borda oeste do corpo, onde constituem um verdadeiro colar de apófises, de direção NE-SW, intrusivos na unidade inferior da Formação Catolé. As formas das apófises são bastante diversificadas, de irregulares a ovaladas, conforme é representado na figura 2. As dimensões são também variadas e apresentam de alguns poucos metros a algumas dezenas de metros de diâmetro. Diques de possança e comprimento reduzidos são comuns, sobretudo no interior da intrusiva plutônica, alinhando-se de preferência segundo a direção N40-50E. A composição varia de microdiorito a granófiro, destacando-se principalmente os granófiros, que são os tipos mais comuns, especialmente nas apófises. Os diques são de microgranodiorito, microgranito, granito gráfico, granófiro, além de basalto andesítico anteriormente referido. Na porção SW, estão presentes alguns diques micrograníticos associados a veios pegmatíticos cortando as rochas vulcânicas e subvulcânicas básicas da Formação Catolé.

As rochas do Granito Mandacaru, especialmente as das bordas do corpo intrusivo e das apófises, sofreram processos de alteração, como sericitização e argilização dos feldspatos, cloritização dos minerais ferromagnesianos, neoformação de microclínio e biotita, saussuritização do plagioclásio (zoisita + epidoto + carbonato + albita). Mineralogicamente, essas alterações podem ser comparadas com as hidrotermais encontradas em depósitos tipo Cu-pórfiro. Entretanto são desprovidas de uma zonação consistente e tendem a se tor-

nar menos importantes em direção ao centro da intrusão. Dessa forma, verifica-se que os minerais primários — como ortoclásio, plagioclásio, hornblenda e biotita — quanto mais afastados do contato com a Formação Catolé mais preservados estão, o que contradiz uma alteração potássica interior do Granito Mandacaru. Além disso, é possível detectar enriquecimento de feldspatos alcalinos em direção às bordas do Granito Mandacaru, bem ao contrário do que ocorre nas zonas de alteração potássica hidrotermal de um depósito tipo Cu-pórfiro.

Por outro lado, os contatos com as encaixantes, especialmente as rochas da Formação Catolé, caracterizam-se por uma auréola termometamórfica pouco pronunciada, contendo minerais de baixa temperatura. Não obstante a associação comum das rochas graníticas com granófiros e riólitos, o baixo teor de minerais hidratados, sobretudo biotita e hornblenda (muscovita é ausente), e a escassez de pegmatitos indicam que o líquido granítico migrou quase à superfície sem cruzar o *solidus*, colocando-se em condições de temperatura acima de 800°C e profundidade em torno de 3 km. Nessas condições, poderia esperar-se uma auréola termometamórfica pronunciada devido ao próprio contraste térmico do magma granítico com as rochas encaixantes. Todavia a natureza e o ambiente das encaixantes (rochas sedimentares psamo-psefíticas dominantes, um tanto fraturadas, em ambiente com tendência redutora) sugerem que a solidificação do Granito Mandacaru foi acompanhada de resfriamento por convecção de fluidos (ver, por exemplo, Parmentier e Schedl 1981) originados das encaixantes. Esse fato inibiu em grande parte a transferência de calor do Granito Mandacaru para suas encaixantes, bem como alterou e modificou sua associação mineral próximo ao contato, o que explica estas rochas mais alteradas nas bordas do granito.

A idade do Granito Mandacaru foi determinada pelo método isocrônico Rb-Sr no laboratório da Universidade Federal do Pará. A isócrona indica idade de $550 \pm \text{Ma}$, com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70924 \pm 0,00010$ (Parente 1984, Parente *et al.*, no prelo).

Pipes de brechas Os *pipes* de brechas localizam-se nas vizinhanças de Mandacaru, sobretudo no contato do Granito Mandacaru com a Formação Catolé. São corpos de forma aproximadamente circular e de pequenas dimensões. O maior deles apresenta eixo maior em torno de 350 m e o menor de 200 m. São constituídos de material vulcânico, de cor cinza-escuro, afanítico, ocasionalmente amigdaloidal. O aspecto é caracteristicamente brechado, com a matriz vulcânica englobando numerosos fragmentos subangulosos e subarredondados de quartzo pórfiro, granito, granodiorito, quartzo de veio, microgranito e da própria matriz, arranjados caoticamente. Esses fragmentos medem de alguns milímetros a 70 cm. Numerosas fraturas, muitas delas preenchidas com carbonato, quartzo, epidoto e sulfetos, constituem feições adicionais superimpostas.

Em lâmina delgada verifica-se que a matriz corresponde a basalto andesítico. Mostra os micróclitos de plagioclásio ao acaso, com os interstícios preenchidos por clorita, epidoto, carbonato, magnetita e quartzo. A alteração hidrotermal foi intensa, estando os ferromagnesianos originais substituídos por clorita, epidoto e leucóxênio, e o plagioclásio por carbonato e epidoto. Ao contrário da inferência de Farina (1980) e Lopes Filho *et al.* (1982), que atribuíram essas rochas a emanções explosivas da fase hidrotermal

mineralizante de *porphyry copper*, elas representam um modelo de implosão e fluidização de uma lava basáltica (Biondi 1982), como discutiu Parente (1984), ou mesmo a extrusão de basalto andesítico nas proximidades de seus condutos, como sugerido por Sá & Fowler (1981).

Unidade Tamboril A Unidade Tamboril agrupa um pacote de brechas conglomeráticas polimíticas, mal classificadas e não estratificadas, que recobre em discordância erosiva as unidades citadas anteriormente. Sua distribuição está restrita à porção norte do gráben, que acomoda a Formação Catolé, com as melhores exposições localizadas entre os povoados de Catolé e Tamboril.

Em todas as áreas de ocorrência, essas brechas conglomeráticas aparecem em forma de camadas irregulares e descontínuas, com uma extensão em torno de 100 a 300 m.

Essas brechas são constituídas de fragmentos angulosos e subangulosos de arenito arcoseano, siltitos, dacitos, microgranitos, quartzo pórfiros, metarcóseos e filitos distribuídos caoticamente numa matriz siltica arcoseana de cor marrom, que reflete a composição das rochas circunvizinhas. Os fragmentos medem de milímetros a 15 cm e constituem cerca de 80% do volume da rocha, parecendo diminuir de dimensão no sentido de leste para oeste. A disposição dessa unidade dentro do *graben*, em estreita relação dos falhamentos mais próximos, recobrimo as unidades superiores da Formação Catolé e algumas porções do Granito Mandacaru, das quais contém fragmentos, retrata depósitos de leques aluviais de granulação grossa desenvolvidos ao longo das linhas de falhas, que foram reativadas e rejuvenesceram o relevo, hoje em sua maior parte erodido.

Formação Serra Grande A Formação Serra Grande ocorre na porção oeste da área estudada, recobrimo discordantemente as unidades anteriormente citadas. É constituída de arenitos conglomeráticos de cor creme e esbranquiçada, localmente amarelo-arroxado, com seixos bem arredondados de quartzo e quartzitos dispersos numa matriz de areia fina constituída de grãos subarredondados de quartzo e feldspatos caulinizados, cimentados por óxido de ferro.

Diques de diabásio Alguns diques de diabásio foram encontrados cortando as rochas granito-gnáissicas. Localizam-se na região sudeste da área, próximo ao povoado Olho-d'Agüinha. São em geral de pequeno porte, com menos de 10 m de largura e 70 m de comprimento. Aflorem em forma de corpos tabulares ou, por vezes, em blocos arredondados resultantes de esfoliação esferoidal e mostram preferência pelos locais das falhas de direção N70E que seccionam os gnaisses graníticos. Para essas subvulcânicas, ainda não se tem um controle geocronológico nem de campo para correlacioná-las com as rochas vulcânicas e subvulcânicas da Formação Catolé. No entanto, considerando seus aspectos texturais e mineralógicos ainda primários, elas são referidas aqui como prováveis equivalentes do vulcanismo mesozóico da Bacia do Parnaíba.

GEOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS DA FORMAÇÃO CATOLÉ Embora dispondo de um número reduzido de análises químicas, procurou-se identificar as possíveis séries magmáticas presentes na região de Mandacaru bem como discutir sua vocação metalogenética.

As análises dos elementos maiores foram obtidas por métodos instrumentais combinados de fluorescência de raios X, absorção atômica e volumetria realizados nos laboratórios da Geologia e Sondagens Ltda. (Geosol) e da Universidade de Brasília, enquanto a dos elementos-traços foram realizadas por espectrografia de emissão de 30 elementos nos laboratórios da Geosol.

As tabelas 1 e 2 apresentam os resultados das análises dos elementos maiores, menores e traços das rochas vulcânicas da Formação Catolé expressos em porcentagem e em partes por milhão (ppm) bem como sua composição normativa CIPW. Nas representações gráficas, considera-se o ferro total sob forma de FeO.

Geoquimicamente, essas rochas representam um vulcanismo bimodal básico e ácido, em que as vulcânicas básicas apresentam uma filiação toleítica. Essas características são mais bem observadas no diagrama AFM (Fig. 3), no qual as amostras das rochas básicas estão plotadas de preferência no campo da série toleítica (TH), até com o aumento de FeO* nos termos intermediários representados pelos basaltos andesíticos. Esse fato indica uma baixa fugacidade de oxigênio, característica dos magmas toleíticos (Kennedy 1955 e Osborny 1962 *apud* Miyashiro 1975).

Figura 3 – Diagrama AFM para as amostras das rochas vulcânicas e subvulcânicas da Formação Catolé

Um comportamento similar foi observado nos diagramas de FeO versus índice de solidificação de Kuno (1968), no diagrama Al_2O_3 versus composição normativa do plagioclásio de Irvine & Baragar (1971), e nos diagramas FeO versus FeO/MgO e SiO_2 versus FeO/MgO de Miyashiro (1975) (Figs. 4a, 4b, 4c e 4d).

Do ponto de vista tectônico, as rochas vulcânicas da Formação Catolé são típicas de ambiente continental. Isso é observado no diagrama $K_2O-TiO_2-P_2O_5$ de Pearce *et al.* (1975), que permite separar os basaltos subalcalinos continentais dos de ambientes oceânicos (Fig. 5). O mesmo comportamento é mostrado pelas "rochas espiliticas" da Formação Parapuá (Costa *et al.* 1973), que, por estarem condicionadas ao mesmo ambiente tectônico e apresentarem características petrográficas semelhantes às vulcânicas da Formação Catolé, foram plotadas a título de comparação.

Tabela 1 – Análises químicas dos elementos maiores (em %) e elementos menores (em ppm) das rochas vulcânicas da Formação Catolé

Amostras de rochas	CV-136B	CV-241B	CV-243B	CV-240	CV-30A	CV-136D	CV-05B	MA-15B	CV-275E	CV-275D	CV-243C	CV-273C	CV-241A
SiO ₂	48,28	48,72	50,09	53,09	54,9	55,35	64,71	65,10	65,24	—	71,72	74,26	75,38
Al ₂ O ₃	12,36	9,33	11,44	13,39	14,4	13,17	13,61	14,87	16,25	—	14,42	10,87	13,17
Fe ₂ O ₃	4,15	4,66	6,03	6,24	7,6	4,99	1,86	2,03	1,94	—	0,94	3,97	0,42
FeO	9,56	6,11	6,17	6,20	7,13	7,11	0,75	1,55	1,74	—	0,85	0,36	0,43
CaO	5,82	15,33	5,76	7,89	3,1	2,37	1,71	1,77	1,55	—	1,58	0,54	0,22
MgO	5,29	10,00	7,78	4,80	3,2	3,63	0,52	0,79	0,80	—	0,37	0,02	0,08
Na ₂ O	2,83	0,46	2,70	3,07	2,87	4,11	4,30	4,80	4,83	—	4,30	0,61	4,11
K ₂ O	1,85	0,28	1,20	0,60	0,99	2,50	3,24	3,36	3,67	—	4,05	6,30	4,81
MnO	0,23	0,26	0,10	0,17	0,08	0,01	0,11	0,08	0,07	—	0,02	0,01	0,01
P ₂ O ₅	1,58	0,21	2,12	0,37	0,50	0,64	0,13	0,14	0,16	—	0,09	0,02	—
TiO ₂	2,51	1,37	2,38	2,40	2,0	2,75	0,40	0,38	0,65	—	0,10	0,36	0,10
P.F.	4,77	1,69	3,83	1,24	5,3	3,27	4,04	2,44	2,56	—	0,89	1,02	0,48
Total	99,23	99,02	99,6	99,46	102,07	99,9	97,38	97,31	99,46	—	99,33	99,34	99,21
Cu	32	3	45	45	26	78	9	10	5	4	5	18	2
Pb	30	9	30	30	32	17	18	17	19	21	10	11	18
Zn	157	60	110	110	196	174	44	78	88	92	18	20	9
Zr	350	150	410	410	280	390	240	320	340	310	130	560	68
Y	95	94	52	52	62	87	28	46	60	60	5	140	8
Nb	41	33	51	51	23	39	27	40	48	44	16	56	23
Cu	150	150	150	150	—	150	150	150	150	150	150	150	150
Ga	27	21	21	21	—	27	19	20	20	21	19	18	19
Sc	58	110	35	35	—	46	5	10	18	18	5	16	5
Ba	1.530	80	1.730	1.730	1.150	1.100	1.180	1.100	1.240	1.240	1.510	1.900	140
Sr	380	570	700	700	310	97	260	230	300	270	810	240	47
Rb	90	12	50	50	32	100	160	180	210	230	240	160	310
S	600	200	300	300	—	200	200	200	100	100	100	200	100
Y/Nb	2,5	2,7	0,88	0,88	3,05	2,5	1,04	1,15	1,25	1,3	0,3	0,5	0,3
Nb/Y	0,43	0,35	0,98	0,98	0,37	0,44	0,96	0,86	0,8	0,73	3,2	0,4	2,87
Zr/Y	3,7	1,6	7,9	7,9	4,5	4,5	0,57	6,9	5,6	5,1	26	4	8,5
Zr/Ti	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,10	0,14	5,08	—	0,02	0,02	0,11
Zr/Nb	8,5	4,5	8,0	8,0	10	10	8,8	8	2,08	7,04	8,2	10	2,9

CV-136B – Diabásio

CV-240 – Diabásio

CV-05B – Dacito

CV-275D – Dacito

CV-241B – Hornblenda gabro

CV-30A – Basalto andesítico

MA-15B – Dacito

CV-243C – Riólito

CV-243B – Diabásio

CV-136D – Basalto andesítico

CV-275E – Dacito

CV-273C – Tufo de cristal

CV-241A – Riólito

Tabela 2 – Norma CIPW das rochas vulcânicas da Formação Catolé

CIPW	CV-05B	MA-15B	CV-30A	CV-136E	CV-136D	CV-240	CV-243B	CV-243C	CV-241A	CV-241B	CV-273C	CV-275E
Q	22,32	20,32	22,94	4,95	11,44	12,30	10,83	27,85	32,73	6,24	46,41	18,65
Or	20,49	20,90	5,90	11,54	15,27	3,61	7,38	24,33	28,78	1,70	38,19	22,38
Ab	38,93	42,76	24,49	25,28	35,94	26,42	23,78	36,98	35,22	3,99	5,29	42,17
An	8,95	8,60	12,18	16,43	8,08	21,34	15,93	6,95	1,15	24,83	3,06	6,85
Di	2,99	—	—	2,95	—	12,91	—	—	—	41,52	—	—
Hy	—	2,75	11,73	23,32	13,86	8,62	22,81	1,58	0,48	11,54	0,05	2,59
Wo	2,69	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ql	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	1,65	3,10	11,11	6,35	7,48	9,20	9,10	1,39	0,62	6,93	0,08	2,90
Ap	0,33	0,35	1,19	3,95	1,57	0,89	5,23	0,22	—	0,51	0,05	0,39
Z	0,05	0,06	0,06	0,06	0,08	0,05	0,08	0,03	0,02	0,03	0,11	—
Il	0,81	0,76	3,83	5,03	5,40	4,64	4,71	0,19	0,19	2,67	0,70	1,27
Pr	—	0,04	—	0,12	0,04	0,04	0,06	0,02	0,02	0,04	0,04	—
Hm	0,85	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
C	—	0,36	4,22	—	0,86	—	0,10	0,47	0,80	—	2,00	1,95

Pearce *et al.* (1975) observaram que há um aumento na concentração de álcalis e uma perda de K₂O em relação a TiO₂ durante o processo de espilitização dos basaltos de fundo oceânico. Dessa forma, as amostras espilitizadas plotadas no diagrama K₂O-TiO₂-P₂O₅ apresentam uma nítida preferência pelo campo dos basaltos oceânicos, o que não se verifica no caso dos “espilitos” da Formação Parapuí. Neste sentido, acrescenta-se que Bischoff & Dickson (1975) – ao realizarem um estudo experimental envolvendo interação de basalto com água do mar, em condições de P-T na ordem de 500 bar e 200°C, respectivamen-

te, próximo às condições de formação da assembléia albita-epídoto-actinolita (paragêneses comum dos espilitos) – constataram que havia um enriquecimento de Na e Mg em detrimento de Ca, SiO₂, Fe, Mn, Ni, Cu e K nos basaltos em reação. Assim, as rochas espiliticas, caracterizadas por um baixo teor de K₂O, tenderiam a cair dentro do campo dos basaltos oceânicos do diagrama K₂O-P₂O₅-TiO₂ (Fig. 6) conforme indica Pearce *et al.* (1975).

Considerando que, em geral, os espilitos clássicos de literatura estão associados a vulcanismo basáltico em ambientes geossinclinais (Carmichael *et al.* 1974), e tendo

Figura 4 – 4a: Diagrama FeO^* versus índice de solidificação para as rochas vulcânicas e subvulcânicas da Formação Catolé (baseado em Kuno 1968); 4b: Diagrama Al_2O_3 versus composição normativa do plagioclásio para as rochas vulcânicas e subvulcânicas da Formação Catolé (baseado em Irvine & Baragar 1971); 4c: Diagrama FeO^*/MgO de discriminação das séries magmáticas TH e CA para as rochas vulcânicas e subvulcânicas da Formação Catolé (baseado em Miyashiro 1975); e 4d: Diagrama SiO_2 versus FeO^*/MgO de discriminação das séries magmáticas TH e CA para as rochas vulcânicas e subvulcânicas da Formação Catolé (baseado em Miyashiro 1975)

Figura 5 – Diagrama $\text{K}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5$ para as rochas basálticas vulcânicas e subvulcânicas da Formação Catolé e "espilitas" da Formação Parapu (baseado em Pearce et al. 1975)

em vista que o processo de espilitização das rochas vulcânicas da Formação Parapu parece ser local (Rocha & Leonards 1975), é provável que as alterações metamórficas e/ou hidrotermais encontradas nas rochas vulcânicas daquela formação estão mais associadas a um gradiente térmico elevado do que a metamorfismo sódico, como sugerem Costa et al. (1973). Neste caso, as fontes de calor seriam os granitos intrusivos Meruoca e Mucambo como propõem Sá et al. (1979).

Comportamento característico de ambiente tectônico continental dessas rochas foi obtido no diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}^*-\text{MgO}$ de Pearce et al. (1977), reproduzido na figura 6. Neste diagrama, verifica-se que, à exceção de uma amostra de um dique basáltico localizada no campo dos basaltos de ilhas oceânicas, as demais amostras da Formação Catolé com teores de SiO_2 entre 51% e 56% se dispõem dentro do campo das rochas continentais. As amostras das rochas espiliticas da Formação Parapu foram também colocadas neste diagrama e, como se pode notar, elas se distribuem de preferência no campo das rochas continentais e no campo das ilhas oceânicas de centro de expansão (ilhas interplacas). Segundo Pearce et al. (1977), o campo correspondente a essas ilhas oceânicas ainda não está perfeitamente delimitado, tal a escassez de dados. No entanto, esta característica das rochas da Formação Parapu reflete provavelmente seu maior fracionamento representado pela alta razão FeO^*/MgO , comum às rochas mais diferenciadas ou mesmo à maior mobilização de MgO em relação a FeO^* e Al_2O_3 durante os processos de alteração a que estiverem submetidas.

Figura 6 – Diagrama $\text{MgO}-\text{FeO}^*-\text{Al}_2\text{O}_3$ para os ambientes tectônicos das rochas vulcânicas e subvulcânicas da Formação Catolé e rochas "espiliticas" da Formação Parapu (baseado em Pearce et al. 1977)

Um outro fator indicativo de ambiente continental das rochas vulcânicas da Formação Catolé é a alta concentração de K e outros elementos como Rb, Ba, Sr, Ti e Zr. Isso é mais bem observado na tabela 3, em que constam os valores das rochas vulcânicas basálticas e basaltos andesíticos da Formação Catolé, comparadas com os valores encontrados em basaltos oceânicos e basaltos continentais da literatura. Como se pode observar, as rochas da Formação Catolé apresentam valores bem mais altos que os dos basaltos oceânicos e semelhantes aos dos basaltos toleíticos continentais.

Tabela 3 – Resultado de algumas análises químicas das rochas vulcânicas básicas da Formação Catolé e de alguns basaltos oceânicos e continentais da literatura

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂ (%)	49,94	52,3	—	49,8	—	52,35
K ₂ O (%)	0,16	1,43	—	1,61	—	1,53
P ₂ O ₅ (%)	0,16	1,04	—	0,42	—	0,46
TiO ₂ (%)	1,51	2,41	2,53	2,70	1,4	2,85
Ba (ppm)	14	1.220	—	721	—	776
Rb (ppm)	1,2	60	—	33	—	42
Sr (ppm)	130	389	460	863	131	639
Zr (ppm)	95	330	215	300	92	450
Y (ppm)	—	75	29	—	30	—
Nb (ppm)	—	37	20	—	5	—
K/Rb	1.400	198	—	408	—	302
Zr/Y	—	4,4	7,4	—	3,1	—
Ti/Y	—	192	522	—	270	—
Y/Nb	—	2,0	1,45	—	6	—

1. Média de 10 amostras de toleitos de fundo oceânico (Engel *et al.*, apud Jamieson & Clarke 1970); 2. Média de cinco amostras de basaltos e basaltos andesíticos da Formação Catolé; 3. Média de 35 amostras de basaltos toleíticos continentais (Pearce & Cann 1973); 4. Média de 44 amostras de basaltos TH ricos em olivina da província de Nuanetsi, Rodésia (Jamieson & Clarke 1970); 5. Média de 72 amostras de basaltos TH de fundo oceânico (Pearce & Cann 1973); e 6. Média de 20 amostras de basaltos TH pobres em Mg da Província Karroo, Rodésia (Cox *et al.*, in Jamieson & Clarke 1970).

CARACTERÍSTICAS DOS DEPÓSITOS As observações realizadas na área permitiram não só reavaliar as idéias originais quanto à gênese da mineralização, que foi atribuída inicialmente à intrusão granítica e considerada como sendo do tipo Cu-pórfiro (Farina 1980, Terazu 1980, 1981, Gaal 1982, Lopes Filho *et al.* 1982), como também estabelecer um novo modelo genético para a mineralização de cobre de Mandacaru.

Embora o depósito de cobre seja tipologicamente diversificado, sua ocorrência é de pequeno porte, fator este que se tem constituído como elemento desfavorável para a continuidade da pesquisa por parte de empresas que atuaram na área [CPRM, Cia. de Desenvolvimento do Estado do Piauí (Comdepi) e Caraíba Metais S.A.]. Não obstante, as reais potencialidades da sequência molassóide são ainda desconhecidas.

A ocorrência de cobre de Mandacaru, que em superfície é caracterizada por malaquita, calcocita e subordinadamente pirita, distribui-se irregularmente por toda a Formação Catolé. Os minerais de cobre ocorrem, ainda, associados às apófises porfíricas e às rochas da borda oeste do Granito Mandacaru, no contato com a Formação Catolé. Podem-se caracterizar seis tipos distintos de mineralizações cupríferas: 1. mineralizações filoneanas e disseminadas em rochas sedimentares da Formação Catolé, de preferência nos ruditos argilosos; 2. mineralizações estratiformes nos ritmitos sílticos da Formação Catolé, em especial nos ritmitos sílticos de coloração cinza-esverdeada; 3. mineralizações associadas a rochas vulcânicas, incluindo lavas e piroclásticas; 4. mineralizações em diques de basalto andesítico e em *pipes* de brechas, cortando tanto as rochas sedimentares da Formação Catolé quanto o Granito Mandacaru; 5. mineralização associada às apófises de granófiro porfírico

intrudidas nas rochas sedimentares da Formação Catolé; e 6. mineralização associada às rochas muito fraturadas e brechas da borda da intrusão granítica.

Como se pode observar, existem geneticamente três tipos de mineralização: as associadas às rochas sedimentares; as que ocorrem em estreita relação com as rochas graníticas; e as associadas às rochas vulcânicas.

A mineralização das rochas sedimentares, sobretudo a filoneana (ou remobilizada), compreende a tipologia mais significativa da área, sendo caracterizada por calcocita, bornita, calcopirita e pirita. Aparece, em particular, nas rochas sedimentares da unidade inferior da Formação Catolé, associadas às rochas vulcânicas. Os filões até agora estudados, na verdade filonetes, considerando suas dimensões, em geral não apresentam raízes, sendo frequentemente descontínuos. Os maiores atingem cerca de 1 a 3 mm de espessura por 2 cm de comprimento (Fig. 7). A sucessão mineral é representada pela seguinte ordem: biotita-calcopirita-covelita. Existem também uma certa zonalidade na vertical, com os sulfetos mais ricos em cobre, entre eles bornita, predominando nas porções mais inferiores. Nesse sentido, calcopirita e subordinadamente pirita tendem a concentrar-se em níveis mais superiores, aparecendo por vezes como os únicos minerais-minério preenchendo microfraturas. Lateralmente a esses filonetes, em particular os compostos por sulfetos pobres em Cu (calcopirita e pirita), encontra-se minério disseminado e de distribuição irregular, o que permite dizer que a remobilização dos sulfetos para os filonetes foi resultante de migração lateral da mineralização disseminada das rochas hospedeiras para as microfraturas (Fig. 8).

Figura 7 – Filonetes de bornita cortando grauvas arcoseanas da Formação Catolé

Um outro tipo de textura característica de mineralização de rochas sedimentares encontradas na associação sedimentar de Formação Catolé é a textura em nuvens ou manchas irregulares de pirita e subordinadamente calcopirita, que se distribuem de forma grossa paralelas ao plano de estratificação. Neste caso, a mineralização constitui cerca de 20% a 30% do volume da rocha. Essa textura pode resultar de concentrações diagenéticas ou mesmo de remobilizações termais posteriores. Neste caso, os estratos submetidos a uma diagênese inicial são posteriormente afetados por uma

Figura 8 – Calcopirita e pirita ocorrendo disseminadas e ao longo de fraturas da grauvaça arco-seana. Verifica-se, ainda, a migração dos sulfetos para as microfraturas

epigênese pela percolação de fluidos contendo metais ao longo dos leitos mais arenosos e/ou de microfraturas. Além dessas texturas típicas de mineralizações de rochas sedimentares, ocorrem ainda malaquita e/ou calcocita finamente disseminadas nos siltitos cinza-esverdeados da Formação Catolé, dispostas paralelamente à estratificação ou em microfraturas discordantes, ou subconcordantes ao acamamento (Fig. 9).

Figura 9 – Veios delgados de malaquita dispostos paralelamente ao acamamento nos siltitos cinza-esverdeados

Nas rochas graníticas como um todo, a mineralização, representada em superfície por calcocita, malaquita e ocasionalmente pirita e calcopirita, mostra-se de preferência em microfraturas. Nas apófises de granófiro porfirítico, a mineralização tende a concentrar-se em suas cúpulas bem como a se prolongar pelas encaixantes, que apresentam uma maior concentração ao redor das apófises. Este fato, associado ao caráter porfirítico das apófises e às alterações secundárias já discutidas, levou vários estudiosos a considerarem o depósito como do tipo Cu-pórforo. Entretanto, pode-se observar em furos de sonda que atravessaram algumas dessas apófises que a mineralização caracterizada em

superfície por calcocita e malaquita tende a desaparecer em profundidade, o que não se verifica em casos de Cu-pórforo (Lowell & Guilbert 1970). Na borda oeste do corpo granítico, onde foi encontrada a maior anomalia geoquímica de cobre bem como as alterações secundárias mais pronunciadas, observa-se também que a mineralização está concentrada em uma faixa delgada, com cerca de 2 m de largura no melhor dos casos, relacionada a zonas de fraturamento. Fora dessa faixa, a mineralização diminui ou desaparece, o que é incomum em Cu-pórforo.

Nas rochas vulcânicas, a mineralização está associada principalmente aos dacitos que afloram na forma de pequenos corpos no topo da unidade sedimentar inferior da Formação Catolé e em rochas piroclásticas associadas às rochas vulcânicas basais da formação. Nos dacitos, a mineralização é caracterizada pela associação covelita, calcocita, bornita, calcopirita e pirita, que aparece disseminada, e por vezes em microfraturas, constituindo cerca de 1% a 2% do volume da rocha (Fig. 10). A relação textural observada sugere a mesma ordem de cristalização dos minerais-minério verificada na mineralização filoneana associada a rochas sedimentares, isto é, bornita-calcopirita-calcocita-covelita. Nas unidades piroclásticas, entre elas tufos brechados com fragmentos subangulosos de basalto andesítico cimentados por material silicoso, predomina pirita parcialmente limonitizada, que ocorre disseminada e; em microfraturas na forma de cubos de até 2 mm, associada a magnetita martitizada e/ou hematita junto às zonas de silicificação.

Figura 10 – Pirita e calcopirita formando veios em dacitos

Considerando, portanto, que existe estreita similaridade da paragénesis e sucessão mineral entre os minérios filoneanos encontrados nas rochas sedimentares com aqueles presentes nos dacitos, uma provável zonzão vertical de Cu-Fe e a íntima relação geológica e geográfica entre ambos, pode-se dizer, em princípio, que grande parte da mineralização de cobre de Mandacaru mantém uma estreita associação genética com o vulcanismo, num típico modelo hidrotermal, magmático clássico, em que a cristalização dos sulfetos foi verificada pelo resfriamento do líquido magmático encaixado em falhas e/ou fraturas.

Todavia, este mecanismo sozinho não explicaria as feições já assinaladas, entre as quais: 1. a presença de sulfetos disseminados nas rochas sedimentares, que indica origem sedimentar; 2. veios em rochas sedimentares, que mostram evidências de terem sido formados por migração lateral dos metais a partir da própria rocha sedimentar para as descontinuidades tipo falhas ou fraturas; e 3. os filonetes presentes nas rochas vulcânicas, com paragenese e sucessão mineral similar àquela encontrada nos filonetes das rochas sedimentares, que indica serem posteriores à mineralização disseminada presente tanto nas rochas vulcânicas como nas rochas sedimentares, sendo o resultado da remobilização desses metais, reprecipitados ao longo das zonas de fraqueza por onde percolam os fluidos.

Assim sendo, parece que a configuração e o zoneamento do cobre de Mandacaru resultam de um influxo de Cu durante as primeiras manifestações vulcânicas, que aparentemente cessaram antes do final da deposição das rochas sedimentares da Formação Catolé. Processos de erosão e lixiviação das rochas vulcânicas em ambiente subaquoso propiciaram a solubilização do metal e sua interação com o ciclo sedimentar, precipitando-o junto com os sedimentos.

À época da intrusão granítica, o gradiente térmico ensejado pelo magmatismo granítico favoreceu a implantação do hidrotermalismo que remobilizou o cobre, precipitando-o na forma de calcocita, calcopirita e bornita em microfraturas nas rochas sedimentares, nas apófises granofíricas e ao longo da margem ocidental do corpo granítico propriamente dito.

CONCLUSÕES Com base no mapeamento geológico realizado na região de Mandacaru, foram identificadas as seguintes unidades:

- Gnaisses graníticos e quartzo dioríticos cortados localmente por diques aplíticos e microtonalíticos, além de cataclastos e milonitos marcando extensas zonas de falhas.
- Sequência São Julião, representada por um pacote de rochas metapelíticas com intercalação de metapsamíticas e carbonáticas.
- Formação Catolé, constituída por uma sequência de rochas vulcano-sedimentares de idade eopaleozóica. As rochas vulcânicas consistem principalmente em basaltos andesíticos com níveis amigdaloidais e subordinadamente em dacitos, riólitos, rochas piroclásticas e alguns termos subvulcânicos, como diabásio e hornblenda gabro, modificados parcialmente por alteração hidrotermal e metamorfismo termal. Os estudos petrográficos e petroquímicos indicam que as rochas vulcânicas e associadas representam um vulcanismo bimodal máfico e félsico em que as vulcânicas básicas apresentam uma filiação toleítica. As proporções dos elementos maiores, menores e traços as definem como de ambiente continental intracratônico. Essas rochas apresentam uma estreita relação com as rochas vulcânicas da Formação Parapu, do NW do Estado do Ceará, constatação esta que permite inferir que as alterações metamórficas e/ou hidrotermais encontradas nas rochas vulcânicas daquela formação estão mais associadas a um gradiente térmico elevado do que a um metassomatismo sódico. Entre as rochas sedimentares da Formação Catolé, destacam-se ruditos argilosos e grauvas arcoseanas de cor esverdeada que se dispõem na base do pacote, a que se segue um

arenito arcoseano marrom ferruginoso, que por vezes se intercala e/ou prograda para um ritmito síltico marrom-chocolate contendo níveis delgados de coloração cinza-esverdeada no topo.

- Granito Mandacaru corresponde a um plúton pós-tectônico gerado em ambiente geológico distensional intracratônico. Encontra-se intrudido na Formação Catolé, na Sequência São Julião e nas rochas granito-gnaissicas mais antigas. As alterações secundárias verificadas nesse granito, tais como sericitização, argilização, cloritização e saussuritização, estão associadas à interação do magma granítico com água meteórica ou das encaixantes durante sua solidificação.

- Unidade Tamboril, representada por um pacote de brechas conglomeráticas, polimíticas, mal selecionadas, que repousa em discordância erosiva sobre as unidades subjacentes.

- Formação Serra Grande, identificada por arenitos conglomeráticos de cor creme com seixos bem arredondados de quartzo e quartzito dispersos numa matriz arenosa cimentada por óxidos de ferro.

- A mineralização de cobre ocorre de seis modos distintos, sendo ordenada de acordo com sua importância metalogenética: 1. mineralização disseminada e em microfraturas nas rochas sedimentares da Formação Catolé, de preferência nos ruditos argilosos; 2. mineralização associada às rochas vulcânicas basais, incluindo lavas e piroclásticas; 3. mineralização estratiforme nos ritmitos sílticos da Formação Catolé, em especial nos níveis sílticos de coloração cinza-esverdeada; 4. mineralização associada à borda do Granito Mandacaru em contato com a Formação Catolé, localizada de preferência em zona muito fraturada e brechada; 5. mineralização associada às apófises granofíricas porfíricas intrusivas nas rochas sedimentares da Formação Catolé; e 6. mineralização em diques de basaltos andesíticos e *pipes* de brechas cortando o Granito Mandacaru e as rochas sedimentares da Formação Catolé.

A fonte primária ou principal do cobre está relacionada às primeiras manifestações vulcânicas, que aparentemente cessaram antes do final da deposição das rochas sedimentares da Formação Catolé. Processos de erosão e lixiviação das rochas vulcânicas em ambiente subaquoso propiciaram a solubilização do metal e sua interação com o ciclo sedimentar, precipitando-o junto com os sedimentos, sendo posteriormente remobilizado, à época da intrusão granítica. Assim sendo, a mineralização de cobre fica caracterizada como do tipo vulcanogênica e estratiforme do tipo vulcano-sedimentar, que foi remobilizada tanto pelo Granito Mandacaru como por alguns falhamentos.

Para uma melhor definição da potencialidade da mineralização de cobre na área de Mandacaru, propõem-se que seja efetuado um levantamento geofísico, com base no método de polarização induzida, de modo a cobrir a área ocupada pelos ruditos argilosos e lavas piroclásticas da unidade inferior da Formação Catolé, o que poderia ser complementado por furos de sonda.

Agradecimentos Os autores agradecem ao CNPq, pelo suporte financeiro (Proc. 403563/81), e a Geraldo Resende Boaventura, do Laboratório de Geoquímica da Universidade de Brasília, por boa parte das análises químicas realizadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BISCHOFF, J.L. & DICKSON, F.W. - 1975 - Seawater-interaction at 200°C and 500 Bars: implications for the origin of seafloor heavy-metal deposits and regulation of seawater chemistry. *Earth Plan. Sci. Letters*, 25:385-397.
- CARMICHAEL, F.S.F.; TURNER, F.J.; VERHOOGEN, J. - 1974 - *Igneous Petrology*. New York, McGraw-Hill. 793 p.
- COSTA, M.J.; FRANÇA, J.B. de; LINS, C.A.C.; BACHIEGA, I.F.; HABEKOST, C.R.; CRUZ, W.B. da - 1973 - *Projeto Jaibaras*. Relatório Final. Recife, DNPM/CPRM, 5 v. (inédito).
- FARINA, M. - 1980 - *Mineralização Cupro-argento-aurífera de São Julião, Piauí*. Caracterização Geológica preliminar do primeiro "Porphyry Copper" do Brasil. Recife, CPRM. 19 p. (inédito).
- FRANKE, N.D. - 1983 - *Relatório Técnico de Viagem - Mandacaru-PI*. Salvador, Carafba Metais S.A. (inédito).
- GAAL, E. - 1982 - *Evaluation of the copper prospect of Mandacaru-PI, with impressions on the Geology of Nordeste and Rio Capim field trip*. Salvador, Carafba Metais S.A. 3p. (inédito).
- HEDBERG, H. - 1976 - *International Stratigraphic Guide*. A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Procedure. New York, John Wiley, 200 p.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. - 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8:523-548.
- KUNO, H. - 1968 - Differentiation of basalt magmas. In: HESS, H.H. & POLDERVAART, A. (ed.), *Basalts*. The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. *Intersc. Publ.*, 2:623-688.
- LOPES FILHO, J.B.; LAGES, P.R.R.; SILVA, R.O.C.; NETO, M.C.; URBANO FILHO, C. - 1982 - *Projeto Cobre-Mandacaru-PI*. Comdepi/PI (inédito).
- LOWELL, J.D. & GUILBERT, J.M. - 1970 - Lateral and vertical alteration - Mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Econ. Geol.*, 65(4):373-408.
- MIYASHIRO, A. - 1975 - Volcanic rocks series and tectonic setting annual. *Rev. Earth Plan. Sci.*, 251-269.
- NEVES, B.B. de B. - 1975 - *Regionalização Geotectônica do Precambriano Nordestino, São Paulo*. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo), 198 p. (inédito).
- NEVES, B.B. de B. - 1978 - A propósito da evolução lito-estratigráfica do Precambriano Superior do Nordeste. *Jorn. Miner.*, 7:19-27, Recife.
- NEVES, B.B. de B. - 1983 - *O Mapa Geológico do Nordeste Oriental do Brasil, Escala 1/1.000.000*. (Tese de Livre-Docência apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- PARENTE, C.V. - 1984 - *Geologia da Mineralização de Cobre de Mandacaru-PI*. Tese de Mestrado apresentada ao Departamento de Geociências da UnB. 203 p. (inédito).
- PARMENTIER, E.M. & SCHEDL - 1981 - Thermal aureoles of igneous intrusions: possible indications of hidrotermal convective cooling. *J. Geol.*, 89:1-22.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. - 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Plan. Sci. Letter.*, 19:290-300.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E.; BIRKETT - 1975 - The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discrimination between and non-oceanic basalts. *Earth Plan. Sci. Letters*, 24:219-226.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E.; BIRKETT - 1977 - The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Plan. Sci. Letters*, 36:121-132.
- ROCHA, M.A. & LEONARDOS, O.H. - 1975 - Geologia da Bacia do Jaibaras. *Bol. Min.*, 3:74-89.
- SÁ, E.F.J. de & FOWLER, F.H. - 1981 - A Orogênese Brasileira e suas relações com faixas supracrustais do sudoeste do Ceará. In: SIMP. GEOL. DO NORDESTE, 10, Recife, 1981. *Ata...* Recife, SBG, p. 337-350.
- SÁ, E.F.J. de; HACKSPACHER, P.C.; NOGUEIRA, A.M.B.; LINS, F.A.P.L.; McREATH, I.; SRIVESTAVA, N. - 1979 - Observações sobre a estratigrafia e seqüências ígneas da Bacia de Jaibaras, Noroeste do Ceará. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 9, Natal, 1979. *Ata...* Natal, SBG p. 30-38.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; ASMUS, H.E.; DERZE, G.R. - 1982 - *Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente, incluindo depósitos minerais, Escala 1:2.500.000*. In: CONGR. LATINOAMERICANO GEOL., 5.
- TERAZU, Y. - 1980 - *Relatório sobre a mineralização de cobre de São Julião-Piauí*. Cooperação Técnica Brasil-Japão. DNPM/DGM (inédito).
- TERAZU, Y. - 1981 - *Relatório sobre a mineralização de cobre de São Julião (II)*. Cooperação Técnica Brasil-Japão. DNPM/DGM (inédito).

MANUSCRITO 367

Recebido em 19 de maio de 1986

Revisão aceita em 30 de março de 1987

Quando se precisa falar muito para se dizer algo, é porque ou o saber não alcançou sua plena maturidade, ou se está dissimulando, o que significa que se está procurando evitar que se faça o saber. A dissimulação é a ignorância que procura perpetuar e ignorância.

G.A.C. Pinto, 1982. *I Ching*. (Prefácio). São Paulo, Pensamento.