

EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DOS ARENITOS E CONGLOMERADOS DO DISTRITO DE CAMAQUÃ, RIO GRANDE DO SUL, E SUA INFLUÊNCIA NA MINERALIZAÇÃO DE Cu-Pb-Zn ASSOCIADA

DIAGENETIC EVOLUTION OF SANDSTONES AND CONGLOMERATES OF THE CAMAQUÃ DISTRICT, OF RIO GRANDE DO SUL, AND ITS RELATIONSHIP WITH THE Cu - Pb - Zn MINERALIZATION

Rosicler Veigel¹

RESUMO - A mineralização sulfetada das minas do Camaquã (Cu) e da jazida Santa Maria (Pb-Zn) está associada a arenitos e conglomerados tipo *red beds*, depositados como leques aluviais deltaicos no final do Evento Brasileiro (Eopaleozóico) no Rio Grande do Sul. A evolução diagenética das rochas condicionou o desenvolvimento dos sulfetos durante o processo de mineralização. Os principais eventos diagenéticos foram os seguintes: a) - na Eodiagênese, ocorreram infiltração mecânica de argilas, intensa alteração intra-estratal de silicatos e óxidos detríticos, precipitação de hematita e de quartzo como níveis de silcrete. Em fácies laterais transicionais redutoras formou-se pirita framboidal; b) - na Mesodiagênese, houve crescimentos secundários de quartzo e feldspatos, transformação das argilas detríticas e neoformação de ilitas e cloritas, formação da pirita e intensa cimentação por calcita. Seguiram-se geração de porosidade secundária, crescimentos de quartzo euédrico, alterações tardias dos feldspatos, e precipitação de ankerita. Sulfetos de Fe-Cu-Pb-Zn precipitaram passivamente na porosidade secundária ou foram corrosivos sobre as fases precedentes; c) - a Telodiagênese é marcada pelo desenvolvimento de uma zona de paleo-oxidação/cimentação com enriquecimento supergênico em Cu e Ag. A remobilização sin-tectônica dos sulfetos mesodiagenéticos e telodiagenéticos produziu filões nas minas do Camaquã.

(Originais recebidos em 10.03.93).

ABSTRACT - The sulfide mineralization of the Camaquã mines (Cu) and of the Santa Maria deposit (Pb-Zn), State of Rio Grande do Sul, southern Brazil, is associated with red bed type deltaic alluvial fan conglomerates and sandstones, from the Brazilian - Pan African Event. The sulfide mineral development was controlled by the diagenetic evolution, as follows: a) - the Eodiagenetic Stage, comprises mechanical infiltration of clays, intense alteration of intrastratal detrital silicates and oxides, precipitation of hematite and quartz as silcrete beds. In transitional reduced lateral facies framboidal pyrite was also formed; b) - the Mesodiagenetic Stage is characterized by secondary quartz and feldspar overgrowths, changes of the detritic clays, neoformation of chlorites and illites, pyrite formation and intense calcite cementation. This event was followed by the generation of secondary porosity, late euhedric quartz growth, late feldspathic alteration, and ankerite precipitation. Fe-Cu-Pb-Zn sulfides precipitated in the secondary porosity or replaced earlier phases; c) - the Telodiagenetic Stage is characterized by the development of a paleo-oxidation/cementation zone with supergene enrichment of Cu and Ag. The syntectonic remobilization of the Meso and Telodiagenetic sulfides produced the veins at the Camaquã mines.

(Expanded abstract available at the end of the paper).

1 - INTRODUÇÃO

O distrito Cu-Pb-Zn de Camaquã (fig. 1) situa-se na Bacia do Camaquã, centro-sul do Estado do Rio Grande do Sul, e engloba dois principais depósitos: 1) - as minas do Camaquã, formadas essencialmente por minério de cobre contendo alguma prata e ouro como subprodutos; as

encaixantes são principalmente conglomerados grossos e predomina o minério filoniano remobilizado sobre o disseminado; e 2) - a jazida Santa Maria, mineralizada a chumbo e zinco, com cobre e prata subordinados; as encaixantes são arenitos e conglomerados finos, e o minério conhecido é quase que exclusivamente disseminado.

1 - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Campus do Vale, Av. Bento Gonçalves, 9500, Agronomia, CEP 90540-000, Porto Alegre, RS, Brasil.

Objetivando esclarecer os parâmetros que atuaram nos processos de mineralização e condicionaram as diferenças de ambos os depósitos, foram desenvolvidos estudos sedimentológicos, petrográficos e minerográficos. Os resultados mostram que a precipitação dos sulfetos Cu-Pb-Zn foi controlada tanto pelo sistema deposicional quanto pelas transformações diagenéticas, e ocorreu após soterramento profundo das rochas. Esta visão diferencia-se dos trabalhos anteriores que propunham deposição singênica de rochas e metais.

2 - CONTEXTO GEOLÓGICO

As rochas do Distrito de Camaquã pertencem às seqüências sedimentares que preenchem a Bacia do Camaquã, cuja gênese e evolução são relacionadas às etapas finais de desenvolvimento do Ciclo Brasileiro no sul do País (Fragoso Cesar *et al.* 1982). Os depósitos clásticos da bacia podem ser agrupados em duas grandes unidades: 1) - uma seqüência inferior, representada pelos ruditos e turbiditos dos membros Vargas e Mangueirão; e 2) - uma seqüência

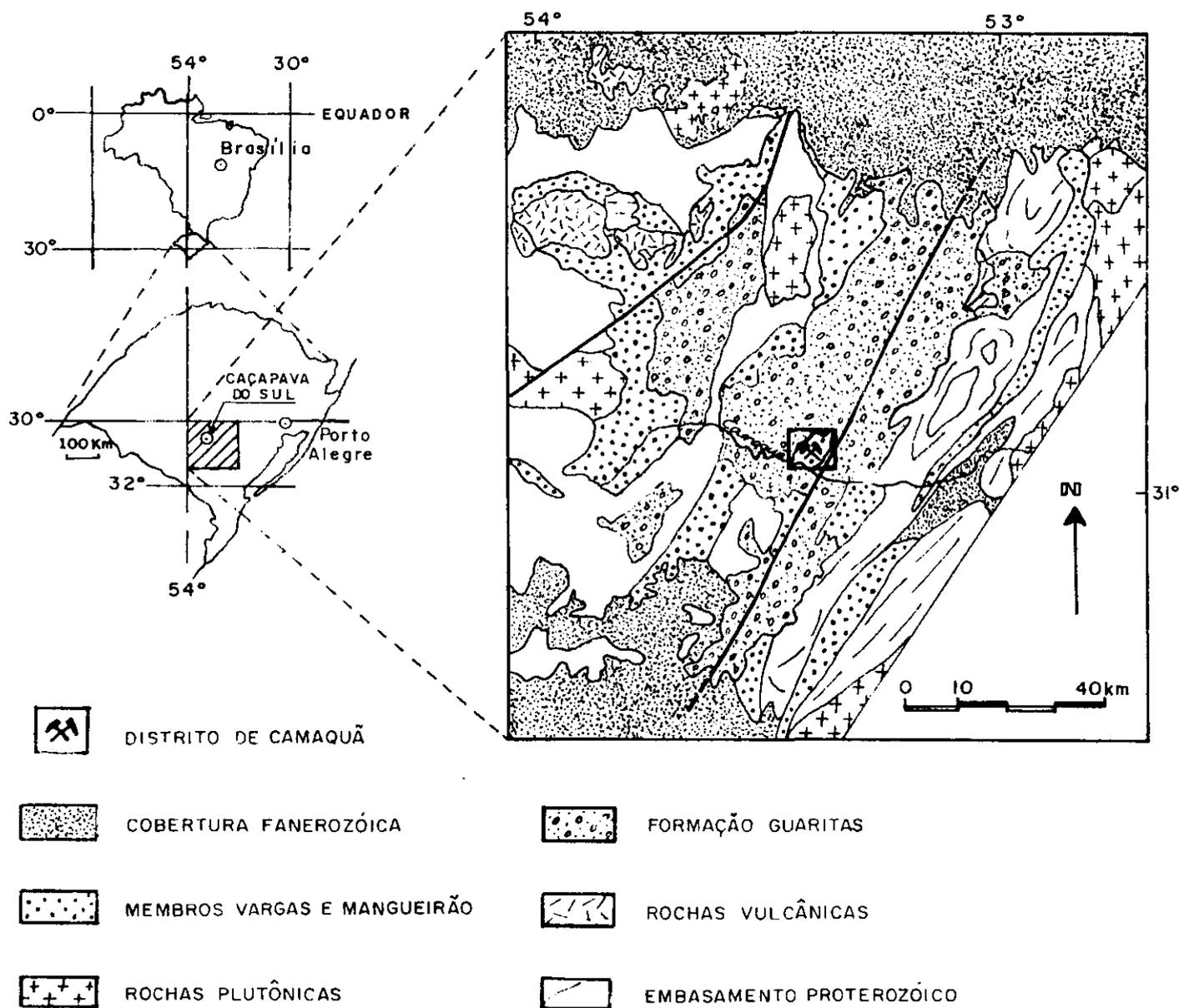


Fig. 1 - Localização do Distrito de Camaquã no Estado do Rio Grande do Sul e mapa geológico simplificado da região.
Fig. 1 - Location map of the Camaquã District and simplified geologic framework of the region.

superior, representada pelos *red beds* da Formação Guaritas (Lavina *et al.* 1986). A passagem de uma seqüência à outra é marcada por importante discordância angular e erosiva, e por notável modificação paleoambiental, desde condições marinhas e costeiras até exclusivamente continentais. A mineralização ocorre na seqüência inferior, associada ao Membro Vargas. A estratigrafia do distrito está representada em perfil colunar na figura 2.

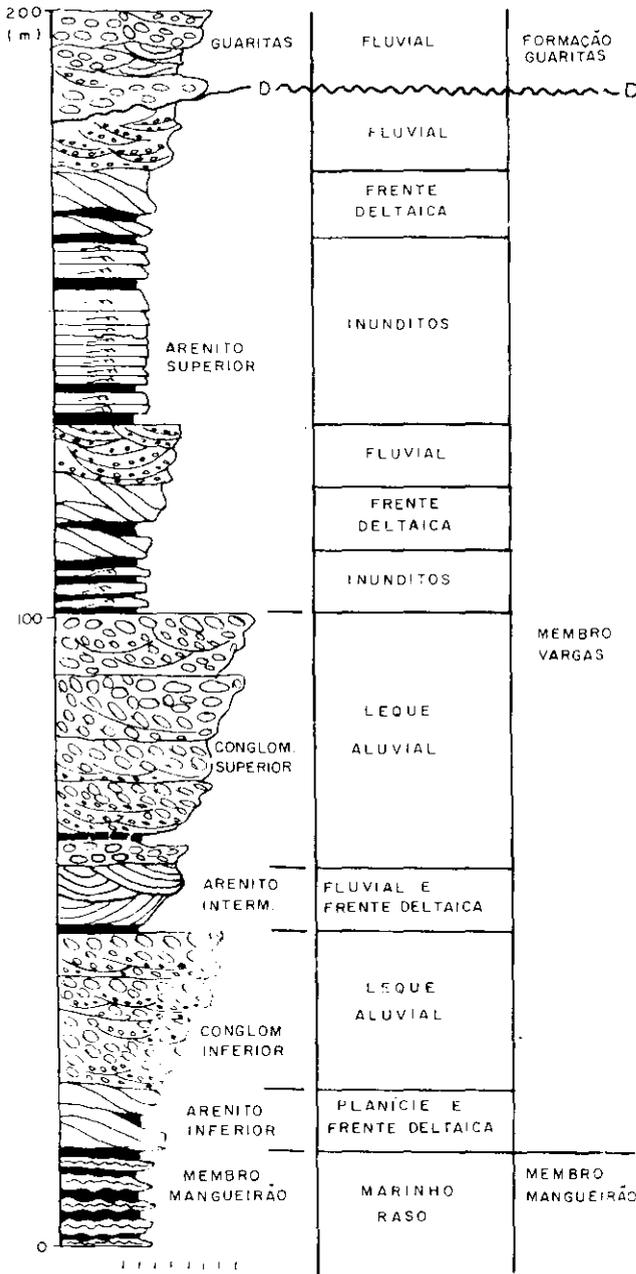


Fig. 2 - Perfil colunar no Distrito de Camaquã mostrando a estratigrafia da área, com depósitos marinhos (Membro Mangueirão), transitórios (Membro Vargas), e continentais (Formação Guaritas).

Fig. 2 - Stratigraphic section of the Camaquã District, showing shallow marine (Mangueirão Member), transitional (Vargas Member) and continental (Guaritas Formation) deposits.

No Distrito de Camaquã, as rochas dos membros Vargas e Mangueirão são mergulhantes, e encontram-se circundadas por depósitos horizontalizados da Formação Guaritas, configurando um paleoalto estrutural evidenciado pelo atual nível de erosão.

Membro Mangueirão - é representado por turbiditos areno-pelíticos, onde os níveis arenosos constituem depósitos do tipo tempestitos (caracterizados por laminações truncadas por onda), e inunditos (que mostram gretas de ressecamento nos níveis lamosos do topo). A passagem para o Membro Vargas se dá pelo progressivo aumento da granulometria, da espessura e da freqüência das camadas de arenito.

Membro Vargas - é representado por cerca de 600 m de intercalações de conglomerados e arenitos, que são correlacionáveis por todo o distrito. Espessos pacotes de conglomerados grossos nas minas passam para níveis areno-conglomeráticos mais finos e distais na jazida Santa Maria. Da base para o topo, estes níveis são:

- **Arenito Inferior** - compreende as fácies de planície e frente deltaica (Faccini *et al.* 1987) e consiste em inunditos ou turbiditos areno-pelíticos com fendas de ressecamento nos níveis lamosos (foto 1). Ocorrem associadas camadas lenticulares sigmoidais de arenitos com laminações paralelas e *climbing ripples* nas porções distais. A passagem para o conglomerado inferior é gradacional.

- **Conglomerado Inferior** - representa fácies de leque aluvial com cerca de 130 m de espessura nas minas do Camaquã, composta por conglomerados líticos de seixos, blocos e até matacões, com arcabouço fechado e matriz arenosa. Formam camadas tabulares e de grande continuidade lateral, que internamente têm gradação normal ou raramente inversa, ou são maciças. Imbricações nos clastos e estratificações cruzadas acanaladas em níveis arenosos intercalados apontam transporte de SE para NW. Fendas de ressecamento no topo das camadas são comuns. O conjunto forma um pacote com espessura das camadas e tamanho de grão crescentes ascendentes, e o contato com o arenito intermediário é gradacional.

- **Arenito Intermediário** - foi caracterizado como fácies de frente deltaica e fluvial (Faccini *et al.* 1987), consiste em arenitos lenticulares com estratificações cruzadas acanaladas e níveis conglomeráticos de grânulos, seixos e placas de argila. Transiciona verticalmente para o conglomerado superior.

- **Conglomerado Superior** - é bem semelhante ao conglomerado inferior. A passagem ao arenito superior é igualmente gradacional.

- **Arenito Superior** - congrega fácies de inunditos, frente deltaica prodelta e fluvial (Faccini *et al.* 1987). São depósitos areno-pelíticos com gretas de ressecamento que, para o topo, intercalam-se a camadas de arenitos sigmoidais, localmente associadas a arenitos conglomeráticos com estratificações cruzadas acanaladas.

O Membro Vargas é interpretado como depósito de leques deltaicos, construído por fluxos aquosos em lâmina

d'água tênue e efêmera e progradante sobre o mar, onde se acumularam os sedimentos Magueirão. Os conglomerados inferior e superior representariam porções de leque médio a superior, imediatamente mais proximais em relação aos arenitos inferior e superior, depositados nas porções de leque médio como frentes deltaicas aluviais em fluxos desconfinados. As camadas lenticulares do arenito intermediário sugerem o desenvolvimento local de um sistema fluvial entrelaçado.



Foto 1 - Camadas turbidíticas do arenito inferior. Observe a conspicua presença de fendas de ressecamento no topo das camadas.
Photo 1 - Lower sandstone turbidite beds. Notice the widespread mud cracks on top of the beds.

A Formação Guaritas, na região do Distrito de Camaquã, ocorre como fácies de leque e planície aluvial de sistemas entrelaçados, interdigitadas com fácies eólica e de deltas lacustres. A base da sequência é marcada por conglomerados fluviais depositados em notável discordância angular e erosiva sobre o Membro Vargas, preenchendo vales tectônicos.

3 - COMPOSIÇÃO DETRÍTICA DO MEMBRO VARGAS

O arcabouço dos conglomerados é constituído de rochas granitóides, vulcânicas ácidas a intermediárias, milonitos, gnaisses, xistos, filitos, quartzitos, quartzo, feldspatos e intraclastos. Predominam fragmentos ígneos como blocos e matacões e os de rochas sedimentares e metamórficas como grânulos e seixos.

Os arenitos têm composição arcoseana, aumentando apenas a proporção de feldspatos em relação aos fragmentos de granito e gnaiss à medida que a granulometria se torna mais fina. Prevaecem os clastos angulosos e de baixa esfericidade.

O quartzo ocorre predominantemente na forma monocristalina ou do tipo comum plutônico, com extinção reta a ondulante. Os tipos vacuolizados e metamórficos xistoso (com inclusões de micas), recristalizado (com

contatos poligonais) e estirado (com contatos alongados e irregulares) são também abundantes. O conjunto forma 30 a 40 % de rocha.

Os feldspatos podem atingir até 50 % da composição global. Sua proporção detritica original é difícil de ser definida, porque eles foram intensamente substituídos e regenerados durante a diagênese. O ortoclásio é atualmente o feldspato mais comum, predominando sobre o microclínio e os plagioclásios. De modo geral, todos os feldspatos têm tendência a apresentar formas euédricas.

Intraclastos arenosos e pelíticos, como acumulações na base dos ciclos ou dispersos pelo arcabouço dos conglomerados e arenitos, podem constituir, localmente, até 20 % da rocha. Os fragmentos de rochas ígneas e metamórficas são também significativos, sobretudo nos termos mais grosseiros.

Como minerais detriticos acessórios destacam-se a muscovita e a biotita, esta sempre em avançado grau de cloritização, as quais comumente constituem 5 % das rochas. Minerais pesados como magnetitas, esfeno e zircão ocorrem dispersos ou concentrados em níveis delgados.

A fração argilosa dos termos pelíticos intercalados aos níveis arenosos e conglomeráticos, ou compondo sua matriz, é constituída exclusivamente por illita e clorita.

4 - SEQUÊNCIA DIAGENÉTICA DO MEMBRO VARGAS E MINERALIZAÇÃO ASSOCIADA

Sedimentos aluviais grossos depositados sob regime de fluxo aquoso de alta energia têm porosidade e permeabilidade iniciais caracteristicamente elevadas. Nos conglomerados e arenitos do Membro Vargas, entretanto, esta porosidade primária inerente do sistema deposicional foi consideravelmente modificada pelos processos diagenéticos superpostos. Como implicação direta, observa-se que a mineralização tem uma distribuição complexa, em função da composição, textura e geometria originais, fortemente modificadas durante a diagênese.

Na diagênese do Membro Vargas, observam-se processos desenvolvidos logo após a deposição (eodiagênese), em ambiente continental a transicional, diversas transformações ocorridas durante soterramento mais profundo (mesogênese), que culminaram com a precipitação dos sulfetos de Fe-Cu-Pb-Zn, e ainda feições associadas ao soerguimento (telodiagênese), com enriquecimento supergênico em Cu e Ag (fig. 3).

Os principais processos diagenéticos são apresentados a seguir, segundo sua aparente ordem cronológica.

4.1 - O Estágio Eodiagenético

A diagênese precoce do Membro Vargas nos conglomerados grossos das minas do Camaquã é típica de *red beds* continentais (Turner, 1980), onde as transformações

se dão sob condições oxidantes, pela percolação de águas superficiais cuja composição se aproxima à média da água dos rios. Em certos locais da jazida Santa Maria, por outro lado, aparecem feições características de eodiagênese sob condições redutoras marinho-transicionais (Gauthier, 1985).

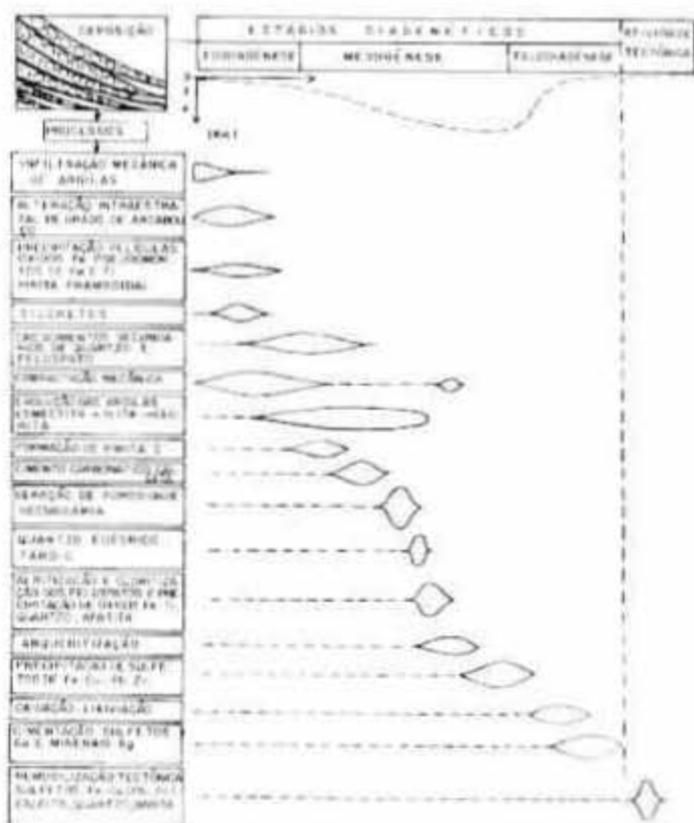


Fig. 3 - Evolução diagenética do Membro Vargas nas diferentes etapas da diagenese.

Fig. 3 - Diagenetic evolutionary scheme for the Vargas Member.

4.1.1 - Infiltração Mecânica de Argilas

Sedimentos aluviais grossos, de ambientes desérticos, são essencialmente livres de argilas, quando depositados, devido à alta energia do fluxo das correntes torrenciais. Entretanto, os conglomerados e arenitos do Membro Vargas apresentam quantidades apreciáveis de argilas intergranulares, especialmente sob a forma de cutículas envolvendo os grãos. Suas texturas permitem interpretá-las como argilas mecanicamente infiltradas, como caracterizado por Crone (1975), Walker (1976), Walker *et al.* (1978), Kessler (1978), De Ros (1986) e Moraes e De Ros (1988).

As maiores concentrações argilosas estão nos depósitos aluviais mais proximais das minas do Camaquã. Na mina Uruguai, a céu aberto, observa-se que níveis com argila abundante, marcados por cor de redução diagenética fortemente esverdeada, intercalam-se a outros praticamente sem argilas intersticiais, que são rosados, reflexo da

composição quartzo-feldspática do arcabouço. Os níveis esverdeados parecem marcar a acumulação das argilas infiltradas próximo à recarga, na zona vadosa ou sobre o paleolençol freático, onde são comuns (Walker, 1976). Na jazida Santa Maria, onde predominam arenitos mais finos, relativamente mais distais, as argilas com características de infiltrações são menos comuns.

Em lâmina delgada, observa-se que as argilas formam cutículas anisópacas contornando os grãos (foto 2). Nos locais onde as modificações diagenéticas foram menos intensas, percebe-se que as lamelas têm disposição tangencial e espessura variável, indicando sua acumulação por processo físico de decantação e adesão irregular às superfícies dos grãos. São, portanto, distintas das argilas autígenicas neoformadas e precipitadas quimicamente a partir das águas intersticiais, que formam franjas isópacas de lamelas que crescem perpendicularmente à superfície dos grãos (Moraes e De Ros, 1988).



Foto 2 - Argilas infiltradas como cutículas anisópacas e tangenciais envolvendo os grãos. Os espaços intersticiais remanescentes foram preenchidos por cimento de quartzo. LN. 248x.

Photo 2 - Mechanically infiltrated clays, occurring as tangential coatings on detrital grains, showing variable thicknesses. The remaining intergranular spaces were filled with quartz cement. NL. 248x.

A intensidade de infiltração mecânica das argilas condicionou o desenvolvimento das demais etapas da diagenese e, conseqüentemente, a distribuição da mineralização. As três principais diferenças nas seqüências de fases diagenéticas reconhecidas (fig. 4), em função da quantidade de argila introduzida nos poros, são: 1) - nos conglomerados e arenitos verdes, a infiltração de argilas pode ser tão intensa a ponto de obstruir totalmente os poros, reduzindo consideravelmente a permeabilidade e limitando a percolação dos fluidos circulantes. As transformações diagenéticas evoluíram para um sistema relativamente fechado, onde predominaram reações de substituição direta. Os principais processos observados são a neoformação das argilas, muitas vezes crescendo sobre o arcabouço, a formação de pseudomorfos Fe-Ti e as alterações dos

feldspatos, por substituição e/ou regeneração. A mineralização é corrosiva, principalmente sobre porções argilizadas; 2) - nos conglomerados e arenitos róseos, onde não houve a decantação das argilas detriticas, os sedimentos mantiveram a alta porosidade e permeabilidade originais, permitindo a intensa circulação dos fluidos superficiais. Os processos eodiagenéticos foram bem desenvolvidos, principalmente pela alteração intraestratal dos grãos do arcabouço e a precipitação de enormes crescimentos secundários de quartzo e feldspatos, que reduziram a permeabilidade destas rochas, restringindo o desenvolvimento das fases subsequentes. Os sulfetos são escassos; 3) - onde a infiltração de argilas ocorreu em quantidades limitadas, a seqüência diagenética foi mais completa e melhor desenvolvida, registrando grande número de fases e processos. Os sulfetos aparecem precipitados passivamente, preenchendo a porosidade secundária

4.1.2 - Alteração Intraestratal de Grãos do Arcabouço

- Dissolução de Silicatos Fe-Mg

Embora minerais como piroxênios, anfibólios e biotitas sejam comuns nos fragmentos maiores de rochas granitóides, vulcânicas e metamórficas dos conglomerados do Membro Vargas, eles não são encontrados na fração arenosa. É presumível que silicatos ferromagnesianos tenham sido originalmente abundantes nos sedimentos depositados na bacia do Membro Vargas. Provavelmente, esses minerais tenham sido removidos por alteração intraestratal, pela percolação das águas meteóricas ácidas e oxigenadas do ambiente desértico (Walker, 1976, Walker et al. 1978).

A dissolução dos silicatos ferromagnesianos durante a diagênese precoce é um mecanismo importante no fornecimento dos íons Fe para a formação de hematita, o pigmento responsável pela coloração dos *red beds* (Walker, 1967). No Membro Vargas, a presença de películas de óxidos sobre grãos do arcabouço, pseudomorfos de Fe-Ti e mesmo clortas neoformadas durante a mesodiagênese, talvez sejam os únicos vestígios de minerais ferromagnesianos originais.

- Dissolução dos Feldspatos

Feldspatos alveolados, parcialmente dissolvidos, com estruturas remanescentes frágeis e delicadas, que não resistiram aos processos de transporte e deposição, são comuns no Membro Vargas (foto 3). Os vazios de dissolução ocorrem particularmente no núcleo dos grãos, e podem estar parcial ou completamente preenchidos por cimentos posteriores como argilas autigênicas, carbonatos ou sulfetos.

Localmente, os feldspatos parecem ter sido completamente dissolvidos, deixando somente poros que mostram poucas evidências do grão original, como moldes delineados por coroas ou cutículas de argilas infiltradas ou

autigênicas. Devido à compactação, alguns moldes argilosos sofreram colapso e podem ser confundidos com a matriz intersticial. As estruturas frágeis remanescentes foram preservadas da deformação por compactação em níveis de silcrete, devido à precipitação de amplos crescimentos secundários de quartzo eodiagenético, concomitante ou imediatamente após as dissoluções. Estas relações denotam o caráter precoce da dissolução dos feldspatos, processo comum em *red beds* (Walker, 1976).



Foto 3 - Feldspato alveolado com apenas poucos resíduos do grão detritico original. A dissolução deve ter sido intraestratal, pois o grão é muito frágil para suportar qualquer transporte. Sobre a carcaça remanescente nuclearam-se cristais de albita tardia. Os limites do grão estão delineados por argilas mecanicamente infiltradas. LP, 620x.

Photo 3 - Honeycomb feldspar, with few remains of the detrital grains. The dissolution probably has been intrastratal since the grain could not resist transportation. Over the remnant skeleton late albite crystals have grown. The grain boundaries are outlined by mechanically infiltrated clays. PL, 620x.



Foto 4 - Agregados de cristais prismáticos de rutilo (Ru) com disposição em treliça, que evidencia o seu desenvolvimento sobre lamelas de exsolução de antigas titanomagnetitas detriticas. A hematita II (He) e os sulfetos (bornita II, Bo) são posteriores. Oleo, LN, 496x.

Photo 4 - Prismatic rutile aggregates (Ru) disposed in an octahedral pattern suggesting its development over exsolution lamellae of detrital titanomagnetites. Hematite II (He) and sulfides (bornite II, Bo) are later. Oil, NL, 496x.

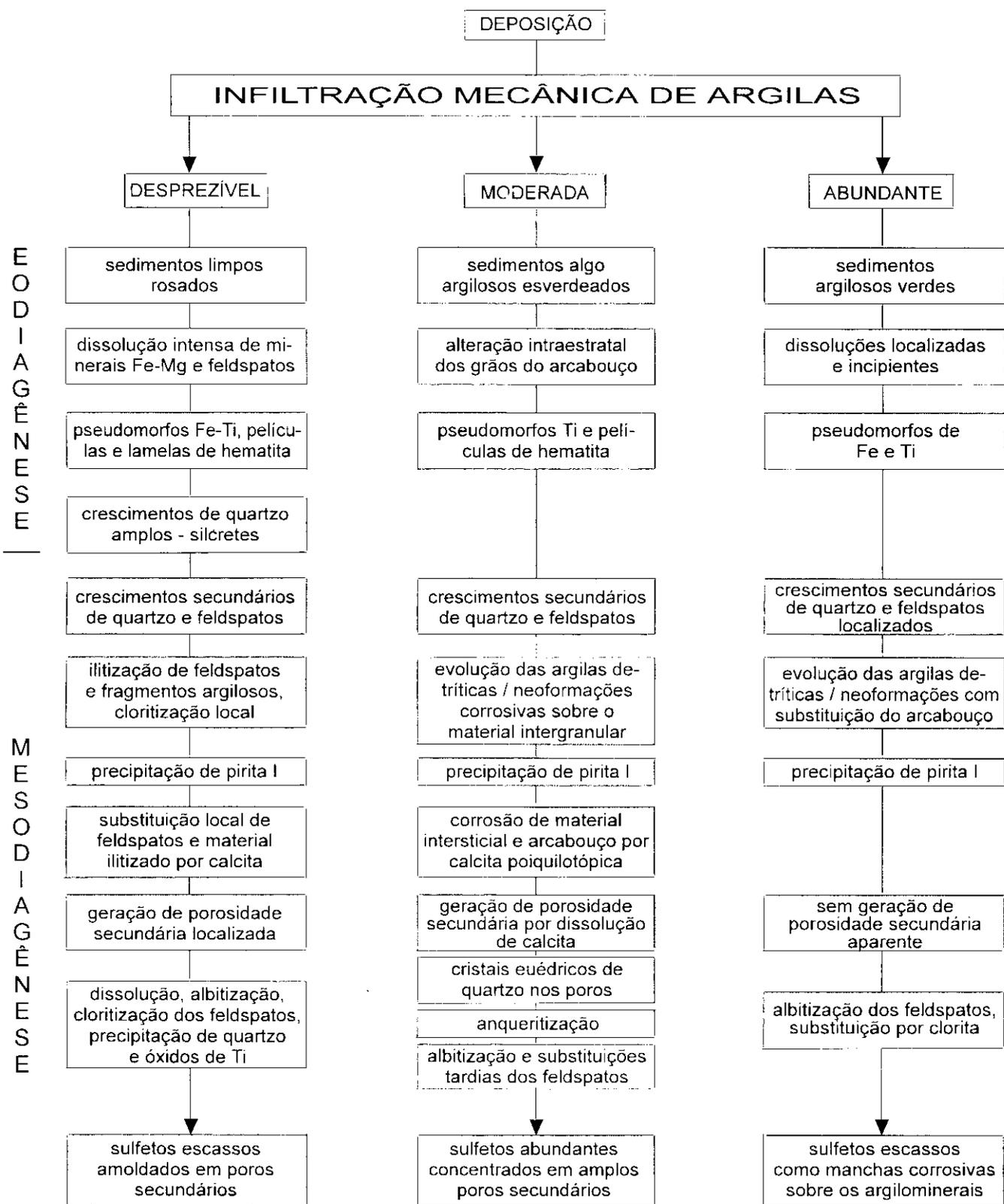


Fig. 4 - Condicionamento da evolução diagenética e, conseqüentemente, da distribuição dos sulfetos Cu-Pb-Zn pela quantidade de argilas infiltradas nos sedimentos na eodiagênese.

Fig. 4 - Diagenetic evolution and distribution of Cu-Pb-Zn sulfide, due to the amount of clays infiltrated in the sediments during eodiagenesis.

- Alteração de Óxidos e Silicatos Fe-Ti

Grãos frescos de magnetitas, ilmenitas e titanomagnetitas ocorrem como grãos relictos concentrados em níveis de minerais pesados ou dispersos pela rocha, somente nos conglomerados e arenitos com grande quantidade de argilas, onde ficaram protegidos dos fluidos mesodiagenéticos redutores. Pseudomorfos de hematita (martitas) cresceram ao longo dos planos octaédricos dos cristais de magnetita, resultando num padrão de alteração triangular; pseudomorfos de titânio formam agregados prismáticos de rutilo em treliça, substituindo lamelas de ilmenitas nas magnetitas (foto 4), e perfeitos cristais tetragonais de anatásio.

Cristais esqueléticos aciculares ou plaquetas finamente granuladas de hematita precipitaram intensamente nos níveis argilosos. Eles ocorrem tanto circundando os grãos do arcabouço, em meio às argilas intersticiais, quanto como crescimentos secundários sobre magnetitas detriticas martitizadas. Nos conglomerados rosados livres de argilas, a hematita precipitou sobre grãos detriticos como películas que foram seladas pelos crescimentos precoces de quartzo e feldspatos (foto 5).

Hematita e anatásio desenvolveram-se entre os planos de clivagem de biotitas e muscovitas detriticas cloritizadas ou ilitizadas diageneticamente. Pseudomorfos de titânio também se formaram sobre esfenos detriticos, formando agregados com disposição losangular.

4.1.3 - Crescimentos Secundários Precoces de Quartzo - Silcretes

Crescimentos secundários precoces de quartzo desenvolveram-se extensivamente no Membro Vargas durante a eodiagênese, particularmente nos níveis onde a infiltração de argilas foi desprezível e os espaços intergranulares mantiveram-se limpos. A intensa precipitação da sílica obliterou quase totalmente a porosidade da rocha, impedindo o desenvolvimento das fases diagenéticas subseqüentes. Os grãos detriticos constituem um arcabouço auto-suportado ou flutuante, cimentado por crescimentos óticamente contínuos (foto 5), que podem estar evidenciados por cutículas argilosas ou depósitos de óxidos de ferro. As rochas têm composição do arcabouço essencialmente quartzo-feldspática e coloração macroscópica rosada.

O caráter precoce da cimentação é evidenciado pela preservação do empacotamento original, mantendo os grãos flutuantes ou com contatos pontuais, indicando precipitação a profundidades relativamente rasas, antes de qualquer compactação mais efetiva. O envolvimento das películas de hematita pelos crescimentos são registros remanescentes das condições oxidantes da eodiagênese e da própria cimentação silicosa nas minas do Camaquã, caso contrário os óxidos de ferro teriam sido dissolvidos. Estes crescimentos secundários de quartzo amplos apresentam

feições semelhantes às características descritas em zonas de silicificação superficial em sedimentos inconsolidados ou silcretes (Smale, 1973; Summerfield, 1983; Thiry e Millot, 1987). Os aspectos mais salientes são as texturas, a amplitude e o caráter eodiagenético da cimentação.

Nos níveis onde houve grande infiltração de argilas obstruindo os poros, a nucleação do cimento silicoso foi inibida (Pittman e Lumsteden, 1968; Heald e Larese, 1973) e os crescimentos secundários de quartzo são restritos e descontínuos. Onde as argilas intersticiais ocorrem em quantidades intermediárias, a cimentação silicosa foi também regular e as rochas apresentam uma evolução diagenética mais completa.

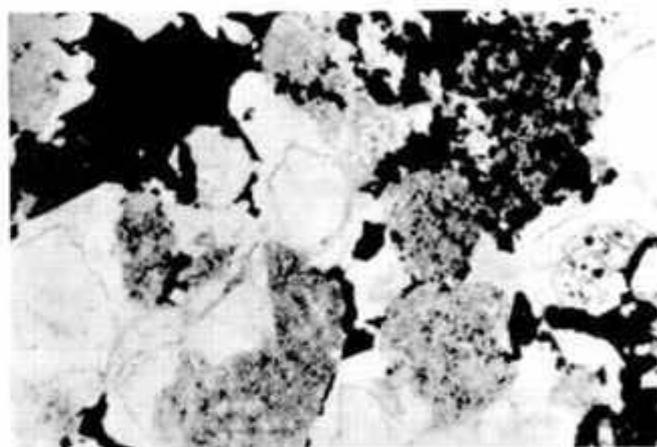


Foto 5 - Os enormes crescimentos precoces de quartzo preservaram o empacotamento original, mantendo os grãos com contatos flutuantes. Nestes níveis de intensa silicificação, os sulfetos são corrosivos sobre as porções argilosas. Observe as películas de óxido de ferro ressaltando os grãos. LN, 62x

Photo 5 - The large early quartz overgrowths have preserved the original grain packing, retaining the grain floating contacts. In these levels, of intensive early silicification, the sulfides are corrosive over the argillaceous portions. Notice the iron oxide coatings around the grains. NL, 62x

4.1.4 - Formação de Pirita Framboidal

Nos depósitos mais finos e relativamente mais distais da jazida Santa Maria, são encontrados ocasionalmente agregados de cristais minúsculos de piritas framboidais. Sua ocorrência provém evidências claras de que a história diagenética precoce inclui a presença de carbono orgânico e a redução do sulfato da água do mar (Gauthier, 1985). Assim, a variação faciológica condicionou uma evolução eodiagenética diferenciada dentro do distrito: subaérea e oxidante com a precipitação de hematita nos conglomerados das minas, passando para subaquosa e redutora nos sedimentos laterais ou relativamente mais distais da jazida Santa Maria, onde teria havido a formação da pirita framboidal, na chamada zona de redução do sulfeto (fig. 5).

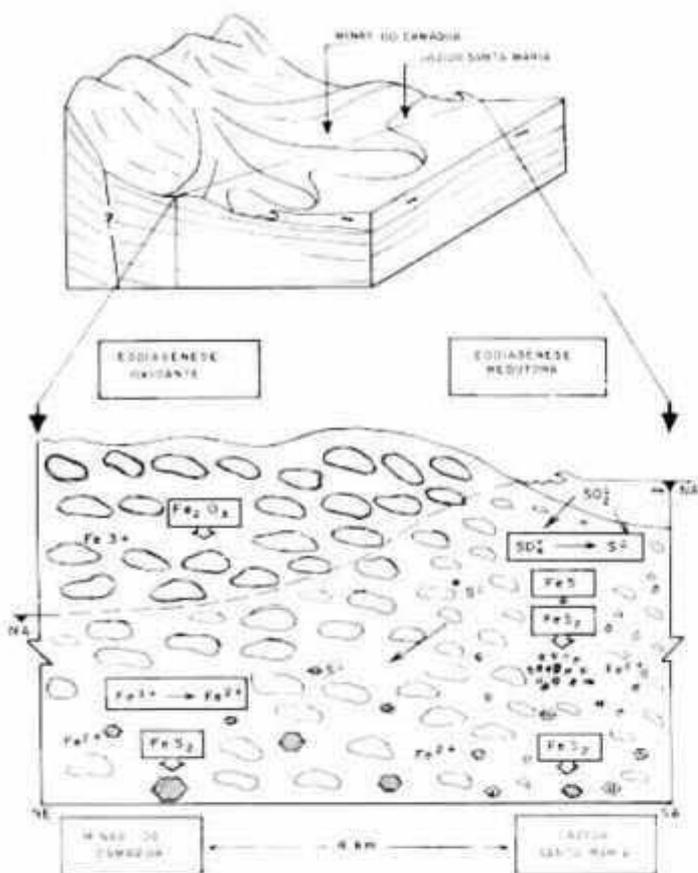


Fig. 5 - Bloco-diagrama mostrando a variação lateral de facies entre os sedimentos das minas do Camaquã e da jazida Santa Maria. Seção transversal mostrando as diferenças na diagênese precoce de ambos os depósitos, condicionadas pelos ambientes oxidante e redutor da deposição, respectivamente.

Fig. 5 - Sketch showing lateral facies changes between the sediments of the Camaquã mines and Santa Maria deposit. Cross section showing the differences in the early diagenesis of both deposits, which were controlled by oxidizing and reducing conditions respectively.

4.2 - O Estágio Mesodiagenético

4.2.1 - Compactação Mecânica e Química

Após a eodiagênese, as rochas do Membro Vargas foram submetidas ao soterramento mesodiagenético. Nos locais onde os crescimentos secundários precoces de quartzo foram bem desenvolvidos, são observados grãos com contatos pontuais fossilizados, que mostram o baixo empacotamento e a elevada porosidade originais. Onde a infiltração de argilas foi maior e a cimentação silicosa eodiagenética menos pronunciada, entretanto, os conglomerados e arenitos têm empacotamento apertado (foto 6), com contatos planos a côncavo-convexos e, localmente, interpenetrados. A natureza destes contatos indica soterramento profundo.

Grãos dúcteis como intraclastos argilosos, micas, fragmentos vulcânicos e de metapelitos estão frequentemente espremidos entre os grãos rígidos de quartzo e feldspatos. Muitas vezes as neoformações diagenéticas mascaram os contornos dos clastos argilosos, sendo difícil distingui-los como fragmentos esmagados. A distribuição heterogênea das concentrações do material argiloso, formando lacunas irregulares no arcabouço, é um critério favorável no seu reconhecimento e caracterização como pseudomatriz (Dickinson, 1970; Moraes e De Ros, 1988). Em certos locais, ocorrem intraclastos pelíticos ou outros fragmentos dúcteis que não foram esmagados. A ausência de deformação é relacionada à litificação precoce da rocha e pela precipitação de cimentos silicosos e feldspáticos antes do soterramento efetivo.



Foto 6 - Nos níveis onde houve considerável infiltração de argilas e/ou a cimentação silicosa foi desprezível, as rochas mostram um empacotamento apertado com contatos planos a interpenetrados que acusam um profundo soterramento. LN, 248x.

Photo 6 - In levels with much clay infiltration and/or little siliceous cementation, the rocks show a tight packing with plane to sutured grain contacts, that suggest deep burial.

A deformação de grãos rígidos durante o soterramento efetivo é bem mais rara. No Membro Vargas, não foram reconhecidas feições como quebra ou disrupções de grãos que pudessem ser atribuídas à compactação pelo soterramento progressivo das litologias.

A compactação química ou dissolução por pressão em resposta à pressão ou carga de cobertura é observada localmente no Membro Vargas. Onde ocorre, geralmente são observados filmes argilosos entre os contatos interpenetrados.

4.2.2 - Crescimentos Secundários de Feldspatos e Quartzo

Os feldspatos autigênicos do Membro Vargas são excepcionalmente bem desenvolvidos. Os crescimentos

potássicos são mais abundantes que os de albita, provavelmente devido à maior quantidade de k-feldspatos detriticos em relação aos plagioclásios (Kastner e Siever, 1979). Os crescimentos secundários ocorrem comumente como projeções irregulares com breve descontinuidade ótica sobre os grãos detriticos, refletindo as diferenças composicionais entre o núcleo e o mineral autigênico. Algumas vezes são amplos, contínuos e com terminações euédricas, indicando sua formação precoce na história diagenética. A associação comum de crescimentos de feldspatos e quartzo preenchendo o mesmo poro sugere que ambos tenham evoluído concomitantemente.

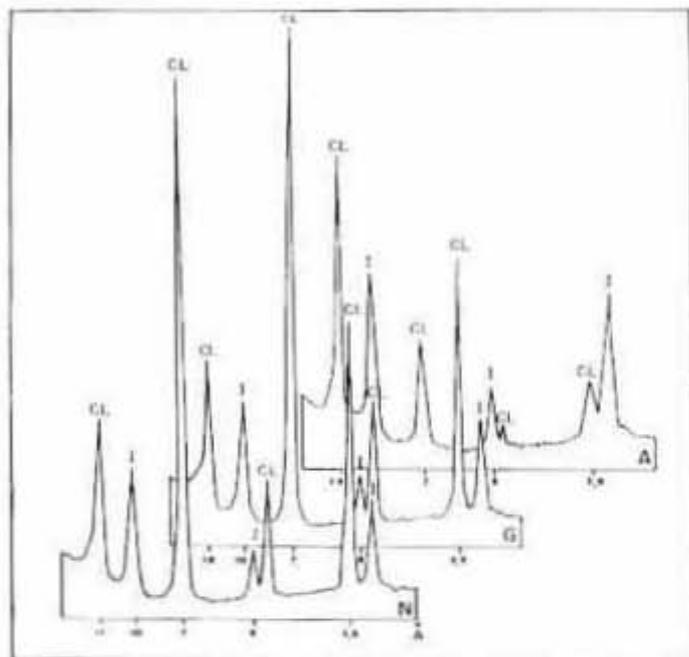


Fig. 6 - Difractogramas de amostras natural (N), glicolada (G) e aquecida (A) dos argilominerais (fração menor que 2µm) presentes em conglomerado com argilas mecanicamente infiltradas.

Fig. 6 - Diffractometric patterns of natural (N), glycolated (G), and heated (A) clay minerals (fraction smaller than 2µm) occurring in a conglomerate sample that has mechanically infiltrated clays.

4.2.3 - Reações Envolvendo Argilas

Os arenitos e conglomerados do Membro Vargas podem conter quantidades apreciáveis de argilominerais. Frequentemente constituem mais de 15 % da rocha e, em alguns níveis, podem atingir a até cerca de 50 % da composição global. Grande parte destas argilas ainda preservam texturas que permitem identificá-las como de origem detritica. Tratam-se de matriz secundária mecanicamente infiltrada nos sedimentos, níveis lamosos das sequências turbidíticas e intraclastos e fragmentos pelíticos esmagados como pseudomatrix. Ocorrem, também, argilas autigênicas precipitadas localmente em espaços intergranulares remanescentes ou formadas pela substituição

dos silicatos do arcabouço, especialmente feldspatos e micas.

As análises difratométricas e o microscópio eletrônico de varredura mostram que a fração argilosa é composta invariavelmente por clorita e/ou illita discretas, ambas apresentando picos agudos e bem definidos que caracterizam argilas diagenéticas de alta cristalinidade (fig. 6). As análises difratométricas refletem o conjunto das argilas detriticas agrudadas e precipitadas diageneticamente. A associação clorita-illita de alta cristalinidade sugere que as litologias tenham sido submetidas a condições de pressão e temperatura elevadas, em profundidades de soterramento mínimas, da ordem de 5 a 6 km (Aldahan e Morad, 1986).

A illita é o argilomineral dominante dos arenitos da jazida Santa Maria, tanto nas neoformações sobre as argilas detriticas quanto na substituição dos silicatos do arcabouço, enquanto que a clorita aparece apenas localmente, com pontuações muito subordinadas. Nas minas do Camaquã, por outro lado, a clorita é o argilomineral característico, responsável pela forte coloração esverdeada das rochas. A illita também pode ser abundante em certos níveis, onde ocorre substituindo os grãos detriticos. Muitas vezes, illitas e cloritas ocorrem intimamente associadas nos conglomerados, como lamelas finas.

Os níveis que tiveram sua permeabilidade drasticamente reduzida na eodiagênese pela infiltração mecânica de argilas, a substituição por argilominerais prevaleceu sobre a simples dissolução dos grãos (como aconteceu com os feldspatos e silicatos ferromagnesianos dos níveis onde não houve a decantação das argilas detriticas). Isto seria devido ao aumento da concentração iônica nos fluidos dos poros (Morad, 1984; Aldahan e Morad, 1986). Argilas precipitadas em poros livres são mais raras e aparecem como franjas alongadas, dispostas perpendicularmente aos grãos detriticos.

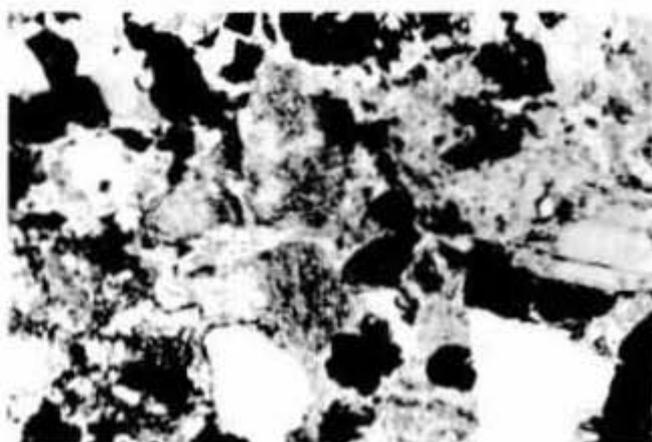


Foto 7 - Ilitização intensa substituindo generalizadamente o arcabouço e os materiais intersticiais precedentes. LP. 62x.

Photo 7 - Intensive illitization, showing pervasive replacement of both the framework and the pore filling materials. PL. 62x.

A ilitização é o processo mais comum em todo o distrito, formando pseudomorfos sobre feldspatos e micas, e consumindo quartzo e outros minerais (foto 7). A substituição ocorre preferencialmente nos grãos menores dos espaços intersticiais, podendo resultar numa massa sílico-argilosa que confere às rochas aspecto grauváquico. Localmente, os argilominerais aparecem intercrescidos com cristaltos de quartzo ou, excepcionalmente, com cristais discretos de k-feldspato autigênicos.

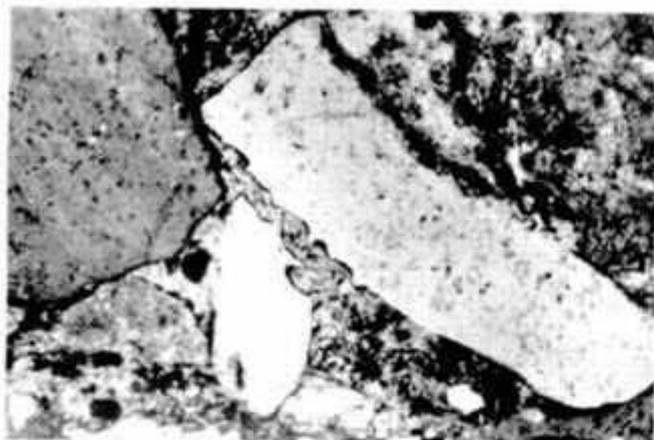


Foto 8 - Após substituir praticamente todos os silicatos intergranulares, conferindo às rochas um aspecto "grauváquico", as cloritas atacam também o quartzo e os feldspatos maiores do arcabouço. Note as texturas corrosivas em carie. LP: 1/4; 620x

Photo 8 - After extensive replacement of all intergranular silicates by chlorite, which gives the rocks a "graywacke" aspect, the chlorite reacted with the larger quartz and feldspars grains. Notice the corrosive textures. PL 1/4; 620x.

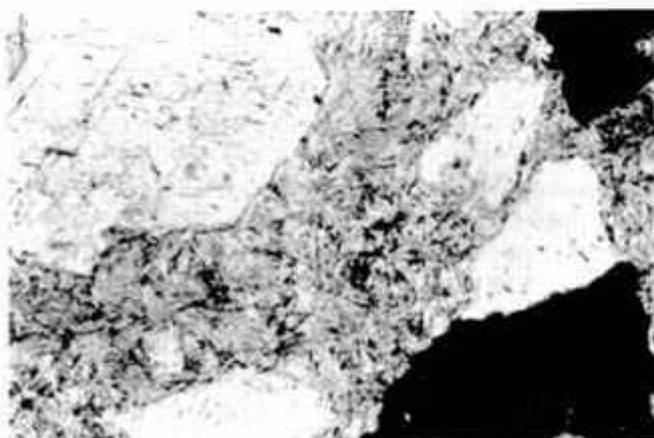


Foto 9 - Estágio avançado de cloritização, onde o material intersticial e grande parte do arcabouço foi consumido. Os grãos remanescentes de quartzo e feldspatos ficam imersos na massa de clorita. Nestas rochas cloritizadas (e também nas ilitizadas), os sulfetos são corrosivos sobre os argilominerais. LN, 1/4; 620x.

Photo 9 - Advanced stage of chloritization showing that the bulk of the intergranular material and part of the framework grains were consumed. The remaining quartz and feldspars framework grains remained submerged in a chloritic mass. In these chloritized rocks (as well as in the illitized ones) the sulfides are corrosive over the clay minerals. NL, 1/4; 620x

A cloritização dos silicatos ocorre basicamente nas minas do Camaquã, onde pode se desenvolver em texturas fortemente corrosivas, resultando na canibalização dos minerais (fotos 8 e 9).

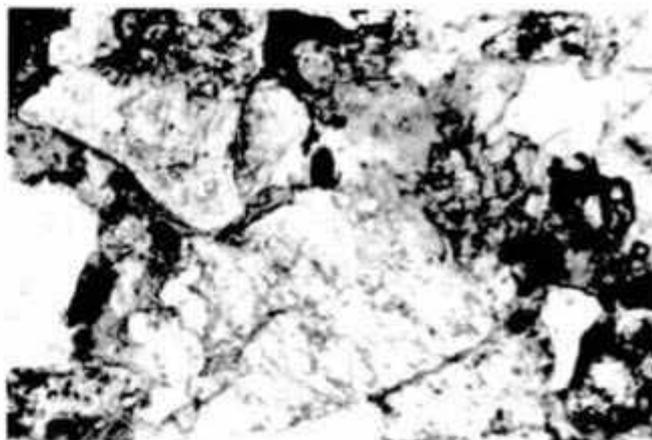


Foto 10 - Cloritização de feldspatos desenvolvida a partir das bordas e adentrando-se pelas clivagens e fraturas do mineral. As lamelas de clorita estão orientadas preferencialmente segundo os planos cristalográficos do feldspato. LN, 620x.

Photo 10 - Feldspar chloritization developed from the margins, advancing inwards through cleavages and fractures. The chlorite lamellae are preferentially oriented following the feldspar crystallographic planes. NL, 620x.



Foto 11 - Intercrescimentos clorita-ilita desenvolvidos como pseudomorfos sobre biotitas detriticas. Como o processo de cloritização é diferente da ilitização das biotitas a associação clorita-ilita indica mudanças significativas na geoquímica dos fluidos intersticiais. LN, 620x.

Photo 11 - Chlorite-illite intergrowths developed as pseudomorphs over detrital biotites. As chloritization and illitization are different processes, the association chlorite-illite indicates significant changes in the interstitial fluid geochemistry. NL, 620x.

Na substituição dos feldspatos, ambos os processos de ilitização e cloritização desenvolveram-se a partir dos bordos, adentrando-se pelas clivagens, maclas e fraturas nos cristais (foto 10). A clorita também ocorre como repolhos bem cristalizados, sem orientação preferencial. As micas

detríticas estão completamente substituídas por cloritas e illitas diagenéticas, algumas vezes como intercrescimentos de ambos os argilominerais (foto 11), que indicam variações na química dos fluidos intersticiais (Morad e Aldahan, 1986). Os pseudomorfos de clorita-illita muitas vezes contêm inclusões de hematita ou de pirita entre as clivagens (foto 12); os de illita podem incluir cristais de anatásio.



Foto 12 - Biotitas completamente cloritizadas e fraturadas de pseudomorfos de hematita entre as lamelas. LP, 1/4, 620x.
 Photo 12 - Completely chloritized biotites with many hematite pseudomorphs between the lamellae. PL, 1/4, 620x.

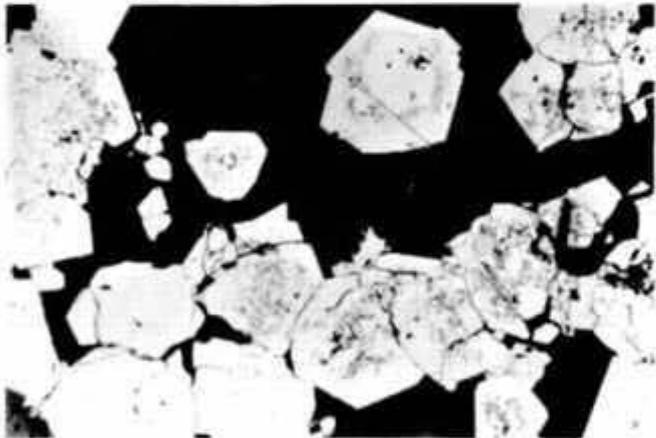


Foto 13 - Pirita I em cristais manchados, algumas vezes evidenciando hábitos botroidais ou zonações de crescimento em formas cúbicas e piritoedrais. Pirita I (Py), Calcopirita (Cp). Ar, LN, 99x.
 Photo 13 - Patched crystals of pyrite I, in places with botryoidal habits and growth zones in cubic and pyritohedral forms. Pyrite I (Py), Chalcopyrite (Cp). Air, NL, 99x.

4.2.4 - Pirita I

As rochas do Membro Vargas mostram-se intensamente impregnadas por piritoedros ou cubos de pirita geralmente subédricos que ocorrem preferencialmente: 1) - sobre a matriz argilosa nos espaços intergranulares do arcabouço, quando disseminados; 2) - sobre intraclastos pelíticos, quando em agregados irregulares; 3) - sobre níveis

de concentração de minerais pesados, formando pseudomorfos sobre magnetitas detríticas, quando sublinham a estratificação (foto 13). As fases diagenéticas posteriores envolvem a pirita que permaneceu inalterada até a mineralização, quando foi extensivamente substituída pelos sulfetos de cobre, chumbo e zinco (Cu - Pb - Zn).

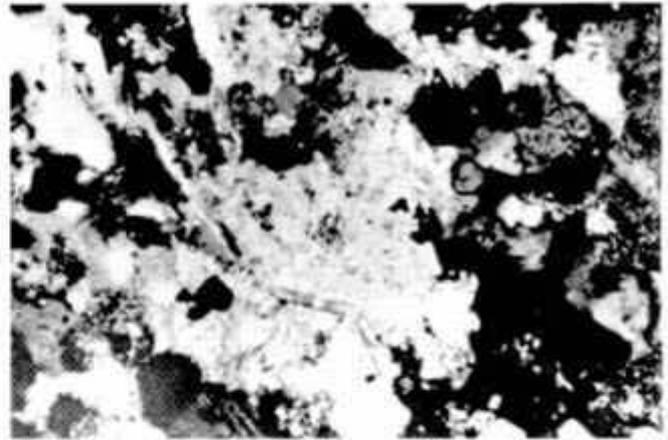


Foto 14 - Desenvolvimento do cimento calcítico como manchas poiquilotópicas corrosivas sobre o arcabouço. A mica dobrada denota o caráter mesodiagenético do carbonato, após razoável compactação. LP, 310x.
 Photo 14 - Development of the calcite cement as poikilotopic patches corrosive over the framework. The folded mica shows that the mesogenetic carbonate precipitated after considerable compaction. PL, 310x.

4.2.5 - Calcita

Nas minas do Camaquã, a presença de calcita é muito restrita, substituindo alguns grãos do arcabouço ou materiais intersticiais. Na jazida Santa Maria, os carbonatos são os cimentos mesodiagenéticos mais abundantes. A calcita forma mosaicos poiquilotópicos que envolvem ou corroem componentes detríticos e autigênicos como massas irregulares fraturadas de inclusões e fantasmas dos minerais substituídos (foto 14). Nos arenitos mais finos e menos permeáveis, observa-se que a cimentação se inicia a partir de núcleos isolados, formando manchas dispersas que conferem aspecto mosqueado à rocha. Em certos níveis de granulometria mais grossa e mais permeáveis, a carbonatação intensa gera um cimento contínuo segundo a estratificação.

A calcita substitui preferencialmente os minerais de granulometria fina presentes nos espaços intersticiais e as porções previamente illitizadas da rocha. No arcabouço, o quartzo é consumido antes dos feldspatos. A substituição dos feldspatos geralmente é conduzida por meio dos planos de clivagem e de maclas, e os núcleos detríticos são substituídos preferencialmente em relação a seus crescimentos secundários.

4.2.6 - Geração de Porosidade Secundária

A geração da porosidade secundária foi importante como condicionadora da mineralização subsequente, e resultou principalmente da dissolução mesodiagenética da calcita. A dissolução do carbonato teria sido causada pela percolação de fluidos ricos em ácidos orgânicos provenientes dos folhelhos Mangueirão associados. Segundo Surdam *et al.* (1984), ácidos carboxílicos são continuamente gerados durante a evolução térmica da matéria orgânica. Entretanto, sofrem destruição bacteriana abaixo de 70 a 80 °C, e termal acima de 140 °C, formando metano e bicarbonato, o que aumenta a PCO₂, precipitando carbonatos. Entre 80 e 140 °C, entretanto, os ácidos carboxílicos dominam a alcalinidade do sistema e podem promover a dissolução de carbonatos e aluminossilicatos.



Foto 15 - A heterogeneidade de empacotamento é uma das mais fortes evidências de porosidade secundária. Note locais com contatos intergranulares interpenetrados ou com muita matriz intersticial ao lado de grãos flutuantes, cimentados por materiais tardios como, neste caso, a barita. LN, 25x

Photo 15 - The packing heterogeneities are one of the most clear evidences of secondary porosity. Notice places with intergranular sutured contacts, and matrix beside floating grains, cemented by late materials such as barite, in this case. NL, 25x

Heterogeneidades de empacotamento, poros agigantados com grãos flutuantes e bordos corroídos, gargantas dos poros alongadas e alargadas, e moldes dos grãos dissolvidos, são as feições diagnósticas de porosidade secundária encontradas nas rochas estudadas (Schmidt e McDonald, 1979a,b). Zonas altamente compactadas com grãos encaixados em contatos planos, com dissolução por pressão local e porosidade intergranular desprezível, ocorrem imediatamente ao lado de outras com empacotamento afrouxado, com grãos corroídos e flutuantes comumente cimentados por minerais tardios (foto 15). Nos conglomerados, estas zonas de porosidade secundária também se caracterizam pela ausência da matriz arenosa intersticial, que deve ter sido preferencialmente substituída pelos carbonatos removidos. O delineamento dos grãos é

irregular, e muitos dos poros secundários apresentam-se demarcados pelo crescimento de cristais euédricos de quartzo (foto 16). O colapso devido ao diferencial de pressão gerado pela formação das cavidades de dissolução, levou ao fraturamento de alguns grãos (foto 17).



Foto 16 - Poro secundário amplo e alongado, delimitado por cristais de quartzo que cresceram centripetamente como projeções alongadas segundo o eixo c, com terminações euédricas nos espaços vazios. A porosidade remanescente está preenchida por barita telodiagenética. Observe a heterogeneidade de empacotamento e os contatos interpenetrados. LN, 39x

Photo 16 - Wide and elongated secondary pore outlined by quartz crystals that have grown as c-axis elongated projections with euhedral terminations oriented centripetally in open spaces. The remnant porosity is filled with telodiagenetic barite. Notice the packing heterogeneities and sutured contacts. NL, 39x



Foto 17 - Grão detrítico e crescimento secundário de feldspato quebrados na reativação da compactação mecânica após a geração da porosidade secundária, devido ao diferencial de pressão causado pela abertura dos poros. Observe os espaços vazios ao lado do grão de quartzo que serviu de apoio. LP, 620x

Photo 17 - Detrital feldspar grain and feldspar overgrowth broken due to the reactivation of mechanical compaction after the generation of the secondary porosity. Notice the open spaces beside the quartz grain that is acting as support. PL, 620x

4.2.7 - Cristais Euédricos Tardios de Quartzo

Após a dissolução da calcita houve a precipitação de cristais de quartzo tardios, como prismas hexagonais perfeitos, com terminações em faces romboédricas positivas e negativas, crescidos centripetamente como projeções alongadas a partir dos bordos das cavidades. Segundo Pittman (1972), esta morfologia caracteriza o desenvolvimento do quartzo em espaços vazios, porque a taxa de crescimento dos cristais é mais rápida na direção do eixo *c* (fotos 16, 18 e 22).



Foto 18 - Anquerita preenchendo a porosidade secundária ressaltada pelas formas euédricas do quartzo. No centro da foto, um cristal de esfalerita subédrica e zonada substitui o carbonato. LP, 1/4, 248x.

Photo 18 - Ankerite filling secondary porosity enhanced by euhedral quartz crystals. In the central portion of the photo, one subhedral and zoned sphalerite crystal replaces the carbonate. PL, 1/4, 248x.

4.2.8 - Anquerita

A anquerita é o carbonato mais abundante da jazida Santa Maria. Preenche passivamente a porosidade secundária, amoldando-se entre os cristais tardios de quartzo (foto 18), ou formando romboédros pequenos e bem cristalizados que substituem a calcita remanescente, quartzo e feldspatos (foto 19). Os sulfetos mesodiagenéticos tardios podem substituir pseudomorficamente os romboédros de anquerita, herdando os traços de suas clivagens ou formando cristais limpidos, zonados (fotos 18 e 19).

4.2.9 - Alterações Diagenéticas Tardias dos Feldspatos

Os feldspatos do Membro Vargas sofreram transformações como resposta às mudanças físico-químicas condicionadas pelo soterramento. Além da dissolução precoce, ilitização, cloritização, substituições por carbonatos e por sulfetos, já comentados, são notáveis modificações mesodiagenéticas tardias como albitização e substituição por óxidos de Fe-Ti, quartzo e apatita.

A albitização foi um processo tardio generalizado, incidindo tanto sobre plagioclásios como sobre feldspatos potássicos. Cristais perfeitos e limpidos de albita cresceram nos alvéolos de dissolução dos feldspatos, e os grãos detriticos remanescentes foram regenerados por substituição pseudomórfica (foto 20). Os pseudomorfos apresentam-se limpidos ou são crivados de vacúolos e inclusões submicroscópicas que lhes conferem aspecto turvo, amarronzado à luz natural (foto 21). Geralmente não são maclados, mas podem mostrar um padrão de extinção irregular, ou em blocos, por setores tabulares.



Foto 19 - Romboédros de anquerita substituindo os silicatos. No canto superior, um cristal de esfalerita limpida e zonada cresce pseudomorficamente sobre o carbonato. LN, 25x.

Photo 19 - Ankerite rhombohedrals replacing silicates. In the upper corner sphalerite grows pseudomorphically over the carbonate. NL, 25x.

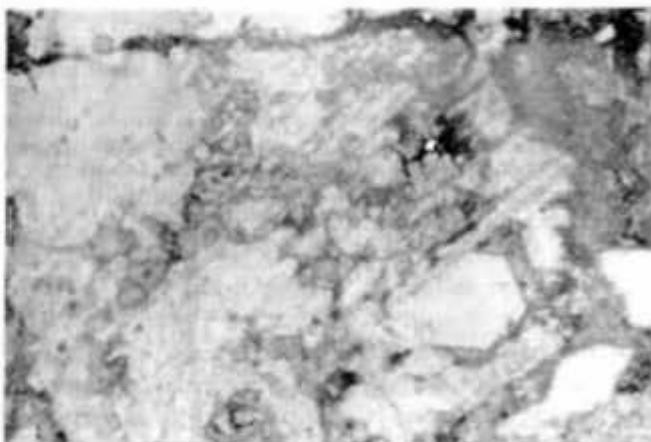


Foto 20 - Feldspato intensamente albitizado, vacuolizado e substituído por quartzo. LN, 248x.

Photo 20 - Feldspar intensively albitized, dissolved and replaced by quartz. NL, 248x.

Os feldspatos regenerados comumente contêm pequenas quantidades de óxidos de titânio, quartzo e apatita, que aparentam um desenvolvimento concomitante à albita mesodiagenética tardia. As inclusões ocorrem principalmente

como cristais discretos intimamente associados aos pseudomorfos de albita, ou em vazios de dissolução, fraturas e clivagens dos feldspatos.

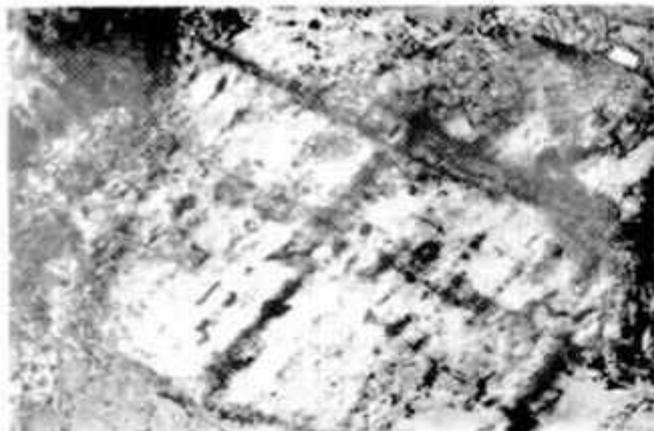


Foto 21 - Pseudomorfo manchado de albita, com porções limpidas e compactas (brancas) e outras microvacuolizadas (escuras). LP; 1/4; 620x

Photo 21 - Patched albite pseudomorph, with clean and compact portions (white) and others microvacuolized (black). PL. 1/4. 620x.

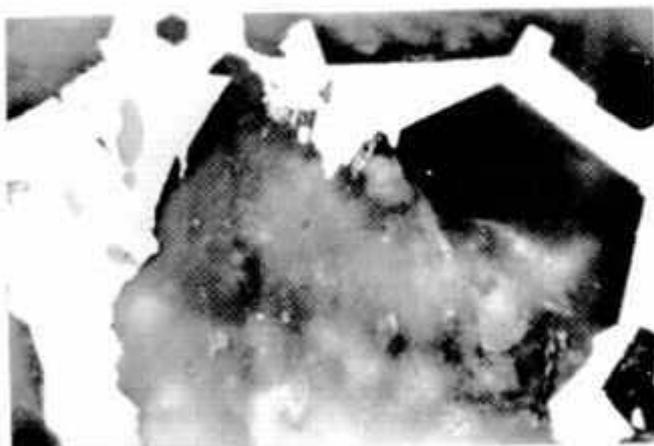


Foto 22 - Galena (ga) com inclusões arredondadas de esfalerita (sf) preenchendo passivamente a porosidade secundária delimitada por cristais de quartzo euédrico. Óleo; LN; 390x.

Photo 22 - Galena (ga) with rounded sphalerite inclusions, filling the secondary porosity outlined by euhedral quartz crystals. Oil; NL; 390x.

4.2.10 - Precipitação dos Sulfetos de Fe-Cu-Pb-Zn

Sulfetos de Fe-Cu-Pb-Zn foram os últimos minerais precipitados na mesodiagenese, e caracterizam a Fase de Mineralização Diagenética Tardia. Condicionados pela atuação dos processos diagenéticos, precipitaram passivamente na porosidade secundária, substituíram pseudomorficamente os carbonatos, ou foram corrosivos sobre os silicatos. Detalhes sobre a sucessão paragenética dos sulfetos nas várias fases do processo de mineralização são descritos em Veigel (1989) e Veigel e Dardenne (1990).

Galena e esfalerita, acompanhadas ou não de calcopirita, constituem os principais minerais de minério da jazida Santa Maria. Sua distribuição é controlada pelas características sedimentológicas e feições diagenéticas dos arenitos e conglomerados. Os sulfetos formam núcleos isolados, como manchas micro a centimétricas dispersas pela rocha, que podem ser amalgamadas, formando uma disseminação contígua. Grande parte do minério chamado maciço resulta da evolução extrema do processo de cimentação corrosiva, seja por percolação concordante através do acamadamento, ou através de fraturas e outras estruturas transversais, gerando corpos discordantes. Ao microscópio, são observados dois modos extremos de individualização do cimento Pb-Zn: 1) - nos locais onde a evolução diagenética das rochas foi completa, os sulfetos envolvem, ou mesmo corroem, os crescimentos secundários tardios e cristais euédricos de quartzo, substituindo o cimento carbonático ou ocupando os vazios deixados pela sua dissolução, em típica precipitação na porosidade secundária (foto 22); 2) - nos locais com grande quantidade de argilas, que prejudicaram o desenvolvimento das etapas mais tardias da sequência diagenética, os sulfetos penetram corrosivamente, consumindo tanto a matriz quanto os cimentos transparentes anteriores e o arcabouço.



Foto 23 - Calcopirita (cp) substituindo pirita (py). Cristais euédricos de quartzo evidenciam a porosidade secundária; mesmo assim, a calcopirita (cp) é corrosiva sobre a rocha. Ar; LN; 124x.

Photo 23 - Chalcopyrite (cp) replacing pyrite (py). Euhedral quartz crystals indicating secondary porosity. The chalcopyrite is corrosive over the rock. Air; NL; 124x.

Embora esfalerita e galena ocorram geralmente associadas, é difícil estabelecer uma cronologia relativa entre os minerais. Ambos aparecem igualmente interpenetrados, sem feições marcantes de substituição. Estas relações indicam a cristalização simultânea dos minerais (Veigel, 1989; Veigel e Dardenne, 1990).

Pirita, calcopirita, bornita e, muito localmente,

calcocita, foram os principais sulfetos gerados durante a Fase de Mineralização Diagenética Tardia nas minas do Camaquã. Ocorrem como cimentos tardios nos conglomerados e arenitos que apresentam cores esverdeadas e rosadas. Os sulfetos de Cu-Fe também substituem corrosivamente os conglomerados e arenitos intensamente compactados e com abundante matriz argilosa, ou infiltram-se pela porosidade secundária (foto 23) nas rochas que apresentam uma evolução diagenética mais completa.

Contrastando com as evidências de co-precipitação dos sulfetos Pb-Zn na jazida Santa Maria, as texturas do minério de cobre das minas do Camaquã apontam para a seguinte sucessão mineral: pirita II → calcocita I → bornita I → calcopirita. A pirita II ocorre em cristais cúbicos isolados ou agrupados, que envolvem ou crescem sobre massas de pirita I. A calcocita I, o primeiro sulfeto de cobre a ser precipitado, tem ocorrência restrita a alguns níveis de arenitos rosados bastante silicificados e livres de argila intersticial. A calcocita I forma um cimento discreto e esparsos, ou concentra-se em cavidades de porosidade secundária. A bornita I envolve a calcocita I e ocorre como inclusões na calcopirita. A calcopirita substitui os minerais anteriores, sendo o sulfeto de cobre mais abundante desta fase de mineralização, e forma massas corrosivas que englobam as piritas e a bornita I.

4.3 - O Estágio Telodiagenético

Após o soterramento mesodiagenético profundo, que culminou na precipitação dos sulfetos de Cu-Pb-Zn, as litologias do Membro Vargas foram soergidas e novamente expostas à percolação de águas superficiais. Isto é revelado por uma evolução mineralógica que propiciou a lixiviação e/ou o enriquecimento supergênico do minério, caracterizada como Fase de Paleo-oxidação/Cimentação.

A mina Uruguai expõe, a céu aberto, o pacote de rochas que compreende o topo do arenito intermediário, o conglomerado superior e a base do arenito superior, mergulhando cerca de 45° para NW. Neste perfil, pode ser observada uma transição grosseiramente paralela ao acamamento, de litologias verdes até rochas com coloração marron-escuro, quase negras. Concomitantemente, a associação mineral varia desde pirita-calcopirita-bornita nos conglomerados e arenitos reduzidos até hematita II - bornita II - calcocita II nos oxidados. Estas feições são interpretadas como devidas à superposição de uma zona de oxidação/cimentação sobre a mineralização da Fase Diagenética Tardia, por oscilação do paleonível freático.

A presença generalizada de hematita II e texturas de substituição pseudomórfica de antigas piritas zonadas indicam que a maior parte dos sulfetos da zona de cimentação desenvolveu-se nos mesmos locais ocupados pela paragênese da fase epigenética.

Como a oxidação acompanha aproximadamente o acamamento, ela deve ter se desenvolvido com as camadas

em atitude mais ou menos horizontal, conforme o paleolençol freático. A oxidação/cimentação teria ocorrido, portanto, antes do basculamento tectônico do pacote para NW, e da deposição discordante dos sistemas fluviais entrelaçados da Formação Guaritas, horizontalizada. Isto caracteriza uma idade pré-Guaritas para os processos de mineralização das Fases Diagenética Tardia e de Paleo-oxidação/Cimentação.

- **Jazida Santa Maria** - A porção estratigraficamente mais inferior mostra arenitos e conglomerados esbranquiçados, cinza-esverdeados ou rosados, mineralizados a pirita I - esfalerita-galena. Estas rochas passam para um pacote superior estéril, onde os níveis claros intercalam-se com outros mais amarronzados que não têm indícios da presença de sulfetos Pb-Zn. Na transição do pacote inferior reduzido para o superior oxidado, entretanto, aparecem concentrações de sulfetos de cobre e minerais de prata. Ao microscópio, observa-se a sucessão: hematita II → estefanita → calcocita II → covelita → prata nativa, que caracteriza a Fase de Paleo-oxidação/Cimentação.

Barita e, subordinadamente, calcita foram os únicos cimentos transparentes precipitados nesta fase. Ocorrem preenchendo a porosidade secundária, corrosivos sobre os sulfetos e outros minerais, nos vazios gerados pela lixiviação dos sulfetos mesodiagenéticos, ou remobilizados em falhamentos mais tardios, juntamente com o minério.

4.3.1 - A Fase de Remobilização Sin-Tectônica

Na mina São Luiz, pirita, calcopirita e quartzo ocorrem em filões abertos em encaixantes brechadas e silicificadas. Na mina Uruguai, o minério filoniano é à base de bornita, calcocita e hematita, acompanhadas ou não de calcita e barita; as paredes encaixantes são bastante irregulares e marcadas por generalizada argilização. Observa-se que os filões têm a mesma mineralogia do minério disseminado nas encaixantes que lhes são contíguas. Quando cortam conglomerados e arenitos róseos ou esverdeados, são preenchidos por pirita, hematita, calcopirita e bornita, paragênese idêntica à da Fase de Mineralização Diagenética Tardia; quando atravessam os conglomerados amarronzados, tipicamente contém bornita, calcocita e hematita, associação semelhante à da Fase de Paleo-oxidação/Cimentação. Ainda, os filões sistematicamente adelgaçam-se ou mesmo desaparecem quando atravessam encaixantes estéreis. Na mina Uruguai, a céu aberto, observa-se que a chamada Falha de Gravidade desloca a zona de paleo-oxidação/cimentação, indicando que a fase filoniana ocorreu por remobilização sin-tectônica após a Fase de Paleo-oxidação/Cimentação.

Na jazida Santa Maria, corpos de minério maciço expressivos são relativamente restritos, ocorrendo apenas filonetes de esfalerita e galena. A baixa remobilização dos sulfetos Pb-Zn parece relacionada à menor atividade tectônica na jazida Santa Maria. Ali, as camadas não estão

perturbadas e mergulham suavemente (entre 5° e 10° para NW), contrastando com a deformação frágil intensa e forte inclinação do pacote das minas (entre 30° e 45° NW). Isto sugere que a Fase de Remobilização Sin-Tectônica tenha ocorrido no momento do basculamento do bloco das minas para NW e, portanto, antes da deposição da Formação Guaritas.

5 - CONCLUSÕES

- 1) - A mineralização sulfetada Cu-Pb-Zn do Distrito do Camaquã está numa seqüência transicional do Proterozóico Superior (Membro Vargas), depositada como leques e planícies aluviais costeiros, que formam frentes deltaicas prográdantes sobre os sedimentos marinhos (Membro Mangueirão). Esta seqüência é recoberta em discordância angular e erosiva por depósitos continentais da Formação Guaritas. A faixa de afloramento dos membros Vargas e Mangueirão no distrito representa um paleoalto estrutural evidenciado pelo atual nível de erosão.
- 2) - Atentando-se para as variações laterais de fácies e de mergulho das camadas, os cinco níveis litológicos caracterizados informalmente para o Membro Vargas nas minas do Camaquã (arenito inferior, conglomerado inferior, arenito intermediário, conglomerado superior e arenito superior) são mapeáveis na jazida Santa Maria, assim como em toda a região.
- 3) - A composição detrítica original dos sedimentos foi intensamente modificada durante a diagênese. As modificações iniciaram-se logo após a deposição, continuaram até os últimos estágios do soterramento mesodiagenético, e ainda prosseguiram durante a reexposição telodiagenética.
- 4) - Nas minas do Camaquã, o Membro Vargas mostra uma evolução diagenética precoce, de caráter oxidante, típica de *red beds* continentais. Isto é evidenciado por processos eodiagenéticos como infiltração mecânica de argilas, alteração intra-estratal dos silicatos de Fe-Mg; feldspatos e minerais de Fe-Ti do arcabouço, precipitação de hematita e cimentação silicosa como níveis de silcrete. Na jazida Santa Maria, a presença de pirita framboidal caracteriza um ambiente eodiagenético transicional subaquoso e redutor, e indica a existência de matéria orgânica na bacia, em quantidades suficientes para permitir a redução do sulfato da água do mar, necessário para a formação dos frambóides.
- 5) - A seqüência geral de fases durante a mesodiagênese foi:
 - 1) - compactação mecânica a química; 2) - precipitação de crescimentos secundários de feldspatos e quartzo; 3) - evolução das argilas detríticas para ilitas e cloritas discretas, e neoformações destes argilominerais; 4) - formação de pirita I; 5) - cimentação por calcita; 6) - geração de porosidade secundária; 7) - precipitação de cristais euédricos tardios de quartzo; 8) - albitização e

substituições tardias dos feldspatos por óxidos de Fe e Ti, quartzo e apatita; 9) - anqueritização; 10) - precipitação de sulfetos de Fe-Cu-Pb-Zn.

- 6) - A precipitação dos sulfetos de Fe-Cu-Pb-Zn (calcocita I → bornita I → calcopirita, nas minas do Camaquã, e galena + esfalerita ± calcopirita, na jazida Santa Maria) foi o último evento da mesodiagênese. A mineralização tem uma distribuição bastante complexa, que reflete características e feições deposicionais intensamente modificadas pelos processos diagenéticos. As duas principais formas de ocorrência são: 1) - nos locais em que a seqüência diagenética foi bem desenvolvida, os sulfetos preenchem a porosidade secundária ou substituem a anquerita; 2) - onde a evolução foi restringida ou abortada devido à grande infiltração mecânica de argilas ou à intensa cimentação silicosa precoces, os sulfetos foram corrosivos sobre os silicatos. As maiores concentrações do minério disseminado estão nos níveis onde a porosidade secundária foi melhor desenvolvida. Grande parte do minério chamado maciço resulta do processo de cimentação corrosiva, transgredindo os limites dos poros secundários.
- 7) - Após a Fase de Mineralização Diagenética Tardia, as rochas foram soerguidas e submetidas a uma zona de alteração superficial, onde houve o enriquecimento em Cu nas minas do Camaquã e Ag na jazida Santa Maria.
- 8) - A paleo-oxidação/cimentação telodiagenética das rochas do Membro Vargas implica que uma espessa pilha de estratos foi removida para trazer as rochas profundamente soterradas na mesodiagênese até à superfície. Isto comprova o importante significado sedimentológico e estratigráfico da discordância erosiva entre a Unidade Vargas e a Formação Guaritas.

AGRADECIMENTOS

À diretoria e aos geólogos da Companhia Brasileira do Cobre (CBC), por permitirem o desenvolvimento deste trabalho em área de mineração e pesquisa da empresa, e pelo apoio logístico nas etapas de campo. Aos geólogos Pedro de Cesero e Luis Fernando De Ros, pela orientação bibliográfica e discussões sobre a diagênese, e pela oportunidade de estágio na Divisão de Geologia e Engenharia de Reservatórios (DIGER) do Centro de Pesquisas da PETROBRAS (CENPES), onde foram realizadas as análises junto ao M.E.V. Ao CNPq e à CAPES, pelo apoio financeiro na pesquisa, e ao prof. Dr. M. A. Dandenne, pela orientação da dissertação original. Aos geólogos Almério B. França, Carlos R. O. Rodrigues, Marco A. S. Moraes e Sílvia M. C. Anjos, pela revisão técnica deste artigo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALDAHAN, A. A., MORAD, S. Mineralogy and chemistry of diagenetic clay minerals in Proterozoic sandstones from Sweden. *American Journal of Science*, New Haven, v. 286, p.29-80, 1986.
- CRONE, A. J. *Laboratory and field studies of mechanically infiltrated matrix clay in arid fluvial sediments*. Boulder : University of Colorado, 1975. 162p. Tese-Doutorado.
- DE ROS, L. F. *Petrologia e características de reservatório da Formação Sergi (Jurássico) no Campo de Sesmaria, Bacia do Recôncavo, Brasil*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS. CENPES.SEDOP, 1986. 107p. (Ciência-Técnica-Petróleo, 19).
- DICKINSON, W. R. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, v. 40, n. 2, p. 615-707, 1970.
- FACCINI, V. F., PAIM, P. S. G., FRAGOSO CESAR, A. R. S. Análise faciológica das Molassas Brasileiras na Região das Minas do Camaquã, RS. In : SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. *Anais...* Curitiba : Sociedade Brasileira de Geologia, 1987. v. 1, p. 75-91.
- FRAGOSO CESAR, A. R. S., WERNICK, E., SOLIANI Jr., E. Associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-Americana). In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador : Sociedade Brasileira de Geologia, 1982. v. 1, p. 1-12.
- GAUTHIER, D. L. Interpretation of early diagenesis in ancient marine sediments. In : *Relationship of organic matter and mineral diagenesis*. Tulsa : Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1985. p. 6-78. (SEPM. Short Course, 17).
- HEALD, M. T., LARESE, R. E. The significance of the solution of feldspar in porosity development. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, v. 43, n. 2, p. 458-460, 1973.
- KASTNER, M., SIEVER, R. Low temperature feldspars in sedimentary rocks. *American Journal of Science*, New Haven, v. 279, p. 435-479, 1979.
- KESSLER, L. G. Diagenetic sequence in ancient sandstone deposited under desert climatic conditions. *Journal of Geological Society*. London, v. 135, p. 41-49, 1978.
- LAVINA, E. L. *et al.* Ambientes de sedimentação da Bacia de Camaquã, Eo-Paleozóico do Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldinensia*, [s.l.], v. 21, n. 9, p. 185-227, 1986.
- MORAD, S. Diagenetic matrix in Proterozoic graywaches from Sweden. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, v. 54, n. 4, p. 1157-1168, 1984.
- MORAD, S., ALDAHAN, A. A. Diagenetic alteration of detrital biotite in Proterozoic sedimentary rocks from Sweden. *Sedimentary Geology*, Amsterdam, v. 47, p. 95-107, 1986.
- MORAES, M. A. S., DE ROS, L. F. Caracterização e influência das argilas de infiltração mecânica em reservatórios fluviais da Bacia do Recôncavo, nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 1, n. 2, p. 13-26, 1988.
- PITTMAN, E. D. Diagenesis of quartz sandstones as revealed by scanning eletron microscopy. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, v. 42, n. 3, p. 507-519, 1972.
- PITTMAN, E. D., LUMSTDEN. Relationship between chlorite coatings on quartz grains and porosity. Spiro Sand, Oklahoma. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, v. 38, n. 2, p. 668-670, 1968.
- SCHMIDT, V., McDONALD, D. A. The role of secondary porosity in the course of sandstones diagenesis. In : SCHOLLE, P. A., SCHLUGER, P. R., (Ed) *Aspects of Diagenesis*. Tulsa : Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1979a. p. 175-207. (SEPM. Special Publication, 26).
- SCHMIDT, V., McDONALD, D. A. Texture and recognition of secondary porosity in sandstones. In : SCHOLLE, P. A., SCHLUGER, P. R. (Ed.). *Aspects of Diagenesis*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1979b. p. 209-225. (SEMP. Special Publication, 26).
- SMALE, D. Silcretes and associated silice diagenesis, in southern Africa and Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, v. 43, p. 1077-1089, 1973.
- SUMMERFIELD, M. A. Petrography and diagenesis of silcrete from the Kalahari basin and Cape Coastal zone, southern Africa. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, v. 53, n. 3, p. 895-909, 1983.
- SURDAM, R. C., BOESE, S. W., CROSSEY, L. J. The chemistry of secondary porosity. In : McDONALD, D. A., SURDAM, R. C. (Ed.) *Clastic Diagenesis*. Tulsa : American Association of Petroleum Geologists, 1984. p. 127-150 (AAPG. Memoir, 37).
- THIRY, M., MILLOT, G. Mineralogical forms of silica and their sequence of formation in silcretes. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, v. 57, n. 2, p. 343-352, 1987.
- TURNER, P. *Continental red beds*. Amsterdam : Elsevier, 1980. 562p. (Developments in Sedimentology, 29).
- VEIGEL, R. *Evolução diagenética e mineralização Cu-Pb-Zn dos red beds do Distrito de Camaquã, RS*. Brasília : Universidade de Brasília, 1989. 185p. Dissertação-Mestrado.
- VEIGEL, R., DARDENNE, M. A. Paragênese e sucessão mineral nas diferentes etapas da evolução da mineralização Cu-Pb-Zn do Distrito de Camaquã, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 19, n. 4, 1990.
- WALKER, T. R. Color of recent sediments in tropical Mexico: a

contribution to the origin of the red beds. *Bulletin of the Geological Society of America*, Boulder, Col., v. 78, p. 917-920, 1967.

WALKER, T. R. Diagenetic origin of continental red beds. In : FALKE, H. (Ed.). *The continental Permian in central west and southern Europe*. Dordrecht. Reidel Publication Company, 1976. p. 240-282.

WALKER, T. R., WAUGH, B., CRONE, A. J. Diagenesis in first-cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, Boulder, Col. v. 89, p. 19-32, 1978.

BIBLIOGRAFIA

ALDAHAN, A. A., MORAD, S. A SEM Study of dissolution textures of detrital feldspars in Proterozoic sandstones, Sweden. *American Journal of Science*, New Haven, v. 287, p. 460-519, 1987.

BOLES, J. K. Clay diagenesis and effects on sandstone cementation (case histories from the Gulf Coast Tertiary). In: LONGSTAFFE, S. J. (Ed.) *Short Course in Clays and the Resource Geologist*, Toronto : Mineralogical Association of Canada, 1981, p. 148-168.

BOLES, J. K., FRANKS, S. G. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of Southwest Texas : implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, v. 49, n. 1, p. 55-70, 1979.

DE ROS, L. F., MORAES, M. A. S. Sequência diagenética em arenitos : uma discussão inicial. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro : Sociedade Brasileira de Geologia, p. 894-904, 1984.

DE SEGONZAC, G. D. The transformation of clay minerals during

diagenesis and low grade metamorphism: a review. *Sedimentology*, Oxford, v. 15, p. 281-396, 1970.

HOWER, J. *et al.* Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Bulletin of the Geological Society of America*, Boulder. v. 87, p. 725-737, 1976.

KAISER, W. R. Predicting reservoir quality and diagenetic history in the Frio Formation (Oligocene) of Texas. In : McDONALD, D. A., SURDAM, R. C. (Ed.) *Clastic Diagenesis*. Tulsa : American Association of Petroleum Geologists, 1984. p. 195-216. (AAPG Memoir, 37).

LAND, L. S., MILLIKEN, K. L., McBRIDE, E. F. Diagenetic evolution of Cenozoic sandstones, Gulf of Mexico sedimentary basin. *Sedimentary Geological*, Amsterdam, v. 50, p. 195-225, 1987.

PERRY, E. A., HOWER, J. Burial diagenesis in Gulf Coast sediments. *Clays And Clay Minerals*, Colorado, v. 18, p. 165-177, 1970.

SIEBERT, R. M., MONCURE, G. R., LAHANN, R. W. A theory of framework grain dissolution. In : McDONALD, D. A., SURDAM, R. C. (Ed.) *Clastic Diagenesis*. Tulsa : American Association of Petroleum Geologists, 1984. p. 163-176. (AAPG. Memoir, 37).

SURDAM, R. C., CROSSEY, L. J. Mechanisms of organic/inorganic interactions in sandstone/shale sequences. In: *Relationships of organic matter and mineral diagenesis*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1985 p. 177-279. (SEPM. Short Course, 17).

WEAVER, C. E., BECK, K. C. *Clay water diagenesis during burial: how mud become gnaiss*. Boulder, Col: Geological Society of America, 1971. 96p. (Geological Society of America. Special Publication, 134).

EXPANDED ABSTRACT

The Camaquã mining district is located in the Camaquã basin, southern Brazil, and comprises: (1) The Camaquã copper mines with Ag and Au byproducts, occurring mainly in veins cutting across coarse grained conglomerates; and (2) the Santa Maria Pb-Zn sulfide deposit, with subordinate disseminated Cu and Ag, occurring in sandstones and conglomerates. The basin evolved during the Late Brazilian/Pan African Event and it is stratigraphically composed of two sequences separated by an angular unconformity: the lower sequence of Upper Proterozoic age, consists of shallow marine to transitional deposits assigned to the Mangueirão and Vargas members, respectively; the Upper sequence is represented by red beds deposited during the Cambrian and assigned to the Guaritas formation. In order to shed light on the mineralization process, sedimentological, petrographic and ore microscopy studies were

carried out. The results have shown that the Cu-Pb-Zn sulfides precipitation was controlled by both, the depositional system, and diagenetic processes. The major conclusions are:

1. The Cu-Pb-Zn sulfide mineralization of the Camaquã district is associated with deltaic fan deposits of the Vargas member, which are progradational on marine sediments (Mangueirão member). The outcrop area of the Mangueirão and Vargas members in this district represents a structural paleohigh exposed at the present erosional level.

2. The Vargas member deltaic fan deposits consist of conglomerates and sandstones of alluvial fan, fluvial braided, shallow water turbidites and sigmoidal delta front facies. Taking into account lateral facies changes and structural deformation, the five lithological levels informally characterized in the Vargas member at the Camaquã mines (Lower Sandstone, Lower Conglomerate, Middle Sandstone,

Upper Conglomerate and Upper Sandstone) are correlated to the ones recognized at the Santa Maria deposit.

3. The conglomerates are clast-supported with framework composed of granitoids, acid to intermediate volcanics, mylonites, gneisses, schists, phyllites, quartzites, quartz, feldspar, clast and mud intraclasts. The sandstone's detrital composition is arkosic. The clay fraction is composed of well crystallized illite and chlorite.

4. The detrital composition of the sediments was extensively modified during diagenesis. Alteration of grains started soon after deposition and continued until the latest stages of mesogenetic burial. The Vargas member rocks are thought to have been buried deeper than 5 km, based on evidence of clay mineralogy and grain contacts.

5. The early diagenesis of the Vargas member in the Camaquã mines occurred in an oxidizing environment typical of continental red beds. Eodiagenetic processes included mechanical infiltration of clays, intrastratal alteration of detrital silicates, hematite precipitation, and quartz cementation as silcrete beds. In the Santa Maria deposit, the occurrence of framboidal pyrite indicates a reducing eodiagenetic environment. It also indicates the presence of enough organic matter in the basin, to allow sea water sulfate reduction necessary to develop the framboids.

6. The general mesogenetic sequence was: (1) mechanic to chemical compaction; (2) precipitation of quartz and feldspars overgrowths; (3) detrital clay evolution to illite and chlorite and neoformation of similar clay minerals; (4) pyrite I formation; (5) extensive calcite cementation; (6) secondary porosity generation by calcite dissolution; (7) late euhedral quartz precipitation; (8) ankerite precipitation either filling secondary pores or replacing the remaining calcite; (9) late

feldspars albitization and replacement by Ti oxides, quartz, chlorite and apatite; and (10) Fe-Cu-Pb-Zn sulfide precipitation.

7. The sulfide precipitation (chalcocite I — bornite I — chalcopyrite in Camaquã mines and galena + sphalerite ± chalcopyrite in Santa Maria deposit) was the last mesogenetic event. The ore has a complex distribution, reflecting the control by depositional features highly modified by diagenetic processes. The main mineralization patterns are: (1) a well developed diagenetic sequence where the sulfides fill the secondary porosity by direct precipitation or by ankerite replacement; (2) the diagenetic evolution restricted or inhibited by the extensive mechanic infiltration of clays or early siliceous cementation, the sulfides are corrosive over the silicates. The major concentrations of disseminated ore are associated with high secondary porosity. Most of the so-called massive ore resulted from corrosive cementation processes transgressing the secondary pore outlines.

8. After the Late Diagenetic to Epigenetic Mineralization Phase, the rocks were uplifted and located on a paleo-oxidation/cementation zone, where enrichment in Cu (at the Camaquã mines) and in Ag (at the Santa Maria deposit) took place.

9. The telodiagenetic paleo-oxidation/cementation of the Vargas member rocks implies that, at least, a 5 000 meters thick pile of strata was removed to bring to the near surface rocks that were previously deeply buried. This indicates the magnitude of the erosional angular unconformity separating the Vargas member and the Guaritas formation.

10. Tectonic activity tilted the beds and remobilized the sulfides into veins. Faults displaced the paleo-oxidation/cementation zone, suggesting a pre-Guaritas age for all the mineralization phases.