

CONTRIBUIÇÃO AO CONHECIMENTO DOS DEPÓSITOS DE Zn-Pb-Cu-Ag DA SERRA DO POÇO VERDE, VAZANTE, ESTADO DE MINAS GERAIS

Por

GILBERTO AMARAL (1)

ABSTRACT

The Serra do Poço Verde (Poço Verde Ridge) is located about 4km NE of the town of Vazante (17° 59' S and 46° 47' WG), State of Minas Gerais, encloses the main portion of Brasil's most important zinc deposit. It contains also subordinated quantities of lead, copper and silver. This ridge extends for 3,5 km along the N 50° E direction. Geologically it is located at the central portion of a depression, bordered by faults. This depression is 6 km wide and extends for more than 30 km along a NE direction. A complex pattern of transversal faults cuts the depression. The depression's floor is composed of limestones with minor shale intercalations of the Sete Lagoas Formation of the Bambuí Group. A Rb-Sr isochron for the shales yielded an age of 600 ± 22 m.y. The total thickness of the limestones exceeds 400 m and could range up to 1.000 m considering field data. The shale beds rarely exceed 10 m thick.

The Serra do Poço Verde is limited at its SE flank by a single normal fault and at its NW flank by a fault zone where slickensides indicates strik slip and dip slip displacement. Around this fault zone a breccia is typically developed ranging up to 200 m thick. Both faults are oriented N 50°E and the NW one has a steep SE dip. Studies indicated that at least part of the breccia zone was originated by solution processes, probably related to the initial stages of the mineralization process. Wall rock alteration is conspicuous along the fault zone, manifested by strong

dolomitization and weak silicification of the enclosing limestones. No metassomatic effects were observed on the shales.

The hypogene mineralization is practically restricted to the fault zone, and developed as follows:

- 1 — Deposition of hematite and quartz along the fault planes;
- 2 — Displacement of the faults;
- 3 — Formation of the solution breccia which was cemented by pure and hematitic dolomite followed by galena, with a clear cavity filling character;
- 4 — Deposition of sphalerite replacing the previously formed minerals.

Pyrite and typical gangue minerals as fluorite and barite are absent or extremely rare in this deposit. The Zn: Pb ratio for the hypogene ore is of about 7:1. The inversion of the normal paragenetic sequence and the cavity filling character of the initial stages suggests that the mineralization occurred at low temperatures and pressures.

Studies on the isotopic composition of lead in galenas of this deposit indicate that this element was separated from a closed system containing U at 600 ± 30 m. y. (R.S.F. t_{6-7}) or 570 ± 30 m.y. (H.H. modified by new constants). This age, considering the limitations of the method, is very close to the age of the deposition of the Sete Lagoas Formation, strongly suggesting a primary syngenetic origin for the elements of this deposit,

(1) Departamento de Engenharia de Minas — Escola Politécnica — Universidade de São Paulo.

which suffered further remobilization and concentration probably by circulating waters of non-magmatic origin. The $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratio for dolomites associated with the hypogene mineralization and limestones of the Sete Lagoas Formation clearly indicates remobilization processes and support field evidences that the dolomites are a result of metasomatism and not original sedimentation or diagenetic alteration. The high Zn: Pb ratio is also suggestive for a primary syngenetic deposit. It is our opinion that the remobilization processes are related to the Upper Cretaceous tectonic events that affected the region.

Weathering processes originated a large number of supergene minerals: willemite, hemimorphite, hidrozoicite, cerussite, smithsonite, chalcocite, brochantite, pyromorphite, covellite, zincite, cuprite, native copper, malachite, linarite, auricalcite, acanthite and native silver, in the approximate order of abundance.

SUMARIO

São apresentados os resultados dos estudos efetuados entre 1965 e 1968 na região de Vazante, que visaram o esclarecimento dos processos geológicos e geoquímicos que resultaram na formação dos maiores depósitos de zinco, associado a chumbo, cobre e prata, conhecidos no país.

Estudos de campo e laboratório indicaram que a mineralização hipógena, de caráter filoniano, resultou da remobilização de concentrações singenéticas daqueles elementos, contidas nas rochas da Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí, que também constituem as rochas encaixantes da mineralização epigenética. Esta, por processos de intemperismo, originou uma grande quantidade de minerais supérgenos: willemita, hemimorfita, hidrozoicita, cerussita, smithsonita, calcosina, brochantita, piromorfita, covelina, zincita, cuprita, cobre nativo, malaquita, linarita, auricalcita, acantita e prata nativa, na ordem aproximada de abundância.

INTRODUÇÃO

Descoberta há cerca de 16 anos, a jazida de Vazante é a maior ocorrência de minérios de zinco conhecida no país. As reservas estimadas pelo Departamento Nacional da Produção Mineral ascendem a 15 milhões de to-

neladas de minério com teor médio de 12% de Zn. Os depósitos encerram ainda quantidades subordinadas de chumbo, cobre e prata que poderão também ser aproveitadas. Isto coloca Vazante entre os principais distritos produtores de elementos não-ferrosos do país.

Duas companhias detêm as concessões de exploração: a Companhia Mineira de Metais, do Grupo Votorantim, e a Companhia Mercantil e Industrial Ingá. Esta última vem produzindo metal, com minério de Vazante, desde 1965. Atualmente a sua produção é da ordem de 15 a 20 toneladas diárias de zinco, o que equivale a cerca de 20% do consumo nacional.

A Companhia Mineira de Metais, após um investimento de mais de US\$ 6.000.000, está em vias de iniciar as operações de sua usina metalúrgica com capacidade de produzir 20.000 t anuais de metal. A produção inicial deverá ser de cerca de 10.000 t anuais.

Vazante, sede do município de mesmo nome, situa-se na porção WNW do Estado de Minas Gerais (Figura 1). Uma boa estrada de terra liga Vazante a Paracatú, situada a cerca de 120 km ao norte, junto à rodovia Belo-Horizonte - Brasília, que será a principal via de escoamento de minério. Uma estrada de terra, intransitável na época das chuvas, liga Vazante a Patos de Minas, situada cerca de 120 km ao sul.

Os depósitos de minério distribuem-se ao longo de um conjunto de elevações que, iniciando-se a cerca de 2 km a leste de Vazante, estendem-se por cerca de 13 km na direção NE. São denominadas, de SW para NE, respectivamente Mórro da Lapa Nova, Serra do Poço Verde, Serra do Sucuri, Serra do Ouro Podre e Mórro das Minas. A área ocupada é delimitada pelos meridianos $46^{\circ} 40'$ e $46^{\circ} 47'$ WG e pelos paralelos $17^{\circ} 54'$ e $18^{\circ} 00'$ S. A principal via de acesso aos depósitos é a estrada que liga Vazante a Vazamor, e que corre a NW das Serras, paralelamente às mesmas.

Vazante está situada na zona do cerrado, mas a vegetação típica somente aparece no fundo dos vales. No restante da área a vegetação predominante é constituída de gramineas. Matas do tipo tropical úmido aparecem no flanco SE das serras que contém os depósitos de minério. A precipitação anual é da ordem de 1.000 mm, mas os minerais supérgenos sugerem um clima bastante seco. As chuvas concentram-se nos meses de Novembro, Dezembro e Janeiro. As temperatu-

ras apresentam as seguintes médias: das máximas, 30°C; das mínimas, 16°C e compensada, 23°C.

A topografia apresenta um aspecto semi-montanoso, ressaltando-se duas unidades principais de relevo: um planalto profundamente dissecado, no qual se encaixa uma depressão com cerca de 6 km de largura e extensão superior a 30 km. As elevações que encerram os depósitos de minério formam como que a coluna dorsal dessa depressão que é alongada na direção NE. O desnível entre o planalto e o fundo da depressão varia entre 100 e 200 m. O fundo da depressão apresenta altitude média de 600 m.

O principal curso d'água é o Rio Catarina, afluente do Rio Paracatú, que por sua vez é afluente do Rio São Francisco.



Fig. 1 — Mapa de Localização

HISTÓRICO E TRABALHOS PREVIOS

No início do século faiscadores de ouro instalaram-se no Morro das Minas, onde abriram algumas galerias. Os trabalhos foram logo abandonados não se tendo notícia de alguma produção de ouro.

Por volta de 1952, quando efetuava escavações na Serra do Poço Verde, o Sr. Angelo Solis, fazendeiro, comerciante e prospector amador, estabelecido em Vazante, encontrou um material que, após ser examinado por técnicos de Belo Horizonte e Ouro Preto, foi identificado como hemimorfita. Somente em 1954 o Sr. Solis revelou a localização das amostras e permitiu que um técnico, o Engº Alberto I. Velasco, visitasse a ocorrência em sua companhia. O Engº Velasco obteve nessa ocasião um contrato de opção sobre parte da

jazida, o qual posteriormente foi transferido para a Companhia Níquel Tocantins, do Grupo Votorantim. Com a criação da Companhia Mineira de Metais, do mesmo Grupo, as concessões foram incorporadas ao seu patrimônio. A Companhia Ingá obteve concessão para uma parte dos depósitos situados na Serra do Ouro Podre, existindo disputa judicial com a Companhia Mineira de Metais no que se refere aos depósitos do Morro das Minas.

A primeira comunicação científica sobre a jazida de Vazante foi apresentada por Luciano Jacques de Moraes durante o IXº Congresso Brasileiro de Geologia, realizado em 1955 em Araxá.

Moore (1956), como integrante do convênio DNPM - USGS, apresentou um relatório, inédito, sobre os depósitos da Serra do Poço Verde. Nesse mesmo ano a Divisão de Fomento da Produção Mineral do DNPM iniciava o levantamento aerogeológico e aerogeofísico da região, cujos resultados, acrescidos de estudos mineralógicos e dados de sondagens, foram publicados no boletim nº 110 da DFPM (Carvalho, Guimarães e Dequech, 1962). Gomes (1957) publicou nota sobre a mineralogia de alguns depósitos. Durante a II Semana de Estudos, patrocinada pela Sociedade de Intercâmbio Cultural e Estudos Geológicos (SICEG) dos alunos da Escola de Minas de Ouro Preto, Branco (1962) apresentou comunicação sobre a geologia e Guimarães (1962) sobre a gênese das jazidas de Vazante. Ladeira, Tarcia e Cabral (1963) apresentaram o estudo geológico dos depósitos do Morro das Araras, situado na extremidade NE da Serra do Sucuri. Cassedanne (1966) descreveu a ocorrência de bióstromos de *Collenia* na região de Vazante. Os geólogos e engenheiros das duas companhias concessionárias têm efetuado extensas pesquisas, mas os resultados não foram ainda divulgados.

GEOLOGIA DA REGIÃO DE VAZANTE

O mapa da figura 2, cobrindo uma área de cerca de 220 km², sumariza as observações geológicas que efetuamos na região de Vazante.

Estratigrafia: Quatro unidades estratigráficas principais foram reconhecidas na região: a — Rochas metasedimentares do Grupo Canastra (provavelmente da Formação Paracatú);

- b — Calcários com intercalações de folhelho da Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí;
- c — Metasiltitos e folhelhos ardósianos da Formação Rio Paraopeba do Grupo Bambuí;
- d — Depósitos recentes.

A unidade mais antiga, constituída de filitos, ardósias, metasiltitos e quartzitos do Grupo Canastra, ocorre na porção NW da área mapeada. Os filitos e ardósias são geralmente de cor cinza, variando do claro ao escuro. Por vezes apresentam-se finamente laminados com alternância de estratos claros e escuros. Os metasiltitos e os quartzitos (geralmente de granulação fina) são de cor amarela, apresentando-se geralmente em bancos de pequena espessura, subordinados aos filitos e ardósias. Esta unidade, ocasionalmente cortada por pequenos enclaves de rochas do Grupo Bambuí, pode ser seguida desde

Vazante até Paracatú. Apresenta-se moderadamente dobrada, com eixos orientados segundo N-S, e sua espessura é aparentemente grande, da ordem de alguns milhares de metros. Quatro amostras de ardósia, coletadas a cerca de 1 km a SW de Vazante, analisadas pelo método Rb-Sr em rocha total, forneceram uma idade de 880 ± 100 m.a. equivalente ao topo do Pré-Cambriano Superior, o que está de acordo com as observações de Almeida (1968) sobre a posição cronoestratigráfica do Grupo Canastra.

Constituindo o soalho da depressão mencionada no final da introdução do presente trabalho, ocorrem calcários com pequenas intercalações de folhelho pertencentes à Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí. Estas rochas repousam sobre o Grupo Canastra em contacto tectónico. Dados de sondagem indicam uma espessura superior a 350 m para esta unidade e o cálculo dos rejeitos das fa-

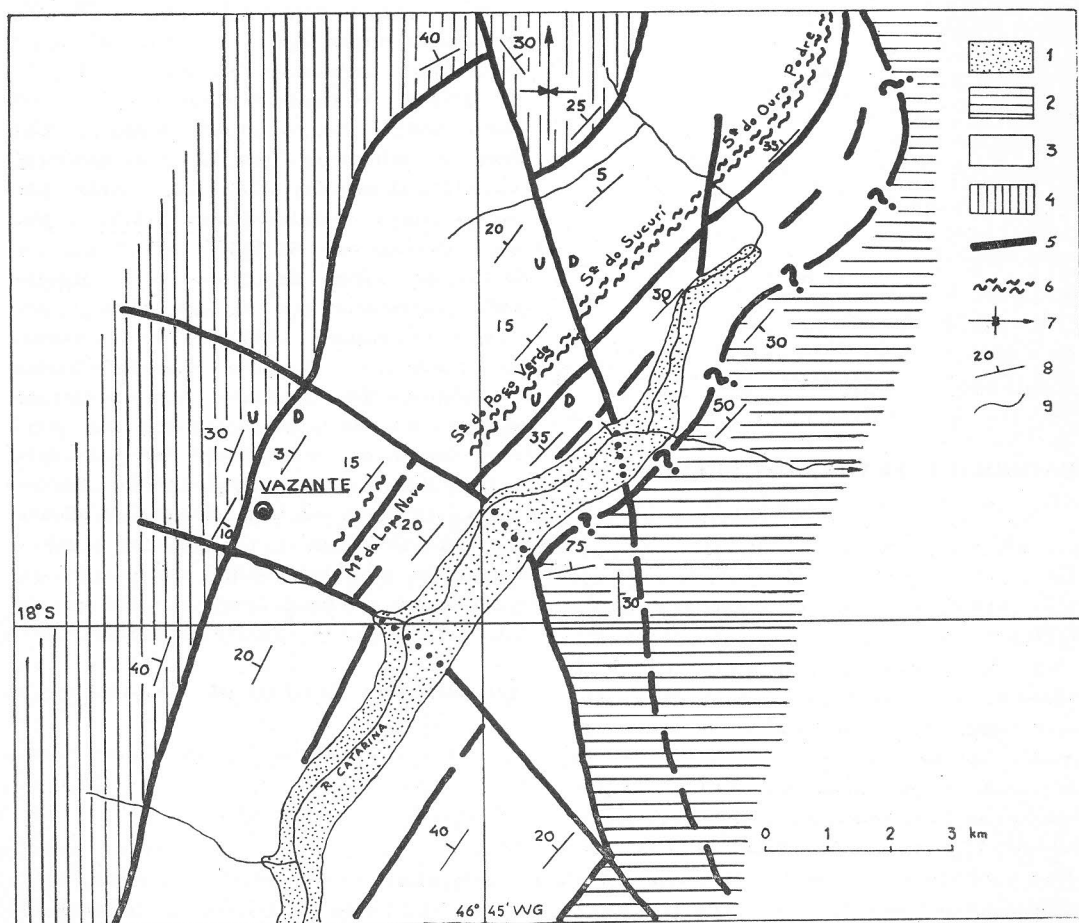


Figura 2 — Mapa Geológico Generalizado da Região de Vazante: 1) Depósitos aluvionares; 2) Formação Rio Paraopeba; 3) Formação Sete Lagoas; 4) Grupo Canastra (Em Paracatú?); 5) Falhas; 6) Zona de falha; 7) Sinclinal com caimento; 8) Altitude do ponto; 9) Contato

lhas mostra a existência de espessuras superiores a 1.000 m. O dobramento regional parece não ter afetado esta unidade e o metamorfismo é ausente ou extremamente fraco. Os calcários são as rochas predominantes, com camadas atingindo espessuras da ordem de uma centena de metros, enquanto que os folhelhos raramente apresentam espessuras superiores a 10 m. Os calcários são de granulação fina, um tanto argilosos, podendo localmente apresentar-se dolomitizados e/ou silicificados por ação das soluções mineralizantes. Junto às falhas o metasomatismo é mais intenso, geralmente acompanhado de cisalhamento e normalmente com desenvolvimento de clorita. Apresentam-se em cores claras, rosa ou cinza clara, raramente negros, grafitosos. Os folhelhos são predominantemente argilosos, podendo localmente passar a siltitos, que podem encerrar lentes milimétricas de arenito fino. As cores são variadas, predominando as tonalidades do cinza, do castanho e do vermelho. Determinações por difração de raios-X indicam a presença de quartzo e argilas do grupo das montmorillonitas como minerais predominantes nessas rochas. Hidromicas e feldspatos (detriticos) foram identificados em amostras de granulação mais grosseira. Amaral e Kawashita (1967 e 1968) efetuaram determinações geocronológicas pelo método Rb-Sr em folhelhos da Formação Sete Lagoas, em Vazante, obtendo uma idade de 600 ± 22 m.a. Isto permite colocar esta unidade no limite entre o Pré-Cambriano e o Cambriano ou, mais precisamente, no Eocambriano. Cassedanne (1968) descreveu bióstromos de algas do tipo *Collenia* a aproximadamente $17^{\circ} 57' 30''$ S e $46^{\circ} 45' 30''$ WG, associadas a calcários e dolomitos.

Na porção oriental da área mapeada ocorre um espesso pacote de rochas metasedimentares clásticas, constituído predominantemente de metasiltitos e folhelhos ardosiados. Esta unidade estende-se para SE, com pequenas interrupções devidas a capeamento sedimentar Cretáceo, até Patos de Minas. Ocasionalmente, no fundo de vales mais encaixados aparecem calcários da Formação Sete Lagoas. De acordo com a estratigrafia do Grupo Bambuí, proposta por Costa e Branco (1961), esse pacote de rochas metasedimentares clásticas é correlacionável à Formação Rio Paraopeba, a qual na localidade típica apresenta litologia similar. Na região de Vazante elas apresentam-se modera-

damente dobradas, exceto junto às falhas quando então mostram-se intensamente perturbadas. O metamorfismo é fraco, de menor intensidade que aquele que afetou o Grupo Canastra. Estas rochas exibem geralmente cores avermelhadas ou acinzentadas e o metamorfismo se manifesta pelo desenvolvimento de sericita nos planos de estratificação. A espessura desta unidade parece bastante grande, da ordem de alguns milhares de metros.

Ao longo do Rio Catarina e de parte de seus afluentes desenvolveu-se uma planície aluvionar cujos sedimentos são predominantemente argilosos, só raramente encerrando leitos de areia e cascalho. Nestes, os seixos são predominantemente de quartzo leitoso, ocorrendo também seixos de filito e ardósia. Por vezes torna-se bastante difícil a distinção entre os sedimentos aluvionares e o solo residual dos calcários, entretanto estes normalmente não exibem estratificação. No sopé das encostas que limitam a depressão ocorre geralmente um depósito de talus que mascara as relações de contacto entre as rochas da Formação Sete Lagoas e as encaixantes. Esses depósitos são constituídos de blocos de ardósia, metasiltito, quartzo de veio, etc., numa matriz areno-argilosa. Nas porções mais elevadas das Serras do Poço Verde, do Sucuri e do Ouro Podre, ocorre um depósito formado por blocos de folhelho numa matriz argilosa. Frequentemente esses depósitos preenchem fendas, quando então podem atingir profundidades da ordem de algumas dezenas de metros. Acreditamos que esses depósitos sejam de origem eluvionar, formados pela dissolução dos calcários ao longo de fendas (relacionadas aos sistemas de diclasamento) e permanência «in situ» de fragmentos das intercalações de folhelho e impurezas argilosas dos calcários. Na área de ocorrência da Formação Sete Lagoas desenvolve-se um espesso manto de solo do tipo «terra rosa», bastante fértil. Sobre as outras unidades o solo é pouco espesso e muito pobre, não se prestando a culturas de qualquer espécie.

Não existem intrusões magmáticas na área estudada. A atividade ígnea mais próxima é representada pelos derrames ultrabásicos de Coromandel, distantes cerca de 60 km a SW de Vazante. Dentro de um raio de 150 km ao redor desta cidade, situam-se os complexos alcalinos de Araxá, Tapira, Serra Negra, Salitre, São Gotardo, Pântano, Serra

do Bueno e Catalão, de idade Cretácea Superior (80 ± 10 m.a.) segundo Amaral, Bushee, Cordani, Kawashita e Reynolds (1967) e Hasui e Cordani (1968). As rochas graníticas mais próximas ocorrem em Estrêla do Sul, a 150 km a SW de Vazante e são mais antigas que o Grupo Canastra.

Estrutura e Tectônica: As rochas da Formação Sete Lagoas apresentam direção variando entre N 20° E e N 60° E e mergulho entre 3° e 50° NW. Os mergulhos fortes ocorrem junto às zonas de falha de direção NE, que causaram adernamento de blocos.

As rochas do Grupo Canastra apresentam direção em geral concordante com aquela da Formação Sete Lagoas, somente que os mergulhos são mais acentuados e às vezes com sentido inverso. Essa concordância é devida provavelmente ao arrasto (drag) causado pela movimentação da falha que limita as duas unidades. A cerca de 3 km ao norte da Serra do Sucuri, o Grupo Canastra exibe um sinclinal com eixo orientado segundo N-S e caimento para norte, concordante com o padrão regional de dobramento nesta unidade.

Grande variação na atitude é mostrada pelas rochas da Formação Rio Paraopeba, que além do dobramento regional sofreram arrasto pela movimentação das falhas.

O contacto entre a Formação Sete Lagoas e o Grupo Canastra é nitidamente tectônico, exercido por uma falha de direção NE e provável mergulho para NW, com caráter inverso ou de empurrão, tendo o bloco NW subido em relação ao SE. Este contacto pode ser bem observado na parte oeste da cidade de Vazante, pois condicionou o curso de um pequeno córrego, no leito do qual aparecem brechas, zonas de cisalhamento, silicificação, perturbações no acamamento, etc. O acamamento da Formação Sete Lagoas a leste e o do Grupo Canastra a oeste estão provavelmente perturbados por arrasto, concordante com o tipo de movimento da falha. A pequena distorção dessa linha de falha, devida à topografia, sugere um elevado ângulo de mergulho para essa feição estrutural. Todavia, como descrevemos adiante, essa falha é deslocada por uma outra, de direção NW, de tal modo que um mergulho de cerca de 30° é indicado.

O contacto entre as Formações Sete Lagoas e Rio Paraopeba é claramente tectônico na sua porção sul, exercido por falhas verti-

cais de provável rejeito horizontal, que serão discutidas adiante. Este contacto é marcado em toda a sua extensão por uma escarpa que se eleva de 80 -150 m acima do nível do Rio Catarina. Na altura do paralelo 18° observa-se intenso fraturamento acompanhado de silicificação. Para o norte, após o ponto onde a escarpa é cortada pelo Rio Catarina, o mergulho das rochas da Formação Rio Paraopeba é aproximadamente constante, em torno de 50° para NW. Entretanto, junto ao contacto com a Formação Sete Lagoas o rumo do mergulho inverte-se para SE e as camadas apresentam forte micro-dobramento, sugerindo arraste por uma falha inversa com mergulho para NW. Esta falha, na extremidade NE da área mapeada, corta a zona de falha da Serra do Ouro Podre, a qual apresenta um nítido arraste para norte, concordando com o sentido de movimentação sugerido para aquela falha.

Orientando-se paralelamente às falhas que limitam a Formação Sete Lagoas e ocupando a parte central da depressão, estão as Serras e Morros que encerram os depósitos de minério. Estas elevações apresentam em seu flanco NW uma zona de falha, com espessura variável entre alguns metros até 200 m. Vários planos podem ser individualizados, paralelos e com acentuado mergulho para SE, parecendo dispor-se num padrão «en échelon». Esses planos normalmente estão preenchidos por hematita, a qual exibe belíssimos espelhos de falha, cujas estrias indicam movimentação vertical de caráter normal e movimentação horizontal. Entre os planos de falha e além deles, as rochas encaixantes apresentam-se intensamente brechadas e cizalhadas. Esta zona de falha é a feição estrutural mais importante da região mapeada, pois é a encaixante da mineralização hipógena. Limitando as elevações no seu flanco SE ocorre uma outra falha, notavelmente marcada por feições fisiográficas, tais como: escarpas fortemente inclinadas, dolinas alinhadas, fontes, etc. Esta falha ocasionou um deslocamento de cerca de 150 m, na vertical, de uma camada de folhelho intercalada com os calcários, indicando que o bloco NW subiu em relação ao SE. Ao longo desta falha não se observa fraturamento intenso, mas ela favoreceu a circulação de soluções que silicificaram e dolomitizaram as rochas encaixantes e, em alguns locais, depositaram pequenas quantidades de galena. O fraturamento associado indica que o plano

de falha mergulha para SE. Falhas paralelas às anteriormente descritas, porém de menor importância, são observadas afetando os calcários em toda a área.

O sistema, de falhamento com direção NE, acima discutido, é cortado por um sistema de falhas de direção variável entre N 70° W e N 5° E, que parecem convergir para uma área situada a cerca de 7 km a SE de Vazante. Para facilidade de redação denominaremos essas falhas de A, B, C e D, respectivamente de SW para NE. As falhas A e B limitam o bloco que contém a cidade de Vazante, sua movimentação deslocou a zona de falha, mineralizada, do Mórro da Lapa Nova em cerca de 1 km para NW. Esta movimentação aparentemente não afetou o contacto do Grupo Canastra com a Formação Sete Lagoas, muito embora as fotografias aéreas mostrem claramente a continuidade dessas falhas dentro do Grupo Canastra. A falha C apresenta um nítido rejeito vertical, tendo o bloco SW subido cerca de 1.000 m em relação ao NE. A falha D foi observada em fotografias aéreas, apenas, e causou um pequeno deslocamento nas falhas da Serra do Sucuri e da Serra do Ouro Podre.

As rochas da região apresentam-se bastante fraturadas, entretanto, um padrão regular é exibido apenas pelas rochas da Formação Sete Lagoas, que apresentam duas direções principais de fraturamento, uma a N 30° E e outra a N 45° W, aproximadamente paralelas aos dois sistemas de falhas. Nas rochas encaixantes desta unidade essa regularidade não é evidente, havendo provavelmente interferência de fraturas associadas ao dobramento. Na área abrangida pela Formação Sete Lagoas é notável o condicionamento de feições cársticas àquelas direções de fraturamento.

Tectonicamente, a região de Vazante pertence à zona miogeossinclinal do Geossinclíneo Brasília. As rochas do Grupo Bambuí foram dobradas pelo último evento orogênico que afetou aquele geossinclíneo, datado em cerca de 500 m.a. (Y. Hasui, informação verbal). Este dobramento apresenta polaridade para leste, indicada pela orientação N-S das dobras e falhas de empurrão associadas. Não foram encontradas até o momento manifestações vulcânicas, associadas à evolução do Geossinclíneo Brasília, afetando as rochas dos Grupos Canastra e Bambuí (Almeida, 1968). A associação entre falhas inversas, normais

e eventualmente direcionais (transcorrentes) na região de Vazante poderia, com vários argumentos contrários e a favor, ser interpretada como geneticamente ligada ao dobramento regional. Todavia, a porção oeste de Minas Gerais foi palco de intensa reativação tectônica, de caráter cratônico, durante o Cretáceo. Essa reativação pode ser dividida em dois estágios, o primeiro no Cretáceo Inferior, culminando com os derrames basálticos do Triângulo Mineiro, e o segundo no Cretáceo Superior, culminando com a formação dos complexos de rochas alcalinas. Na região a leste de Patos, até as proximidades do Rio São Francisco, essa reativação é responsável por um sistema de falhas de direção NE, bem marcado pelo alinhamento dos Rios Indaiá, Abaeté, Borrachudo e de vários de seus afluentes. Esse sistema é cortado por outro, de direção NW, que seguramente afetou os sedimentos Cretáceos a NE de Patos (Hasui, 1967). Paralelamente a este sistema de direção NW, e a ele provavelmente relacionadas, estão alinhadas a grande maioria das ocorrências de rochas alcalinas conhecidas na região. É bastante sugestivo o paralelismo entre esses sistemas de falhas com aqueles mapeados em Vazante, para relacioná-los cronologicamente. Essa hipótese é fortalecida se adicionarmos os seguintes dados:

- a — Quando se aproxima de Vazante, vindo de Patos, observa-se um desnível de cerca de 80 m entre o nível de cristas na área do Grupo Canastra e o nível de cristas na área da Formação Rio Paraopeba, coincidindo essa quebra topográfica com a faixa ocupada pela Formação Sete Lagoas;
- b — A escarpa que limita o flanco SE das Serras do Poço Verde, do Sucuri e do Ouro Podre é deslocada por falhas transversais;
- c — A brecha da zona de falha no flanco NW das Serras tem um caráter bastante frouxo, com blocos aproximadamente equidimensionais e freqüentemente não cimentados, indicando proximidade da superfície;
- d — A ocorrência de chumbo e zinco de Tiros está associada ao falhamento de direção NE que condicionou o Rio Abaeté e seu afluente o Ribeirão dos Tiros. A mineralização tem um nítido caráter de preenchimento de cavidades e os cristais

de galena, esfalerita e pirita (marcasita?) não foram afetados por fraturamento, posteriormente à sua formação. Além disso, os arenitos da Formação Areado apresentam-se silicificados nas proximidades dos depósitos;

- e — A ocorrência do Ribeirão do Chumbo parece estar associada ao falhamento de direção NW e apresenta também um caráter de preenchimento de cavidades;
- f — A ocorrência de galena da Fazenda Funchal, às margens do Ribeirão Funchal, afluente do Rio Indaíá, também parece estar associada ao falhamento de direção NE;
- g — As ocorrências de chumbo e zinco de Itacarambí, no norte de Minas Gerais estão associadas ao falhamento que afetou os arenitos Cretáceos da Formação Urucuia (Rel. Anual do Diretor da D.F.P.M. - 1966).

As tentativas para datar, por métodos paleomagnéticos, os minerais hematíticos que cimentam a brecha e os planos da zona de falha, não foram bem sucedidas devido ao pequeno magnetismo desse material.

Os três primeiros itens, acima enumerados, seriam dificilmente explicáveis se as falhas tivessem idade Paleozóica Inferior (500 m.a.), sugerindo uma idade mais recente para esses eventos. A depressão ocupada pela Formação Sete Lagoas pode ser classificada como um «rift» pois está contida entre falhas. Freund (1965) apresenta uma extensa discussão sobre os «rift valleys», enumerando uma série de características inerentes a essas feições, várias das quais parecem estar presentes na região de Vazante e em áreas vizinhas. Este autor menciona a íntima associação dos «rift valleys» a complexos alcalinos e propõe uma hipótese para explicar o caráter tensional — compressional do falhamento associado àquelas estruturas, a qual poderia ser aplicada ao caso de Vazante. Elas seriam originadas por abaulamentos da crosta, com o conseqüente aparecimento de esforços tensionais junto à superfície. Posteriormente, cessado o efeito que causou o levantamento da crosta (extravasamento de magma, etc.), esta tenderia a voltar à sua posição original ocasionando então o aparecimento de esforços compressivos. Freund (1965) menciona ainda que os «rift valleys» freqüentemente seguem estruturas antigas, o que poderia explicar as eventuais

concordâncias entre as direções das falhas de Vazante e possíveis estruturas associadas ao dobramento regional.

Os quatro últimos itens, acima enumerados, indicam que a mineralização plumbocincífera, que afetou o Grupo Bambuí em outras áreas, parece estar relacionada à reativação tectônica do Cretáceo. A correlação com os depósitos de Vazante é feita com base nas características comuns apresentadas por essas ocorrências, como sejam:

- 1 — Não associação com rochas ígneas;
- 2 — Encaixadas em calcários ou rochas calcíferas do Grupo Bambuí;
- 3 — Mineralogia simples (na mineralização hipógena);
- 4 — Concentração de chumbo e/ou zinco, geralmente com elevado teor em prata;
- 5 — Indicação de que a mineralização tenha ocorrido a baixas temperaturas e pressões;
- 6 — Associação com estruturas positivas;
- 7 — Ausência ou raridade de ocorrência de pirita ou outros sulfatos de ferro;
- 8 — Pequena freqüência na associação de galena e esfalerita com minerais de ganga comuns, com barita e fluorita (embora estes minerais possam formar depósitos isoladamente, como por exemplo na Serra do Ramalho, Bahia).

Se compararmos estas feições, com aquelas enumeradas por Ohle (1959) para os depósitos do tipo Vale do Mississippi, fica evidenciada a relação genética entre os depósitos encaixados no Grupo Bambuí e fortalecida a hipótese de que o falhamento na região de Vazante está ligado (ou foi reativado) à atividade tectônica do Cretáceo.

OS DEPÓSITOS DE MINÉRIO DA SERRA DO POÇO VERDE

Escolhemos, como representativa dos depósitos da região de Vazante, a jazida da Serra do Poço Verde. Nela são encontradas ótimas exposições tanto das rochas encaixantes, como da mineralização hipógena e supérgena. As estruturas estão bem marcadas e expostas por trabalhos de pesquisa. Tendo sido pesquisada desde a época do descobrimento (1952), foi objeto dos trabalhos de Moraes (1955), Moore (1956), Carvalho e outros (1962) e Cassedanne (1966).

A situação geológica da Serra do Poço

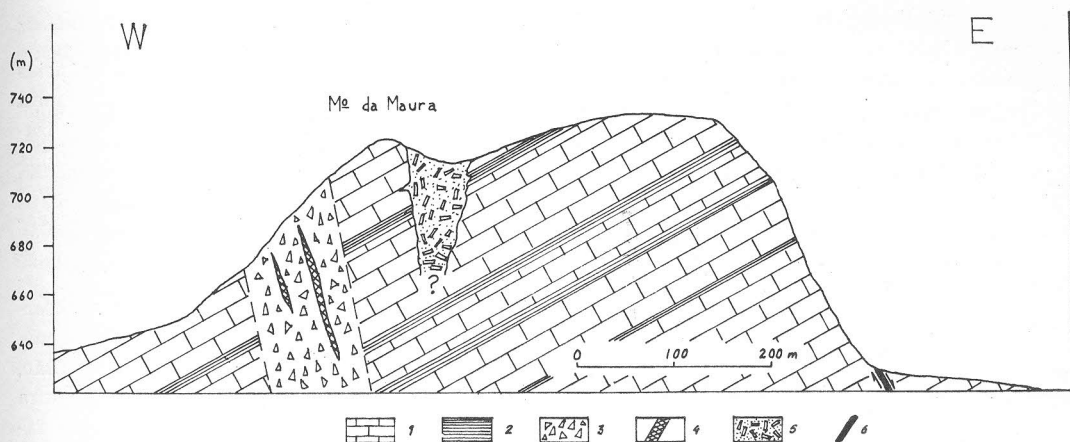


Figura 3 — Seção Geológica E-W da extremidade SW da Serra do Poço Verde: 1) Calcário; 2) Folhelho; 3) Zona de Falha (incluindo faixa brechada); 4) Velos de minério hipógeno; 5) Fenda de dissolução preenchida por material eluvionar, cimentado por minerais secundários de zinco; 6) Falha Normal.

Verde foi discutida no itens anteriores, devendo ser mencionadas aqui apenas algumas informações adicionais. A serra do Poço Verde estende-se por cerca de 3,5 km na direção N 50° E, sendo limitada por uma zona de falha a NW e por uma falha normal, de alto ângulo, a SE. É constituída por calcários com intercalações de folhelho da Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí. O furo F-9, descrito por Carvalho e outros (1962), situado a cerca de 500 m da extremidade SW da Serra e em posição intermediária entre as duas falhas, nos dá uma boa idéia da estratigrafia. Os dolomititos mencionados por Moore (1956), Carvalho e outros (1962) e Cassedanne (1966, 1968 b e c), como discutiremos adiante, são metasomáticos, devidos à ação das soluções mineralizantes. A crista da Serra é recoberta quase que totalmente por um depósito eluvionar formado por blocos de folhelho numa matriz argilosa. Esses blocos ocasionalmente atingem grandes dimensões dando a impressão de estarem «in situ». Na porção central da Serra, ao longo da crista, esses depósitos preenchem uma fenda originada por dissolução de calcários ao longo de fraturas paralelas às falhas longitudinais. Não encontramos, nas extremidades da Serra, evidências de que essa fenda esteja relacionada a outra falha. Além disso, não encontramos no material que a preenche, fragmentos de minerais (quartzo, hematita, etc.) que normalmente acompanham as falhas. Na metade SW da Serra existe um afastamento entre a fenda e a zona de falha, como mostrado na figura 3, que diminui até a união

entre as duas no quilômetro final da mesma. Segundo informações dos geólogos da Cia. Mineira de Metais essa fenda tem a forma de uma cunha e atinge profundidades superiores a 50 m.

Na zona de falha, os planos de movimentação estão preenchidos por hematita e quartzo, cuja resistência à erosão faz com que eles ressaltem-se na superfície, permitindo a observação de sua atitude e acompanhá-los quase que em toda a extensão da Serra. A movimentação dessa zona de falha desenvolveu uma faixa brechada com espessura variável entre 5 e 200 m. As espessuras maiores parecem devidas à movimentação horizontal, afetando planos de falha ligeiramente curvados. Os calcários encai-

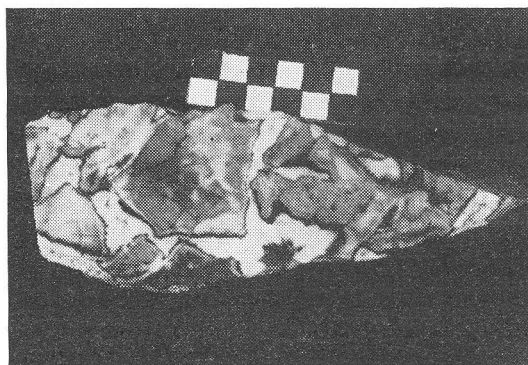


Foto 1 — Brecha calcária. Fragmentos de calcário silicificado, dolomitizado e fraturado, em matriz de dolomito branco. Notar a concentração de hematita junto aos fragmentos, e o aspecto frouxo da brecha (com fragmentos bem separados). Cada quadrado da escala tem 0,5 cm de lado.

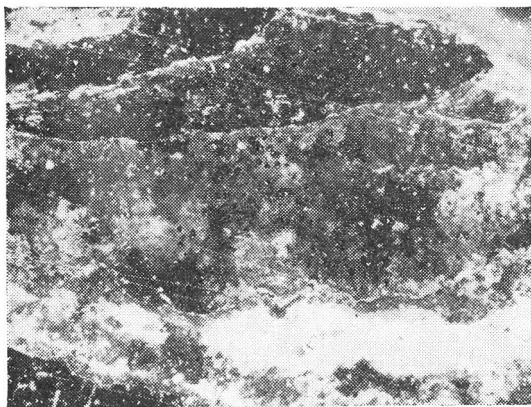


Foto 2 — Inclusões arredondadas de galena (negra) na esfalerita (transparente). Alto da Lumiadeira, superfície. Seção polida, luz oblíqua, aumento 20 X.

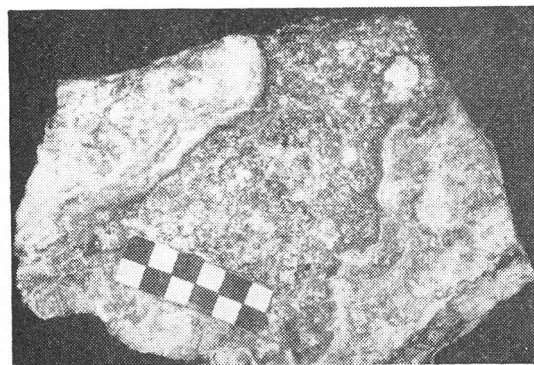


Foto 3 — Pequeno veio de sulfeto primário (predominantemente esfalerita) cortando dolomito vermelho. Notar, nas bordas do veio, bandas de willemita e cerussita pulverulentas, produtos da alteração direta da esfalerita e galena. Galeria G-2. 60 m. Cada quadrado da escala tem 0,5 cm de lado.

xantes estão dolomitizados e fracamente silicificados, e suas fraturas freqüentemente não estão cimentadas, o que ocasionou sérias dificuldades na abertura de galerias de pesquisa. Observações de campo e laboratório mostraram que, pelo menos em parte, a brecha da zona de falha foi originada por fenômenos de dissolução e abatimento, o que lhe confere um caráter um tanto frouxo, como pode ser verificado na foto 1. Esta brecha foi posteriormente cimentada por dolomito puro e dolomito hematítico (carbonato vermelho), que serviu de guia à mineralização hipógena. As falhas da Serra do Poço Verde são deslocadas em suas extremidades NE e SW por falhas transversais, de direção NW.

Mineralização Hipógena

Com exceção das pequenas ocorrências de galena, relacionadas à falha que limita, a SE a Serra do Poço Verde, a mineralização hipógena está restrita à zona de falha do flanco NW. Perpendicularmente à direção geral dessa zona de falha, na extremidade SW da Serra, a Companhia Mineira de Metais abriu duas galerias horizontais, espaçadas de 200 m, nas quais pudemos observar o comportamento da mineração hipógena. Esta não está individualizada num único filão, mas preenche pequenas vênulas, de espessura decimétrica, paralelas à direção geral do falhamento. O conjunto dessas vênulas apresenta, espessura total inferior a um metro na extremidade SW da Serra. Entretanto, na extremidade NE, no local denominado Alto da Lumiadeira existem indícios de que uma faixa com cerca de 6 m de espessura encerra a mineralização hipógena, interrompida apenas por veios decimétricos de hematita e quartzo. Na superfície, ao longo da zona de falha, encontram-se ocasionalmente indícios da mineralização hipógena, sempre alterados. Galena e esfalerita estão sempre associadas ao dolomito hematítico, indicando que essa rocha serviu de controle litológico à mineralização sulfetada. Não encontramos indícios de mineralização nos calcários encaixantes da zona de falha.

Como minerais de minério, identificamos apenas esfalerita e galena, apesar da existência de minerais secundários de cobre e prata. Pirita está ausente nas amostras estudadas, sugerindo a sua raridade nesses depósitos.

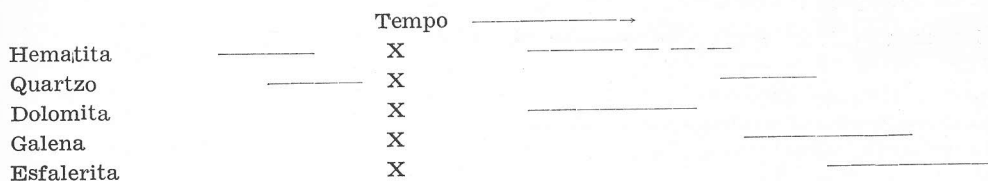
A esfalerita é o mais importante mineral de minério, sendo cerca de 10 vezes mais abundante que a galena nas amostras estudadas. É incolor, mas às vezes apresenta-se levemente amarelada. Os cristais são milimétricos, raramente ultrapassando 1 cm na sua maior dimensão. Geralmente apresentam inclusões de galena (Vide foto 2), hematita e quartzo. Análises espectroquímicas em grão límpidos indicam a quase ausência de ferro, sugerindo baixa temperatura de formação. CASSEDANNE (1966) menciona gálio, prata e cádmio como elementos acessórios. Reage à luz ultravioleta, de onda longa com fluorescência alaranjada e fosforescência amarelo-esverdeada. Ocorre somente nas pequenas vênulas da zona de falha (V. foto 3).

Na zona de falha a galena ocorre sempre substituída. Nos veios como inclusões na es-

falerita (V. foto 2) e, junto à superfície, substituída por minerais secundários de cobre (calcosina). Nas fraturas associadas à falha que limita a SE a Serra do Poço Verde, apresenta-se euhedral, associada a quartzo. Análises espectroquímicas comparadas, indicam que o teor em prata da galena é inferior ao da esfalerita associada. Todavia, quando substituída pela calcosina, o seu teor naquele elemento é bastante elevado, como indicado por testes microquímicos. Neste caso, sua

identificar na jazida da Serra do Poço Verde. A silicificação é pouco desenvolvida, apresentando-se mais freqüentemente sob a forma de veios de quartzo. A dolomitização é bem desenvolvida parecendo ter afetado uma faixa de até 200 m de espessura ao longo da zona de falha. Não encontramos nenhum indício de alteração nos folhelhos.

As relações paragenéticas entre os minerais hipógenos da jazida da Serra do Poço Verde estão abaixo esquematizadas:



aparência em secções polidas é um tanto diversa do normal, pois as marcas triangulares são raras, a dureza é menor e a refletividade também, a cor apresenta uma tonalidade rosada e oxida-se facilmente quando exposta ao ar. Isto sugere um enriquecimento em prata durante o processo de substituição pela calcosina. A granulação varia entre 0,5 e 0,05 mm.

Como minerais de ganga identificamos hematita, quartzo e dolomita, faltando minerais típicos como barita e fluorita. BRANCO (1962) menciona veios com barita, na região de Vazante, mas não apresenta a localização precisa. A hematita parece o mineral mais abundante, formando às vezes grandes concentrações. Está geralmente associada ao quartzo, ocasionalmente formado jaspe vermelho. Na zona de falha está geralmente tectonizada, mas pode ocorrer em pequenos veios, não perturbados. A dolomita cimenta os fragmentos da brecha e, em abundância, concorre com a hematita. Apresenta-se pura, branca, ou com inclusões de hematita, de cor castanha-avermelhada. Os cristais são geralmente de dimensões centimétricas, originando uma textura sacaróide. O quartzo é o mineral de ganga menos abundante, mas localmente pode formar grandes concentrações. Quando associado à hematita apresenta-se geralmente turvo ou leitoso, raramente idiomorfo. Quartzo hialino e idiomorfo ocorre em pequenos cristais associados à galena e esfalerita.

Dolomitização e silicificação dos calcários encaixantes foram as únicas manifestações de alteração de paredes, ligadas aos estágios iniciais de mineralização, que conseguimos

O processo de mineralização iniciou-se com a deposição de hematita nos planos de falha, seguida pela deposição simultânea de hematita e quartzo. Após, houve um período de movimentação enérgica das falhas, que ocasionou o cisalhamento e fraturamento dos minerais anteriormente formados. Após esse período de movimentação, as soluções adquiriram novas características que lhes permitiram dissolver e dolomitizar os calcários encaixantes. Nessa ocasião ter-se-iam formado as brechas anteriormente descritas. Seguiu-se a cimentação dos blocos da brecha, por dolomita pura e dolomita hematítica, freqüentemente exibindo textura bandeada ou crustificada, característica de preenchimento de cavidades. Seguiu-se a deposição de galena, acompanhada de quartzo, também com características de preenchimento de cavidades (bandas de galena e quartzo idiomorfo). Substituindo e englobando restos dos minerais anteriormente formados, a esfalerita foi o último mineral a se depositar. Esta inversão na seqüência paragenética normal, com galena precedendo esfalerita, é um fenômeno raro, indicativo de baixa temperatura de formação (Routhier, 1963, e Leleu e Morikis, 1967).

Já apresentamos, nos parágrafos precedentes, os argumentos a favor de uma idade Cretácea ou post-Cretácea para a mineralização em Vazante. Dados indicativos de que a mineralização tenha ocorrido a baixas temperaturas e pressões foram apresentados no parágrafo anterior, e são também indicativos de proximidade da superfície e, conseqüentemente de uma idade relativamente recente.

Desta maneira, com referência à gênese do minério hipógeno, resta-nos discutir o problema da origem das soluções e dos elementos. Tivemos oportunidade de mencionar a ausência de rochas ígneas afetando as rochas dos Grupos Canastra e Bambuí na região de Vazante, e o baixo grau do metamorfismo apresentado por estas rochas, de caráter essencialmente dinâmico. Desta maneira, parece estar eliminada qualquer filiação genética entre a mineralização de Vazante e os estágios finais da evolução do Geossinclíneo Brasília.

Reesman (1964) estudou a composição isotópica do estrôncio em minerais de ganga de depósitos hidrogênicos (no sentido de que foram depositados a partir de soluções que migram através de cavidades nas rochas), de modo a esclarecer o problema da origem das soluções que os formaram, bem como dos elementos nêles concentrados. Teoricamente, se um depósito é originado por soluções magmáticas, os minerais de ganga hipógenos, ricos em estrôncio e pobres em rubídio, deverão apresentar uma relação $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ semelhante àquela inicial da rocha magmática que lhe deu origem. Os estudos geocronológicos indicam que essa relação, desde o Pré-Cambriano até o Terciário, variou de 0,700 até 0,710, que estabelece os limites para os depósitos relacionados à atividade magmática. Se, entretanto, o processo de mineralização remobilizar Sr de rochas mais antigas, aquela relação poderá apresentar valores superiores a 0,710. Reesman (1964) analisou três casos: 1) Mineralização Terciária em rochas de mesma idade; 2) Mineralização Terciária em rochas Pré-Cambrianas; e 3) Mineralização Pré-Cambriana, obtendo respectivamente as seguintes médias: 0,707, 0,726 e 0,706.

Duas amostras de dolomito da zona de falha da Serra do Poço Verde forneceram os seguintes valores para a relação $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$: $0,747 \pm 0,005$ e $0,722 \pm 0,002$. Uma amostra de calcário da Formação Sete Lagoas, coletada na sua localidade típica, forneceu um valor igual a $0,714 \pm 0,003$. Hurley et al. (1965) demonstraram que a relação $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ nos calcários marinhos aumenta gradualmente com o tempo, sendo que um calcário Eocambriano deverá apresentar um valor em torno de 0,709. Isto indica que o calcário de Sete Lagoas sofreu adição de estrôncio radiogênico, provavelmente pelo leve metamorfismo que afetou a região. De qualquer maneira, fica evidenciado que os dolomitos de Vazante

apresentam composição isotópica do estrôncio diferente daquela que deveria ser esperada, caso eles tivessem uma origem sedimentar primária. Este fato é corroborado pelo aumento de dolomitização junto às zonas de falha. Como toda a faixa calcária de Vazante foi afetada por fenômenos ligados aos estágios iniciais da mineralização, manifestados pela ocorrência generalizada de veios de quartzo puro e hematítico, acreditamos que não existam dolomitos sedimentares na região. Além disso, aqueles valores mostram claramente a remobilização do estrôncio a partir de rochas pré-existentes. Amaral e Kawashita (1968) encontraram valores variáveis entre 0,870 e 2,200 para a razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ dos folhelhos de Vazante, sugerindo que aquele elemento poderia ter sido remobilizado destas rochas e dos calcários associados.

Os estudos sobre a composição isotópica do chumbo em minerais de minério, pode fornecer importantes dados a respeito da origem deste elemento e dos processos de concentração por ele sofridos. Não nos deteremos nos princípios básicos do método, pois eles serão objeto de outro trabalho destes anais. A figura 4 mostra os resultados obtidos da análise de três amostras de Vazante, todas de galestra. A de nº 1 foi coletada na zona de falha da Serra do Poço Verde, a de nº 3 em fraturas associadas à falha que limita aquela Serra a SE e a de nº na zona de falha da Serra do Ouro Podre. No gráfico da figura 4 estão representadas ainda, a curva de crescimento dos chumbos concordantes, base do método Russell-Stanton-Farquhar, e as isócronas 1,0 b.a. e zero, calculadas com as equações do método Holmes-Houtermans modificadas por novas constantes. No primeiro caso ($\text{RSF } t_{6-7}$) obtivemos uma idade de 600 ± 30 m.a. e no segundo (HH modificado) uma idade de 570 ± 30 m.a. Estes valores estão em desacordo com aquele apresentado por Cassedanne (1968c), de 750 m.a., que foi calculado pelo método Holmes-Houtermans original, cujas constantes foram «calibradas» para fornecer idades consistentes a vários depósitos jovens (Russell e Farquhar, 1960). Por este motivo, pelo fato de nossas análises fornecerem pontos muito próximos à curva dos chumbos concordantes e porque os princípios teóricos do método Russell-Stanton-Farquhar se adaptam melhor às nossas idéias sobre a origem primária dos elementos

concentrados nas jazidas de Vazante, escolhamos o valor 600 ± 30 m.a. para a idade da separação do chumbo, de um sistema concordante com aquela obtida pelo método Rb/Sr para os folhelhos da Formação Sete Lagoas em Vazante (o que também constitui um motivo para a escolha do método RSF), indicando que o chumbo (e, conseqüentemente, os demais elementos) separou-se de um sistema fechado e concentrou-se nos sedimentos daquela unidade, na época de sua deposição.

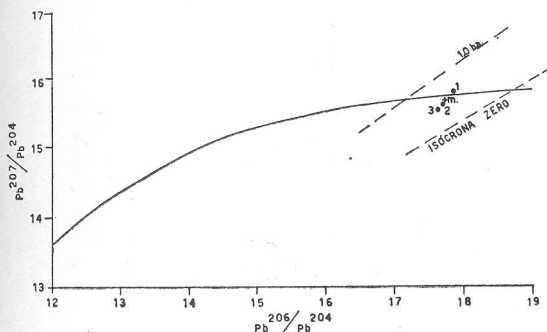


Figura 4 — Gráfico de variação da abundância isotópica do chumbo (isótopos radiogênicos do urânio). A curva de crescimento dos chumbos concordantes, segundo o modelo de Russell, Stanton e Farquhar, está representada em linha cheia. As isócronas zero e 1 bilhão de anos, para o modelo Holmes-Houtermans modificado, estão representadas em linha interrompida. Os pontos cheios representam as análises das três amostras de Vazante e o ponto *m*, a média das mesmas.

Análises modais efetuadas em secções polidas e médias de análises químicas existentes na literatura, indicam que a relação Zn:Pb para o minério hipógeno é de cerca de 7:1. Essa predominância do zinco em relação ao chumbo é típica de depósitos sedimentares (Routhier, 1963), com relação Zn:Pb variando entre 2:1 e 10:1 (Schneider, 1964). Cassedanne (1968 b) menciona teores variáveis entre 100 e 300 ppm de chumbo e cerca de 10 ppm de zinco nos bióstromos de *Collenia* da região de Vazante, e sugere que esses elementos tenham sido remobilizados dessas estruturas (e de dolomitos associados) e concentrados nas falhas longitudinais. Temos dúvida acerca da origem sedimentar direta para os dolomitos de Vazante, como já discutimos em parágrafos precedentes, e mesmo das elevadas concentrações em chumbo nessas rochas (curiosamente, o zinco ocorre em teores inferiores ao normal, que é de cerca de 20 ppm). A ori-

gem dos dolomitos é um problema controverso, todavia estudos recentes de campo e laboratório, têm fornecido evidências bastante convincentes de que a maioria dos dolomitos são resultantes de metassomatismo de calcários (Degens, 1965; Krauskopf, 1967), como indicado para Vazante, pelo estudo da composição isotópica do estrôncio. Cassedanne (1968a) apresenta 32 análises de rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, das quais apenas duas não contêm os teores em Pb e Zn (n.ºs 28 e 29). Construindo-se um gráfico, no qual são confrontados os teores em MgO com os correspondentes em Pb ou Zn, nota-se a proporcionalidade direta entre eles, sugerindo uma íntima relação entre os processos de dolomitização e as concentrações anômalas destes elementos. Em outro trabalho destes anais apresentamos dados sobre a composição isotópica do chumbo em alguns depósitos do Grupo Bambuí, que contradizem as conclusões de Cassedanne (1968 a) a respeito de uma concentração sedimentar direta.

Para o caso de Vazante, acreditamos que a circulação de águas subterrâneas, remobilizando elementos contidos nas rochas pelíticas, tenha sido a principal responsável pelos fenômenos acima discutidos. Isto é corroborado pelo fato de os sedimentos argilosos, por fenômenos de adsorção catiônica, apresentarem maior concentração, relativamente aos calcários, em vários elementos, por exemplo: Pb, Zn, Cu, V, Cr, Co, Ni, Ga, Ge, As, Se, etc. (Goldschmidt, 1954; Rankama e Sahama, 1950; Krauskopf, 1967). Além disso, as rochas argilosas apresentam uma maior relação Mg:Ca do que em rochas carbonáticas, devido à adsorção seletiva do Mg (Rankama e Sahama, 1950; Degens, 1965). Esta relação é igual a 0,66 nos sedimentos argilosos e de apenas 0,025 nos carbonatos recentes, valores estes calculados a partir de dados apresentados por Rankama e Sahama (1950) e Degens (1965).

Sumarizando a discussão precedente, acerca da gênese do minério hipógeno, acreditamos que os elementos contidos nas jazidas de Vazante tenham sido concentrados primariamente nas rochas da Formação Sete Lagoas, e posteriormente remobilizados e depositados em zonas de falha, provavelmente relacionadas aos eventos tectônicos que afetaram a região no fim do Cretáceo e início do Terciário.

Mineralização Supérgena

Grande parte do minério secundário cimenta os depósitos eluvionares, em especial aqueles que preenchem a fenda de dissolução, anteriormente descrita. O restante cimenta fendas e material superficial da zona de falha. Para maior facilidade, denominaremos o primeiro de «minério argiloso» e o segundo de «minério hematítico». Ambos formam faixas paralelas, alongadas segundo a direção geral da Serra do Poço Verde, interrompendo-se apenas na porção intermediária da mesma, no local denominado Baixada do Jataí, onde a mineralização hipógena não está bem desenvolvida.

O minério hematítico representa os produtos de oxidação e enriquecimento supérgeno direto, do minério hipógeno. Apresenta distribuição bastante irregular dentro da zona de falha, preenchendo indiscriminadamente fraturas em todos os materiais (hematita, calcário silicificado, dolomito, etc.). Na superfície forma-se um solo escuro, quase negro e rico em hematita, que ocasionalmente também é cimentado por minerais secundários. O minério hematítico geralmente apresenta restos bastante alterados de minerais hipógenos. Dados de sondagens, apresentados por Carvalho et al. (1962), permitem deduzir que este minério atinge profundidades superiores a 50 m, abaixo da crista da Serra.

O minério argiloso apresenta distribuição mais regular, em sua maior parte preenchendo a fenda de dissolução. O restante ocorre associado a material superficial, em fraturas transversais de direção NW e fendas de dissolução paralelas ao acamamento dos calcários, como indicado por mapeamento de superfície e observação dos poços de pesquisa, além dos dados de sondagens apresentados por Carvalho et al. (1962). Este minério é constituído por blocos de folhelho em matriz argilosa, cimentados por minerais secundários de zinco (são bastante raros minerais secundários de outros elementos), como pode ser observado na foto nº 4.

Junto à superfície, o minério argiloso pode apresentar larguras de até 70 m. Todavia, essas dimensões não se referem à fenda, incluem também as acumulações superficiais em forma de manto. A fenda apresenta espessura média de 20 m junto à superfície, diminuindo em profundidade até desaparecer. Sondagens efetuadas pela Companhia Mineira de



Foto 4 — Aspécto do minério argiloso. Blocos de folhelho caóticamente dispostos em matriz argilosa, cimentados por hemimorfita. Extremidade SW da Serra do Sucuri.

Metais indicam que esse minério pode atingir profundidades superiores a 50 m. O minério argiloso é geralmente mais resistente à erosão, ressaltando-se na superfície.

Contradizendo as afirmações de Carvalho et al. (1962), é característica em Vazante a ausência de chapéu de ferro, como já tinha sido apontado por Moore (1956). Dada a grande irregularidade na distribuição do nível freático, causada por atividade carstica, é muito difícil a caracterização das diversas zonas normalmente desenvolvidas no processo de oxidação e enriquecimento supérgeno. Além disso, a grande profundidade alcançada pelo nível freático (até mais de 200 m abaixo da crista da Serra do Poço Verde) favorece mais a formação de minerais oxidados. Todavia, afloram à superfície sulfetos supérgenos, preenchendo fraturas e englobando fragmentos daqueles minerais, indicando o estabelecimento de uma zona de cimentação sobre antigas zonas de oxidação (V. foto nº 5). Conseguimos identificar 17

minerais secundários, a saber: prata nativa, cobre nativo, calcosina, covelina, acantita, zincita, cuprita, smithsonita, cerussita, malaquita, auricalcita, hidrozincita, brochantita, linarita, piromorfita, willemita e hemimorfita. Caracteristicamente, a mineralogia do minério hematítico é bem mais complexa do que aquela do minério argiloso. Este, apresenta somente hemimorfita, hidrozincita, smithsonita raramente piromorfita, e aquele todos os minerais com exceção de hemimorfita e smithsonita. A ganga do minério hematítico é constituída de fragmentos de hematita, quartzo, dolomito, calcário silicificado e pouco material argiloso. Fragmentos de folhelho, argila e algum quartzo secundário constituem a ganga do minério argiloso.

A prata nativa ocorre associada à willemita e acantita, na zona de alteração direta dos sulfetos hipógenos, apresenta-se como pequenas vênulas de 0,1 mm de espessura por cerca de 1 mm de comprimento cortando willemita pulverulenta, ou massas irregulares de dimensões sub-milimétricas, associadas à acantita.

Cobre nativo é um mineral bastante raro, ocorrendo como inclusões na cuprita, associada a outros minerais oxidados de cobre. Sua granulação é inferior a 0,1 mm.

A calcosina parece constituir o principal mineral de cobre das jazidas de Vazante. Apresenta-se preenchendo fraturas na zona de falha, geralmente substituindo galena com textura vermiforme (mirmekítica). Massas de calcosina podem atingir dimensões decimétricas, cimentando fragmentos de calcário dolomitizado e silicificado. Em secções polidas apresenta-se com cor cinza-azulada, refletividade média, dureza baixa e aparentemente isotropa. Em algumas secções aparece um reticulado, de cor mais azulada, assemelhando-se à covelina, sugerindo exsolução ao longo de planos cristalinos.

A covelina ocorre associada à calcosina, parecendo substituí-la ao longo de fraturas. Associa-se à willemita, sob a forma de cristais placóides. Ocasionalmente, aparece também em pequenas fraturas cortando a mineralização hipógena. Em secções polidas apresenta-se com cor azul intensa e fortemente anisotrópica, com cor de interferência alaranjada.

Acantita ocorre na zona de alteração dos sulfetos hipógenos, formando nódulos milimétricos, circundados por willemita pulverulenta.

Por vezes recobre cristais de esfalerita em princípio de alteração. É de cor cinza-chumbo, maleável e de baixa dureza. Pode ocorrer sob a forma pulverulenta, negra («black-silver»). Seu modo de ocorrência é muito semelhante àquêle encontrado na Serra do Cantinho, Município de Januária, Minas Gerais, descrita por Amaral e Damasceno (1968).

Contrariamente ao afirmado por Carvalho et al. (1962), a zincita é um mineral bastante raro nas jazidas de Vazante. Associa-se à willemita cristalina, ocorrendo como pequenos cristais laranja-avermelhados, de brilho vítreo, riscáveis por estilete de aço dando um pó amarelo-alaranjado. Em lâminas delgadas apresentam-se com cor vermelha-alaranjada intensa, alto relêvo e índice de refração maior que o da willemita envolvente. Por vezes podem ser observados secções quase hexagonais. São opticamente positivas e sua granulação varia entre 1 e 40 microns. Em secção polida apresentam refletividade moderada, um pouco inferior à da esfalerita. Dentro da willemita, está sempre associada a quartzo, sugerindo uma reação reversível: $\text{zincita} + \text{quartzo} = \text{willemita}$.

Cuprita é um mineral bastante raro, encontrado associado a outros minerais secundários de cobre. Foi identificada em apenas uma secção polida, apresentando cor arroxeada com luz oblíqua e cinza com luz vertical. Encerra inúmeras inclusões de cobre nativo.

Smithsonita foi identificada apenas nas frentes n.ºs 1 e 2 da Cia. Ingá, na Serra do Ouro Podre, mas pode também ocorrer na Serra do Poço Verde. Apresenta-se incolor ou rosada (calamina rosa), em íntima associação com hemimorfita e piromorfita, cimentando blocos de folhelho. Apresenta superfícies internas curvadas, o que lhe confere um aspecto resinoso, diferindo da hemimorfita. Apresenta-se geralmente como crostas recobrimdo blocos de folhelho. Os cristais apresentam disposição fibro-radiada. Análises espectrográficas indicam a presença de Pb, Cu, Ag e V. Reage à luz ultravioleta de onda longa, com fluorescência amarela.

Formando bandas alternadas com a willemita pulverulenta, sobre os minerais hipógenos alterados, a cerussita é o principal mineral oxidado de chumbo. Ocorre também como crostas recobrimdo a galena nas pequenas ocorrências do flanco SE da Serra do Poço Verde. Nos depósitos do Morro da Lapa Nova

a cerussita é um dos minerais secundários mais importantes.

Dentre os minerais oxidados de cobre, a malaquita ocupa posição secundária em relação à brochantita. Apresenta-se em películas de espessura milimétrica, de cor verde escura, às vezes cristalina e outras terrosa. Associa-se geralmente à calcosina e willemita.

Auricalcita ocorre como películas de cor verde-clara, recobrendo massas de calcosina.

Nas porções superficiais, tanto do minério hematítico como do minério argiloso, a hidrozincita é o principal mineral oxidado de zinco. É branca, pulverulenta, exibindo texturas laminadas e botrioidais. Assemelha-se ao minério «dry bone» dos autores norte-americanos, e é freqüentemente confundida com a smithsonita. Difere desta pela sua fácil efervescência em HCl diluído. Reage à luz ultravioleta de onda curta com fluorescência azul pálida. A análise térmica diferencial mostra um pico endotérmico a 290° C, característico da hidrozincita, e análises espectroquímicas indicam traços de Fe, Cu, Pb, Ag e V.

Brochantita parece ser o principal mineral oxidado de cobre, está associado à calcosina, malaquita, linarita e auricalcita. Apresenta-se em massa terrosas, de cor verde escura, em geral com estrutura alveolar (box-work). Confunde-se com a malaquita, porém seus cristais são de cor verde clara e não efervescem quando atacados por HCl.

Mineral raro, comumente confundido com a azurita, a linarita ocorre associada à brochantita e calcosina. É de cor azul, cristalina, semelhante a sulfato de cobre. Atacada com HCl ou HNO_3 diluído recobre-se por uma película branca, característica para a linarita.

Piromorfita é o mineral secundário de chumbo mais freqüente, embora a cerussita seja o mais importante. Ocorre associado à smithsonita sob a forma de prismas milimétricos de cor verde, e com a willemita sob a forma de massas terrosas de cor amarela. Ocasionalmente, apresenta-se sob a forma de películas de cor amarelo-queimada, recobrendo fraturas na zona de falha. Reage fracamente à luz ultravioleta de onda longa com fluorescência alaranjada.

Um dos minerais oxidados de zinco mais importantes nas jazidas de Vazante e a willemita. Sua ocorrência está restrita ao minério hematítico. É produto direto da alteração da esfalerita (V. foto nº 3), como pode ser

observado na extremidade NE da Serra do Poço Verde, no local denominado Alto da Lumiadeira. Neste caso, ela apresenta-se branca, pulverulenta, associada à cerussita, acantita e prata nativa. Willemita cristalina aparece preenchendo fraturas da zona de falha, comumente exibindo estrutura alveolar. Neste caso está associada à calcosina, covelina, piromorfita, zincita e quartzo. Por vezes a superfície das fraturas aparece recoberta por cristais milimétricos, perfeitos, de willemita. Freqüentemente ocorre englobada por calcosina (V. foto nº 5), sem indícios de substituição. Em lâminas delgadas apresenta-se geralmente com textura fibro-radiada, alta birrefringência (que a distingue da hemimorfita) e figura de interferência uniaxial positiva. A willemita pulverulenta reage fortemente à luz ultravioleta de onda curta com fluorescência verde, mas a willemita cristalina não reage, tanto em luz de onda longa como de onda curta.

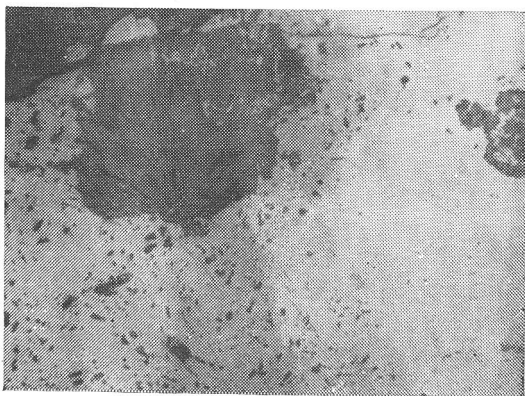


Foto 5 — Fragmento de willemita fibro-radiada (cinza-escura) dentro da calcosina (cinza-clara). Alto do Cedro, superfície. Seção polida, nicóis paralelos, aumento 20 X.

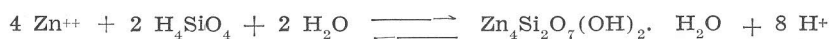
Segundo indicam as pesquisas efetuadas até o momento, a hemimorfita («caçamina») é o mais importante mineral oxidado de zinco. Sua ocorrência está restrita ao minério argiloso. Apresenta-se normalmente bem cristalizada, com agregados fibro-radiados atingindo dimensões decimétricas. São comuns cristais tabulares recobrendo cavidades, nos quais pode-se observar a hemimorfia (donde o nome do mineral) típica. É também comum apresentar-se com granulação extremamente fina em mistura com minerais argilosos. Individualmente, os cristais são incolores, mas os agregados fibro-radiados são translúcidos e

de côr azul celeste, o mesmo acontecendo com massas coloformes desse mineral. Análises espectroquímicas indicaram a presença de traços de Pb, Cu, Ag, V e Fe. Reage fracamente à luz ultravioleta de onda curta, com fluorescência branca.

Moraes (1965) menciona bindheimita, azurita e crisocola entre os mineris oxidados. O primeiro confunde-se com a piromorfita, o segundo com a linarita. Crisocola não foi identificada, embora existam condições para a sua formação.

Dada a ausência de pirita no minério hipógeno, os processos de oxidação foram sem dúvida dificultados. É provável que ele tenha se iniciado por processos eletroquímicos, como demonstrado por Sato (1960). Este autor demonstrou que a esfalerita é menos eletroativa que a galena, desta maneira, em presença de um eletrólito (água de infiltração, por ex.), a esfalerita será oxidada mais rapidamente que a galena. Neste processo, o pH das soluções decresce à medida que o Eh aumenta, como mostrado nos diagramas experimentais de Sato (1960). Assim, os ions Pb^{++} , Zn^{++} , SO_4^{--} , etc. passam à solução que, no nosso caso, deverá ter um pH em torno de 6, caso contrário haverá a formação de anglesita (Garrels, 1960, pg. 171).

Acreditamos que a sílica necessária à



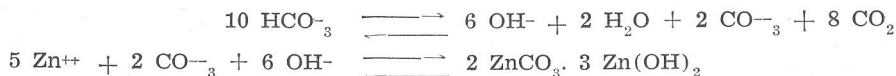
formação da grande quantidade de silicatos de zinco existentes em Vazante, tenha se originado por ação de soluções alcalinas (V. Krauskopf, 1967, pg. 168) sobre o material eluvionar superficial. Routhier (1963) afirma que este é um fenômeno comum na «terra rossa», solo típico de regiões calcárias. Essas soluções alcalinas podem se formar facilmente a partir de águas meteóricas que



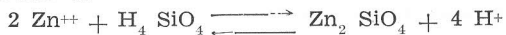
tenham dissolvido calcários, pela seguinte reação:



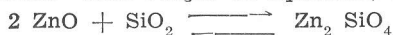
que pode ocorrer junto à superfície quando a pressão parcial do gás carbônico na solução for maior que aquela da atmosfera. A sílica é solubilizada sob a forma de ácido ortosilí-



cico: H_4SiO_4 , segundo Krauskopf (1967). As soluções contendo sílica, ao atingir a zona de oxidação dos sulfetos hipógenos, teria reagido com os ions de zinco para formar a willemita:



Nota-se que a willemita precipitar-se-ia em meio ácido, de acordo com os diagramas de Takahashi (1960), nos quais a willemita é o mineral secundário de zinco mais estável em pH inferior a 6,8. A alternância entre bandas de willemita e cerussita pode ser explicada por flutuações no pH, ocasionando maior ou menor solubilização da sílica. Essas flutuações podem ser facilmente explicadas por uma alternância de estações secas com estações úmidas, como ocorre na região de Vazante. Uma reação de equilíbrio, do tipo:



poderia explicar a associação de willemita com zincita e quartzo. Esta reação deve ter ocorrido num pH aproximadamente neutro, onde tanto o ZnO como a sílica são mais estáveis (Pascal, 1962; Krauskopf, 1967).

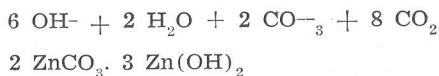
A formação de hemimorfita, restrita ao minério argiloso, deve estar relacionada a condições que favoreçam a condensação do ácido ortosilícico com formação do ácido disilícico ($H_6Si_2O_7$), segundo a seguinte reação simplificada:

Nota-se nesta reação a necessidade de água, o que talvez seja a explicação para a ocorrência de hemimorfita cimentando um depósito mais permeável. Nota-se ainda que esse mineral precipita-se em pH ácido, concordando com os diagramas de Takahashi (1960).

A smithsonita formar-se-ia por neutralização de soluções contendo Zn, nas proximidades de calcários:

Esta reação, tornando o meio mais alcalino, está de acordo com a situação mostrada nos diagramas de Takahashi (1960).

A formação da hidrozincoita junto à superfície, poderia ter ocorrido pela seguinte reação:



O clima sêco de Vazante favorece o deslocamento da reação para a direita, com precipitação de hidrozincita, por retirada de água e liberação de CO_2 . Esta reação ocorre num pH alcalino, concordando com as condições de estabilidade da hidrozincita (pH maior que 8,2), como mostrado nos diagramas de Takahashi (1960).

A formação da calcosina, covelina, cobre nativo e cuprita, deve ter ocorrido num pH ácido e de acôrdo com o diagrama de Garrels (1960, pg. 214), como indicado pelas relações paragenéticas existentes entre êsses minerais. Fenômenos semelhantes devem ter ocorrido para a formação de acantita e prata nativa, sômente que numa fase anterior, pois a covelina substitue a acantita.

A pequena umidade do clima na região de Vazante seguramente favoreceu a formação de brochantita e linarita, por simples evaporação de soluções junto à superfície. Malaquita e auricalcita devem ter se formado por processo semelhante ao da hidrozincita.

Um problema ainda existe, é o da origem do cobre e da prata, dada a inexistência de minerais primários dêsses elementos. É possível que a prata seja concentrada a partir da esfalerita e não da galena, como indicado por análises espectroquímicas nos dois minerais. Êste fato também observado por Amaral e Damasceno (1968) na Serra do Cantinho, Januária, Minas Gerais, onde nódulos de acantita formaram-se ao redor de núcleos de esfalerita, sem nenhuma relação com galena. Uma outra maneira de concentração de prata no minério supérgeno foi observada na substituição da galena por calcosina, como já tivemos oportunidade de mencionar. No que se refere ao cobre, só podemos fazer conjecturas, pois nenhum dos minerais hipógenos identificados encerram normalmente grandes quantidades dêsse ele-

mento. Análises espectroquímicas em galena pura não forneceram traços de cobre, entretanto a esfalerita com inclusões de galena parece conter apreciáveis quantidades daquele elemento. É possível que o mineral primário seja a calcosina e confunda-se com aquela formada secundariamente.

Finalizando, verifica-se a grande complexidade dos processos de mineralização secundária nas jazidas de Vazante. Vários fatores exerceram seu contrôle simultaneamente. Dentre êles, acreditamos que o clima foi o mais importante, pois permitiu, dada a sua pequena umidade, maior concentração do zinco, elemento notável por sua mobilidade em solução. Levando-se em conta a dificuldade dos processos de oxidação, dada a ausência de pirita, e a grande mobilidade do zinco, mesmo em climas áridos, fica indicada a possibilidade de existência de consideráveis volumes de minério hipógeno ainda não pesquisados.

Agradecimentos

As viagens e serviços técnicos foram efetuadas sob os auspícios da FUNDAÇÃO DE AMPARO A PESQUISA DO ESTADO DE SÃO PAULO.

Desejamos manifestar aqui a nossa gratidão à COMPANHIA MINERIA DE METAIS, em especial aos geólogos Luiz O. Costa, João Cherubini Neto e Argemiro Inhanes, pelo auxílio material e técnico durante os trabalhos de campo.

Aos professores, Dr. Fernando Flávio Marques de Almeida, Dr. Paulo Abib Andery, Dr. Geraldo Conrado Melcher, Dr. Evaristo Ribeiro Filho e Dr. Waldemar Constantino, membros da comissão julgadora de nossa tese de doutoramento, agradecemos as valiosas críticas e sugestões.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. de — 1968 — Evolução Tectônica do Centro Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. *And. Acad. Bras. Ciên.* no prelo.
- AMARAL, G. — BUSHEE, J. — CORDANI, U. G. — KAWASHITA, K. — REYNOLDS, J. H. — 1967 — Potassium-argon age measurements of Alkaline rocks of Southern Brazil. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 31 : 117-142.
- AMARAL, G. e DAMASCENO, E. C. — 1968 — Nota sôbre a ocorrência de minerais de prata na Serra do Cantinho, Januária, Minas Gerais. *Gemologia*, 36:
- AMARAL, G. e KAWASHITA, K. — 1967 — Idade do Grupo Bambuí. *Publ. nº 26 do Inst. Geo-ciên. Univ. Paraná*, pp. 39-40.
- AMARAL, G. e KAWASHITA, K. — 1968 — Idade do Grupo Bambuí por determinações Rb-Sr em folhelhos. *Anais do XXI Congresso Brasileiro de Geologia*, no prelo.
- BRANCO, J. J. R. — 1962 — Principais ocorrências de zinco em Minas Gerais: SICEG — II Semana de Estudos — Alumínio e Zinco. *Publ. 2 : 149-184.*

- CARVALHO, P. — DEQUECH, D e GUIMARÃES, D. — 1962 — Jazida plumbo-zincífera do Município de Vazante — Minas Gerais. Bol. da D.F.P.M. (110) : 147 pp.
- CASSEDANNE, J. — 1966 — Mineralizações de chumbo e zinco do Brasil. 2ª Semana de Debates Geológicos. CAEG, Porto Alegre, pp. 130-203.
- 1968 a — Contribution a l'étude des calcaires de Bambuí: Microfacies et analyses des formations carbonatées encaissant les gites de plomb et zinc bresiliens. Bol. Inst. Geociên. Univ. Fed. Rio de Janeiro. (2) : 35-61.
- 1968 b — Description du Biostrome à Colleenias de la Mine de Vazante (Minas Gerais). An. Acad. Bras. Ciên., 40 (2) : 215-225.
- 1968 c — Nota sobre o ambiente de sedimentação das rochas encaixando a mineralização de Vazante (MG). Resumo das Comunicações, XXII Congr. Bras. Geol. (Belo Horizonte), pg. 22.
- GUIMARÃES, D. — 1962 — Gênese do Minério de Zinco de Vazante, Minas Gerais: SICEG — II Semana de Estudos — Alumínio e Zinco. Publ. 2 : 101-147.
- HASUI, Y. e CORDANI, U. G. — 1968 — Idades Potássio-Argônio de Rochas dos Maciços Intrusivos Mesozóicos do Oeste Mineiro e Sul de Goiás. Resumo das Comunicações, XXII Congresso Brasileiro de Geologia, pg. 5.
- HASUI, Y. — 1967 — Geologia das Formações Cretáceas do Oeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado, Escola Politécnica, Univ. de São Paulo. Inédita, 87 pp.
- KRAUSKOPF, K. B. — 1967 — Introduction to Geochemistry. McGraw-Hill, New York. 721 p.
- LADEIRA, E. A. TARCIA, R. F. e CABRAL, J. A. de L. — 1963 — Contribuição à Geologia de Vazante. Rev. E.M.O.P. 23 (1) : 29-34.
- LELEU, M. e MORIKIS, A. — 1967 — Sur des sulfures de basse température aux mines du Laurium (Attique). Bull. Soc. Fr. Minér. Crist. XC (2) : 242-245.
- MOORE, S. L. — 1956 — Zinc and copper deposits of the Vazante Area, Minas Gerais, Brazil: U.S.G.S. Open file Report nº 386, 16 p. Inédito.
- MORAES, L. J. de — 1955 — Nota preliminar sobre as jazidas de zinco, chumbo e cobre das Serras do Poço Verde e Barroão, Município de Vazante, Minas Gerais: Rel. à Cia. Níquel Tocantins, 22 p. Inédito.
- OHLE, E. L. — 1959 — Some considerations in determining the origin of ore deposits of the Mississippi Valley type: Econ. Geol. 54 (5) : 769-789.
- PASCAL, P. — 1962 — Nouveau traité de chimie minérale. Masson, Paris.
- RANKAMA, K. e SAHAMA, Th. G. — 1950 — Geochemistry. The University of Chicago Press, Chicago.
- REESMAN, R. H. — 1964 — Investigation of the Strontium Isotope Composition of Strontium-rich, Rubidium-poor gangue minerals from vein type hydrothermal mineral deposits: M.I.T. 12 th Annual Report to the U.S. Atom. En. Com. pp. 217-219.
- ROUTHIER, P. — 1963 — Les gisements métallifères. Masson, Paris, 867 p.
- RUSSELL, R. D. e FARQUHAR, R. M. — 1960 — Lead Isotopes in Geology. Interscience, New York, 243 p.
- SATO, M. — 1960 — Oxidation of sulfide ore bodies. II Oxidation mechanisms of sulfide minerals at 25° C: Econ. Geol. 55 : 1202-1231.
- SCHNEIDER, H. J. — 1964 — Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc concentrations in the Ladinian Geosyncline of Eastern Alps, em "Sedimentology and Ore Genesis". Elsevier, Amsterdam, pp. 29-45.
- SOC. ESPELEOL. EXCUR. ALUNOS DA E.M.O.P. XXI (5) : 246-249.
- TAKAHASHI, T. — 1960 — Supergene alteration of zinc and lead deposits in Limestone. Econ. Geol. 55 (6) : 1083-1115.