



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

"ESTUDO DO COMPORTAMENTO DO OURO NAS FORMAÇÕES
SUPERGÊNICAS DA ÁREA CACHOEIRA, NORDESTE DO PARÁ"

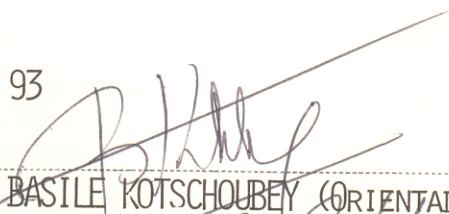
TESE APRESENTADA POR

MILTON TRARBACH

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre
em Ciências na Área de Geoquímica GEOQUIMICA E PETROLOGIA

Data de Aprovação 20 / 07 / 93

Comitê de Tese :


BASILE KOTSCHOUBEY (ORIENTADOR)


RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS


SONIA MARIA BARROS DE OLIVEIRA

BELÉM

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho foi possível com a colaboração de algumas entidades e pessoas, as quais o autor agradece:

À Universidade Federal do Pará/Centro de Geociências pela oportunidade de realizar o curso de mestrado bem como pela infraestrutura disponível.

Ào Conselho de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de estudo e auxílio financeiro.

À empresa de mineração C.C.O. pelo apoio logístico durante as etapas de campo.

Ào orientador Dr. Basile Kotschoubey pelas incansáveis discussões e sugestões.

Àos membros da banca examinadora Drs. Sônia Maria Barros de Oliveira e Raimundo Netuno Nobre Villas, pelas correções e sugestões.

Ào professor Evaldo Pinto da Silva pelas discussões durante algumas etapas de campo.

Enfim, a todos que de uma maneira direta ou indireta contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

SUMARIO

DEDICATORIA.....	i
AGRADECIMENTOS.....	ii
RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	3
1 - INTRODUÇÃO.....	5
1.1 - OBJETIVOS.....	5
1.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	5
1.3 - METODOLOGIA.....	6
1.4 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	9
2 - ASPECTOS FISIOGRAFICOS.....	25
2.1 - CLIMA E VEGETAÇÃO.....	25
2.2 - RELEVO.....	25
3 - CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL.....	31
3.1 - COMPLEXO MARACAÇUME.....	31
3.2 - FORMAÇÃO SANTA LUZIA.....	33
3.3 - FORMAÇÃO GURUPI.....	33
3.4 - FORMAÇÃO VIZEU.....	34
3.5 - FORMAÇÃO CHEGA TUDO.....	34
3.6 - FORMAÇÃO IGARAPE DE AREIA.....	34
3.7 - FORMAÇÃO PIRIA.....	35
3.8 - SEQUENCIA CAMIRANGA.....	35
3.9 - ATIVIDADES MAGMATICAS.....	35
3.9.1 - Ciclo transamazônico.....	36

3.9.2 - Ciclo brasileiro.....	36
3.10 - ASPECTOS ESTRUTURAIS.....	36
4 - GEOLOGIA LOCAL.....	38
4.1 - INTRODUÇÃO.....	38
4.2 - SEQUENCIA VULCANO SEDIMENTAR.....	38
4.2.1 - Generalidades.....	38
4.2.2 - Principais tipos litológicos.....	38
4.2.3 - Mineralizações.....	43
4.3 - FORMAÇÕES RESIDUAIS.....	43
4.3.1 - Introdução.....	43
4.3.2 - Zona de transição.....	47
4.3.3 - Caracterização geológica e composição química dos gossans.....	48
4.3.3.1 - Generalidades.....	48
4.3.3.2 - Setor Xicá.....	50
4.3.3.3 - Setor Mina Verde.....	57
4.3.3.4 - Setor Mina do Cedro.....	59
4.3.4 - Caracterização geológica e composição química da laterita.....	64
4.3.4.1 - Generalidades.....	64
4.3.4.2 - Setor Xicá.....	69
4.3.4.3 - Setor Mina Verde.....	72
4.3.4.4 - Setor Mina do Cedro.....	74
5 - GEOQUIMICA DOS ELEMENTOS PRINCIPAIS E TRAÇOS (Cr, Mn, Ni, Co, Cu, Pb e As) NAS FORMAÇÕES RESIDUAIS....	82
5.1 - GENERALIDADES.....	82

5.2 - COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS PRINCIPAIS.....	83
5.2.1 - Gossans.....	83
5.2.2 - Laterita.....	86
5.3 - COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS TRAÇOS.....	90
5.3.1 - Gossans.....	90
5.3.2 - Laterita.....	94
6 - OURO E PRATA NAS FORMAÇÕES RESIDUAIS.....	101
6.1 - OCORRÊNCIA DE OURO E PRATA NOS GOSSANS.....	101
6.2 - OCORRÊNCIA DE OURO E PRATA NA LATERITA.....	107
6.3 - MOBILIZAÇÃO E PRECIPITAÇÃO DE OURO E PRATA.....	109
6.4 - DISCUSSÕES.....	113
7 - CONCLUSÕES.....	118
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	121

RESUMO

Na área de Cachoeira, região do Gurupí, nordeste do Pará, ocorre uma seqüência vulcano-sedimentar composta predominantemente de dácitos e riódácitos fortemente milonitizados, cortada por feixes de veios e vênulas de quartzo de direção NS a NNE-SSW. Nesta seqüência, o ouro está presente sob forma de finas partículas "livres" disseminadas tanto nos veios como nas rochas encaixantes fortemente carbonatadas, bem como associado a uma paragênese sulfetada constituída por pirita, arsenopirita, calcopirita e esfalerita.

Ao longo do tempo geológico desenvolveram-se várias superfícies marcadas por uma laterita fosfática antiga, uma laterita ferruginosa imatura e um nível de arenito ferruginoso, respectivamente. Ademais, formaram-se precocemente neste quadro supergênico gossans de extensão restrita. Neste trabalho foram estudados apenas a cobertura laterítica mais recente e os corpos gossânicos.

A laterita comporta um espesso horizonte saprolítico, uma zona mosqueada e uma crosta de até 3 metros de espessura composta de hematita, goethita, caolinita e quartzo geralmente subordinado. Neste manto de alteração, tanto o ouro como a prata, embora "invisíveis", apresentam um enriquecimento na parte superior do perfil e em particular na crosta. Os elementos traços Zn, Mn, Ni, Co, Cr, Cu e As, por sua vez, mostram teores mais elevados na zona mosqueada ou no topo do saprólito.

Os corpos gossânicos, que marcam as zonas mais enriquecidas em sulfetos, são compostos essencialmente de

goethita com quartzo microcristalino, caolinita e sericita subordinados, além de fragmentos de veios. Ouro, prata e arsênio mostram uma tendência a se enriquecerem em profundidade. Nas zonas com teores mais elevados em ouro este apresenta-se normalmente em finas partículas visíveis ou até diminutas pepitas. Por outro lado, os teores de Mn, Co, Zn e Pb sofrem poucas variações nos perfis estudados, enquanto que Ni e Cr exibem um enriquecimento no topo desses últimos.

Supõe-se que durante a formação da cobertura laterítica, ouro e prata sofreram uma mobilização incipiente, provavelmente na forma de cloretos e/ou de complexos orgânicos enquanto que em meio gossânico estes elementos migraram preferencialmente sob forma de tiosulfatos. Em ambos os casos o ouro e a prata teriam sido fixados pelo hidróxido de ferro por adsorção e/ou coprecipitação.

Referente aos demais elementos traços, acredita-se que a sua mobilização ocorreu sobretudo na forma de sulfatos e conforme as condições físico-químicas do meio. A sua redistribuição e fixação nos produtos de alteração foi provavelmente controlada pela sua retenção pelo hidróxido de ferro mal cristalizado.

ABSTRACT

The geology of the Cachoeira area, Gurupi region, Northeastern Pará, essentially consists of a vulcano-sedimentary sequence mainly composed of highly mylonitized dacites and rhyodacites cut by NS to NNE-SSW oriented swarms of quartz veins and veinlets. In this context gold occurs in fine particles disseminated within the veins as well as in the host rocks which suffered intense carbonatization, or in close association with a sulfide paragenesis constituted of pyrite, arsenopyrite, chalcopyrite and sphalerite.

During Cenozoic time several planation surfaces developed, the remnants of which are capped by an upper phosphatic laterite, a more recent immature ferruginous laterite and a lower ferruginous sandstone layer. Moreover, small sized gossans formed early in this supergenic environment. In this work only the late lateritic cover and the gossans are considered.

The laterite consists of a thick saprolitic horizon, a mottled zone and an up to 3m thick duricrust composed of hematite, goethite, kaolinite and generally subordinated quartz. In this weathering mantle, gold as well as silver, though they are "invisible", are enriched in the upper part of the profile and, in particular, in the duricrust. On the other hand, the trace elements Zn, Mn, Ni, Co, Cr, Cu and As exhibit the highest contents in the mottled horizon or in the top of the saprolite.

The gossans mark restricted zones enriched in sulfides and are essentially composed of goethite, subordinate microcrystalline quartz, kaolinite and sericite, and veins fragments. Gold, silver and arsenic contents tend to increase with depth. Where gold reveals the highest contents, it normally occurs in visible particles and even in diminute nuggets. The Mn, Co, Zn and Pb contents show little variations along the profiles, while Ni and Cr show an enrichment in their top.

It is suggested that, during the formation of the lateritic cover, gold and silver underwent an incipient mobilization probably as chlorides and/or organic complexes while in gossan environment these elements migrated preferentially as thio-sulfates. In both cases, gold and silver deposition probably resulted from adsorption by and/or coprecipitation with iron hydroxide.

Concerning the other trace elements, they are thought to have been mobilized essentially as sulfates according to the physico-chemical conditions of the environment. Their redistribution and precipitation within the weathering products were likely controlled by their retention by poorly crystallized iron hydroxide.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - OBJETIVOS

Procurou-se, neste trabalho, caracterizar a natureza e evolução do manto intempérico do setor aurífero de Cachoeira, região do Gurupi, Pará, através de análise das diferentes formações supergênicas ali presentes e do estudo do comportamento do ouro e de alguns elementos associados (As, Ag, Cu, Pb, Zn, Mn, Co, Ni, Cr) no ambiente supergênico.

Com essa finalidade, tentou-se definir a distribuição e o modo de ocorrência do ouro e desses outros metais bem como determinar as zonas de enriquecimento em metais preciosos.

Além do estudo de detalhe das formações supergênicas foram descritas e identificadas as rochas que constituem o substrato pré-cambriano, assim como as mineralizações primárias associadas.

Espera-se ter contribuído, com este trabalho, a um melhor conhecimento dos processos intempéricos antigos, dos seus produtos e do comportamento do ouro no ambiente de alteração intempérica do nordeste do Pará.

1.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de Cachoeira localiza-se no município de Vizeu, estado do Pará, a 250 km de Belém-PA pela rodovia BR-316. Situada no interflúvio dos rios Piriá e Gurupi, ela marca a parte ocidental da tradicional região aurífera do Gurupi. Encontra-se

limitada geograficamente pelos paralelos 1° 42'54" S e 1° 47'30" S e meridianos 46° 33' 36" W e 46° 33' 12" W (Figura 1).

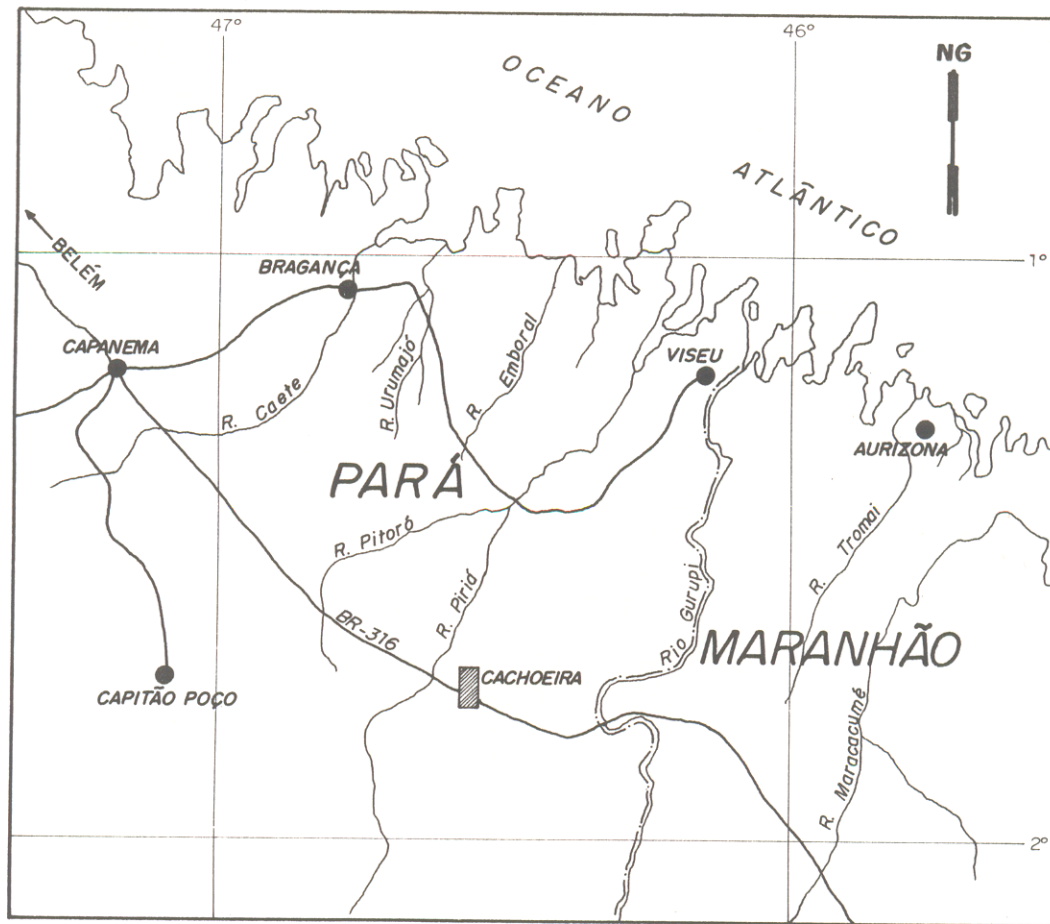
1.3 - METODOLOGIA

As atividades desenvolvidas incluíram levantamentos de campo com o apoio logístico da empresa de mineração C.C.O. que está desenvolvendo trabalhos de pesquisa na área, e análises em laboratórios do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará e da empresa "Geosol" de Belo Horizonte-MG, como também a colaboração do Laboratório de Geoquímica e Metalogênese da Universidade Pierre et Marie Curie, Paris VI, França.

1.3.1 - Fases de campo

Esta fase consistiu de três etapas de campo, sendo que a primeira, com duração de 3 dias, permitiu realizar uma avaliação preliminar da área e um reconhecimento inicial da geologia local. Nesta etapa foram coletadas amostras representativas de rochas do substrato e da cobertura de alteração.

Durante a segunda etapa de campo (15 dias), foram efetuados um mapeamento geológico de detalhe, o levantamento sistemático dos afloramentos naturais e artificiais do manto laterítico e dos gossans presentes na área bem como a amostragem de perfis verticais e laterais nos locais mais representativos. Em vista das análises químicas e ao estudo de partículas de ouro, um total de 48 amostras foi coletado em 7 perfis selecionados.



- CONVENÇÕES**
- MUNICÍPIOS
 - LIMITES INTERESTADUAIS
 - ESTRADAS
 - ~ RIOS e/ou IGARAPÉS
 - ▨ ÁREA DO TRABALHO

ESCALA
0 50 km

Figura 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE CACHOEIRA, REGIÃO DO GURUPI, PARÁ.

Cada amostra, com peso inicial de 50 kg foi triturada e peneirada em malha de 1 mm no campo. Após homogeneização e quarteamento, foram separados 1,5 kg de cada amostra para a realização das análises.

A terceira e última etapa de campo (4 dias), foi dedicada à coleta de amostras complementares e a verificações de campo. Nessa ocasião 5 novos perfis de alteração foram descritos e amostrados, totalizando 41 amostras, as quais foram submetidas ao mesmo tratamento descrito acima.

1.3.2 - Fase de laboratório

Nesta fase finalizou-se a preparação das amostras e executou-se nos laboratórios do Centro de Geociências/UFFa um programa de análises petrográficas, mineralógicas e químicas. As diferentes etapas desta fase consistiram de:

- Trituramento, peneiramento (100#), homogeneização, quarteamento e pesagem das amostras;
- Análises por difração de raios-x das porções friáveis da cobertura de alteração e interpretação dos difratogramas;
- Confecção de lâminas delgadas e secções polidas de algumas rochas representativas do substrato e das porções litificadas do manto intempérico, seguida de estudo petrográfico das mesmas;
- Análises químicas por espectrofotometria de absorção atômica (chama) de 14 elementos maiores e traços (Fe, Al, Si, Na, K, Ca, Mg, Cr, Mn, Zn, Ni, Co, Cu e Pb);
- Análises químicas por espectrofotometria de absorção

atômica (forno de grafite) de ouro após extração com solvente MIBK;

- Análises químicas por colorimetria de F e Ti; e
- Separação granulométrica e por elutriação das partículas de ouro e estudo morfológico das mesmas.

Foram igualmente efetuadas análises químicas por espectrofotometria de absorção atômica (chama) para ouro, prata e arsênio no laboratório da "Geosol" em Belo Horizonte-MG, assim como análises por microsonda eletrônica de algumas partículas de ouro e de diferentes amostras de formações supergênicas no Laboratório de Geoquímica e Metalogênese da Universidade Pierre et Marie Curie, Paris VI, França.

1.4 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Durante décadas têm sido estudadas e discutidas as condições físico-químicas que controlam a distribuição, transporte e deposição do ouro em condições endógenas, porém só recentemente as investigações voltaram-se para os fatores controladores do comportamento supergênico deste metal.

Desde a corrida ao ouro na Califórnia nos meados do século XIX (EVANS, 1981), os estudiosos admitem uma origem não detrítica para as pepitas de aluvião. Como efeito, o transporte do ouro sob a forma de partículas deveria causar uma redução do tamanho destas últimas, à semelhança do que acontece com os demais materiais detríticos. Conseqüentemente, já naquela época surgiu a idéia de que as pepitas encontradas longe dos depósitos primários deviam ter uma outra origem, e que o ouro podia ser

transportado através de processos outros que puramente físicos.

LIVERSIDGE (1893) e SIMPSON (1902) mencionaram a presença de cristais de ouro de alta pureza (baixo teor de prata) em várias pepitas provenientes de diversos depósitos das regiões leste e oeste da Austrália.

Em depósitos igualmente localizados na parte leste da Austrália, GIBB-MAITLAND (1919) notou, além da presença de ouro detritico, a ocorrência de ouro maciço, arborescente ou na forma de cristais, preenchendo fraturas, fendas e planos de clivagem, interpretando-o como sendo de origem secundária.

Em complemento a essas observações pioneiras, estudos experimentais demonstraram que o ouro é solúvel em presença de determinados íons, sendo a disponibilidade de tais íons no meio intemperico um fator fundamental no comportamento supergênico do metal.

MCCAUGHEY (1909) mostrou que soluções de sais férricos podem dissolver o ouro e que a adição de íons ferrosos a essas soluções, ao contrário, inibe a sua dissolução.

Em 1943, SMITH descobriu que o ouro pode, a baixas temperaturas, ser dissolvido em soluções de sulfato de sódio e subsequentemente precipitado. Constatou que essas mesmas soluções quando expostas ao ar, isto é, a condições oxidantes, podem formar sulfatos e tiosulfatos.

CLOKE & KELLY (1964) em acordo com estudos teóricos de KRAUSKOPF (1951), demonstraram que soluções ácidas, em presença do íon cloro em meio fortemente oxidante, produzem condições favoráveis para a dissolução do ouro.

LAKIN et al. (1974) mostraram que o ouro pode ser

dissolvido quando combinado com diferentes ions, tais como Cl^- , I^- , Br^- , $(\text{S}_2\text{O}_3)^{2-}$, SCN^- , CN^- e substâncias orgânicas.

Baseando-se em dados experimentais obtidos por polarografia, extração com solvente e difração de raios-x, BAKER (1978) mostrou que o ácido húmico pode dissolver, complexar e transportar o ouro.

BOYLE (1979) ressaltou que a oxidação de depósitos primários de ouro pode levar a um enriquecimento próximo à superfície, como resultado de processo químico envolvendo a migração do ouro após a remobilização deste elemento a partir da ganga e dos sulfetos. Evidenciou, ainda, que a mobilidade, concentração ou dispersão do ouro nesse processo são fortemente influenciadas pelo tipo de depósito, pela natureza dos minerais presentes e das rochas encaixantes, bem como pelo grau de fraturamento ou cisalhamento tanto das rochas encaixantes como dos próprios corpos mineralizados. Destacou, enfim, como fatores importantes, as condições climáticas, a posição do nível freático e os tipos de agentes orgânicos presentes no meio.

Estudando a possível contribuição da lateritização na acumulação do ouro em "placers", e considerando como exemplos depósitos da Califórnia e do Oregon no Estados Unidos e da Guiana Francesa, EVANS (1981) analisou as condições nas quais se efetua esse tipo de alteração e sugeriu uma possível influência desse ambiente na liberação e concentração do ouro em coberturas laterito-dentríticas.

Em trabalhos desenvolvidos em perfis lateríticos do oeste da Austrália, MANN (1984) estudou os controles da

mobilidade do ouro e da prata no ambiente supergênico e evidenciou a alta pureza de pequenos cristais de ouro principalmente quando associados a óxido de ferro. Apoiando-se nesse fato, concluiu que o ouro e a prata são normalmente dissolvidos, transportados e reprecipitados durante a lateritização. A dissolução destes metais é atribuída, essencialmente, a presença de soluções ácidas ricas em cloro. A conseqüente reprecipitação do ouro ocorre, segundo este autor, devido à diminuição da concentração de íons Cl^- por diluição, ao aumento do pH ou à redução do complexo AuCl_4^- em presença de Fe^{2+} . Os cloretos de prata não são reduzidos do mesmo modo por Fe^{2+} pois o potencial de oxidação do par Ag/AgCl é bem inferior ao do par $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$. Ocorre portanto uma separação Au/Ag e um refinamento químico durante a lateritização.

Para explicar a deposição do ouro supergênico e o desenvolvimento de pepitas em formações lateríticas e em solos de alguns depósitos da Austrália, WILSON (1984) considerou necessária a presença de alto teor de Cl^- nas águas de percolação, além da oxidação de sulfetos e/ou arsenietos portadores de ouro. Em condições físico-químicas adequadas ocorreria, de início, a formação do complexo AuCl_4^- . Havendo uma diminuição do conteúdo de Cl^- e aparecimento de condições ainda mais ácidas e oxidantes, este complexo seria desestabilizado levando à precipitação do ouro. Este autor ressaltou ainda que em condições alcalinas a neutras o ouro poderia ser mobilizado na forma de tiosulfatos $[\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2]^{3-}$, enquanto que em condições de clima úmido se formariam preferencialmente complexos orgânicos.

WEBSTER & MANN (1984), em trabalho sobre a migração do ouro e da prata em diferentes depósitos supergênicos do oeste da Austrália e da Nova Guiné, concluíram que a redistribuição secundária destes metais no perfil intempérico depende da natureza e da estabilidade dos complexos aniônicos presentes nos fluidos das zonas oxidadas.

Estudando a solubilidade do ouro e da prata no sistema Au-Ag-S-O₂-H₂O a temperatura de 25 °C e pressão de 1 atm, WEBSTER (1986) deduziu, com base em cálculos termodinâmicos, que a solubilidade destes metais está vinculada à formação de complexos com ligantes tiosulfato e bissulfeto. Os complexos de ouro seriam mais estáveis em soluções neutras a alcalinas, enquanto que os de prata mostrariam maior estabilidade na forma de tiosulfatos em meio moderadamente oxidante e na forma de bissulfetos em meio redutor e alcalino.

DAVY & EL-ANSARY (1986), em trabalhos de prospecção de ouro nas lateritas bauxíticas do sudeste da Austrália Ocidental, ressaltaram que o ouro, do mesmo modo que Ce, Cr, Cu, Mo e Fe pertence ao grupo de elementos que são mobilizados e reprecipitados dentro do próprio perfil de alteração e que a sua mobilidade depende dos tipos de rochas e minerais presentes, das variações de Eh e pH e do grau de retrabalhamento mecânico nas partes superiores do perfil laterítico.

Estudando o comportamento do ouro no processo de alteração supergênica nos depósitos de Summitville no Colorado, STOFFREGEN (1986) evidenciou que o ouro pode ser mobilizado em meio ácido, com baixo conteúdo de íons cloretos. Ressaltou que

apesar de alguns autores argumentarem que cloretos são necessários para a mobilização do ouro em meio ácido (CLOKE & KELLY, 1964; LAKIN et al. 1974), a acentuada diminuição do tamanho dos grãos em relação às partículas relativamente grossas do ouro primário e a associação deste metal com óxido de ferro de origem supergênica sugerem fortemente que houve dissolução sem a presença de altos teores de Cl. STOFFREGEN (1986) chamou ainda a atenção ao fato de que as transformações na morfologia e no tamanho dos grãos de ouro não são acompanhadas de evidências de transporte do metal para fora da zona oxidada, concluindo desse modo que o metal pode ser mobilizado nestas condições, porém somente a escala local.

ZEEGERS (1987), em trabalho visando a definir melhor os controles da mobilidade do ouro em ambiente laterítico, mostrou que, embora este metal seja considerado como normalmente estável no estado metálico, pode ser relativamente móvel em presença de ligantes [Cl⁻, Br⁻, (CN)⁻, (S₂O₃)²⁻ etc.], sofrendo notável redistribuição ou até mesmo uma lixiviação parcial a total do perfil de alteração.

NAIR et al. (1987) estudando os depósitos de "placers" auríferos no vale de Nilambur, sudoeste da Índia, observaram nas pepitas texturas superficiais e internas de redeposição em condições de baixa temperatura. Estes autores relacionaram essas feições de redeposição aos processos de lateritização.

Em trabalhos sobre lateritas e depósitos supergênicos de ouro no oeste da Austrália, BUTT (1988 e 1989) ressaltou que, embora numerosos ligantes sejam capazes de complexar e dissolver o ouro, os agentes ativos mais abundantes no meio intempérico

são: ions tiossilfato, ions Cl₂, ácidos húmicos e possivelmente ions cianeto, e que, mesmo que o ouro tenha sido liberado durante a lateritização em condições ideais de baixo pH, em ausência de um ligante apropriado o metal permaneceria imóvel.

LAWRANCE (1988), estudando a morfologia e a geoquímica do ouro supergênico no oeste da Austrália, notou que o metal mobilizado em perfis lateríticos pode ser reprecipitado formando cristais bem definidos e de alta pureza, ao contrário do ouro hipogênico que apresenta, geralmente, forma irregular e notável grau de impureza. Concluiu que, na área estudada, o ouro tinha sido remobilizado por cloretos de águas salinas oxidantes e reprecipitado por redução em ambiente supergênico. Acrescentou, ainda, que os fortes sinais de dissolução apresentados por parte do ouro secundário e a sua associação íntima com cristais de formas perfeitas sugerem mais de um episódio de dissolução/reprecipitação no processo supergênico.

No trabalho sobre a distribuição do ouro em perfis lateríticos de Mborguéné, oeste da República de Camarões, FREYSSINET et al. (1989a) destacaram a importância da dispersão do ouro, a qual aumenta em direção à crosta, e se traduz por um halo de cerca de 10 metros na rocha fresca e de 50 a 100 metros no horizonte pisolítico.

Em trabalho realizado no sul do Mali, FREYSSINET et al. (1989b) evidenciaram que a lateritização é um processo capaz de mobilizar até mesmo um metal relativamente não muito solúvel como o ouro e que o grau de remobilização aumenta com a intensidade do intemperismo, chegando a ter a sua expressão

máxima no horizonte ferruginoso. Ressaltaram ainda que durante a lateritização o processo de dissolução /reprecipitação implica geralmente em dispersão do ouro nos perfis de alteração, principalmente no horizonte ferruginoso, fato a ser levado em consideração na exploração geoquímica.

VLASSOPOULOS & WOOD (1990), em pesquisa sobre a especiação do ouro em águas naturais, concluíram que num meio rico em sulfetos e em condições oxidantes, $Au(S_2O_3)^{3-}$, $AuHS_2^-$ e/ou $Au(HS)_2^-$ são os compostos mais estáveis nas soluções percolantes, e que, dependendo da concentração de bissulfetos e tiosulfatos no meio, a mobilização do ouro na forma de cianetos nos solos pode ser significativa. Ainda segundo estes autores, na ausência destes ligantes, como é comum em águas naturais, o ouro dissolvido encontra-se predominantemente sob a forma hidrolizada $AuOH(H_2O)^0$.

FREYSSINET et al. (1990) e ROQUIN et al. (1991), em estudos sobre a influência dos cupins na concentração do ouro nas lateritas, destacaram que no oeste da África esses artrópodos são muito comuns e têm um importante papel no transporte do metal através da transferência de partículas de argila, silte e areia fina, do "bedrock" para partes mais superficiais dos perfis.

SEA et al. (1990), estudando a dispersão do ouro em meio laterítico na região de Misseni (Mali), notaram que o ouro se enriquece preferencialmente na crosta ferruginosa, apresentando, no entanto, certos níveis de enriquecimento no saprólito, provavelmente em razão das variações do nível hidrostático.

Através de estudos experimentais, MACHESKY et

al. (1991) mostraram que a adsorção é outro importante fenômeno na mobilização e dispersão do ouro em lateritas, fato esse evidenciado pela capacidade da goethita de adsorver ânions cloreto de Au(III) e, em menores proporções, quantidades de tiosulfato de Au(I).

BOWELL et al. (1991), em estudo sobre as características químicas e mineralógicas de perfis intempéricos em Gana, ressaltaram que o ouro é liberado do minério hipogênico por dissolução química sob a forma de tiosulfatos, cianetos e complexos orgânicos em águas com pH entre 5,1 a 6,8. Destacaram ainda que após a dissolução, a reprecipitação do ouro ocorre predominantemente "in situ".

Em trabalhos desenvolvidos nas lateritas do vale de Nilambur, na Índia, NARAYANASWAMY & KRISHNAKUNAR (1991) notaram a presença de pepitas de ouro secundário bem como um enriquecimento neste elemento na laterita (até 2,38ppm) em relação à rocha fonte (0,02ppm). Atribuíram a migração do ouro e a sua conseqüente precipitação no decorrer do processo de lateritização à presença nas soluções do complexo $AuCl_4^-$ e ao aumento do pH e à diminuição da concentração de íons Cl^- respectivamente.

BENEDETTI & BOULEGUE (1991), estudando o mecanismo de transferência e deposição do ouro em ambientes supergênicos, assinalaram que as diferentes propostas referentes à mobilização do metal nessas condições são sobretudo baseadas em estudos indiretos de partículas de ouro e que, até agora, não existem dados sobre a dissolução e transporte do ouro em soluções

intempéricas verdadeiras. Contudo, através de cálculos de especiação e dados de campo, estes autores concluíram que a solubilidade do ouro é controlada principalmente por complexos tiosulfato de ouro $[Au(S_2O_3)_2]^{3-}$.

Estudos experimentais sobre a capacidade de adsorção do ouro pela goethita e hematita sintéticos realizados por ENZWEILER & JOEKES (1991) demonstraram que o enriquecimento deste elemento nas lateritas pode também estar relacionado à existência de ouro coloidal. Ressaltaram ainda que o grau de afinidade entre partículas de cargas opostas depende da composição do meio, em particular, da presença de eletrólitos inertes que favorecem o efeito de coagulação mútua.

SANTOSH & OMANA (1991), usando métodos tais como microscopia e microsonda eletrônica, evidenciaram nas formações lateríticas de Nilambur, sudeste da Índia, o crescimento de partículas de ouro secundário assim como a alta pureza do metal (99,93% Au). A lateritização foi considerada por estes autores como responsável pela gênese dessas partículas.

No Brasil, os primeiros estudos sobre o ouro supergênico são relativamente recentes. Iniciaram-se com a descoberta das ocorrências auríferas de natureza laterítica de Fazenda Nova (Goiás), Cassiporé (Amapá), Jatobá (Mato Grosso), Carajás (Pará), Fazenda Brasileiro (Bahia) dentre outras.

Com base em trabalho bibliográfico sobre os depósitos de ouro de enriquecimento supergênico e trabalhos realizados em depósitos lateríticos no estado de Goiás, OLIVATTI (1982) concluiu que um clima tropical e períodos erosivos prolongados, resultando na formação de superfícies aplainadas de extensão

regional, são fatores importantes para a concentração deste metal em condições intempericas. Desse modo, a lateritização pode promover um enriquecimento do ouro, desde que as rochas afetadas pelo processo intempérico estejam pré-enriquecidas neste elemento.

BHASKARA RAO et al. (1983) notaram a ocorrência de ouro fino lamelar e de pequenas pepitas em concentrações lateríticas sobre rochas meta-ultramáficas magnesianas em Fazenda Nova no estado de Goiás. Ressaltaram também que o ouro foi mobilizado através da dissolução química e reprecipitado principalmente durante a lateritização.

Em trabalho realizado nos depósitos de ouro elúvio-laterítico de Jatobá, Mato Grosso, SANTOS (1984) descreveu o ouro supergênico como muito fino, ressaltando, no entanto, a presença eventual de pepitas milimétricas, e atribuiu ao processo de lateritização o papel principal na mobilização e concentração do metal no solo.

VEIGA et al. (1985) realizaram estudos na província aurífera de Cassiporé- Amapá e destacaram que nessa região um intenso intemperismo resultou na formação de depósitos de ouro economicamente interessantes em horizontes saprolíticos em aluviões. Segundo estes autores, a remobilização e o enriquecimento do ouro seriam devidos a processos lateríticos recentes.

Em estudo realizado sobre concentrações de ouro em lateritas do Mato Grosso, MICHEL (1987) assinalou a presença de cristais de ouro euédricos, originados após a solubilização do

metal liberado junto com o ferro durante a oxidação de sulfetos auríferos no processo de lateritização.

OLIVEIRA et al. (1991), através de cálculos estatísticos, interpretaram o enriquecimento em Au e Ag de formações gossânicas na região de Luiziana, Goiás, como consequência da alteração de sulfeto de ferro portadores destes elementos. Não descartam, no entanto, a possibilidade de Au e Ag serem derivados de sulfetos de Pb e Zn e separados destes últimos elementos devido à diferença de mobilidade em ambiente supergênico.

OLIVEIRA & CAMPOS (1991), estudando as crostas ferruginosas portadoras de ouro na região de Cuiabá, estado do Mato Grosso, mencionaram que o ouro supergênico encontrado no horizonte saprolítico apresenta sinais de dissolução na forma de figuras de corrosão na superfície das partículas. Por outro lado, na crosta, a formação de ouro secundário é, segundo estes autores, indicada pelo tamanho das pepitas, pela pureza do metal e pela estreita relação entre o ouro e os oxi-hidróxidos de ferro neoformados.

Em recente estudo sobre as ocorrências auríferas lateríticas de Gentio do Ouro, estado da Bahia, GRIMM & FRIEDRICH (1991) notaram que o ouro supergênico se apresenta principalmente em partículas muito finas na forma de felpas e/ou em pepitas grossas, encontrando-se raramente intercrescido com quartzo ou minerais de alteração ricos em ferro.

PORTO (1991), pesquisou o depósito de ouro de Mara Kosa no estado de Goiás e interpretou os "stone lines" auríferos ali presentes como produtos de retrabalhamento de uma antiga

superfície laterítica, sugerindo que, apesar das evidências de dissolução e reprecipitação química do ouro, o enriquecimento foi predominantemente residual.

Na zona de enriquecimento supergênico do depósito de Fazenda Brasileiro, na Bahia, VASCONCELOS & KYLE (1991) distinguiram dois tipos de ouro secundário: um associado a sulfatos e arseniatos em níveis mais profundos do perfil, e um outro associado a oxi-hidróxidos de Fe e Al ou caolinita em níveis mais superficiais.

ANDRADE et al. (1991) empenhados em investigações sobre a distribuição e a mobilidade do ouro supergênico através da análise de águas e da vegetação nos prospectos Bahia (Au-Cu) e Salobo (Cu-Au) na região de Carajás-Pará, mostraram que a fitoquímica pode ser um método útil na exploração do ouro, mas que águas drenando o manto intemperico em áreas de floresta tropical úmida e de relevo pouco acentuado acusam valores que podem não ser representativos.

SILVA et al. (1991a), estudando o comportamento geoquímico do ouro em perfis de alteração na área Salobo 3A, Serra dos Carajás-Pará, concluíram que a distribuição e o eventual enriquecimento do ouro na cobertura intempérica foram controlados sobretudo pela quantidade e natureza da mineralização sulfetada presente na rocha matriz, pelas variações no regime hidrológico e pela formação mais ou menos expressiva de produtos secundários. Ressaltaram ainda que a concentração de ouro deu-se principalmente através de remobilizações e enriquecimentos absolutos, embora acumulações residuais tenham igualmente

ocorrido, em particular na parte superior do perfil.

Investigações realizadas na área Pojuca-Leste, igualmente na Serra dos Carajás, por SILVA et al. (1991b) permitiram evidenciar um certo enriquecimento de ouro na crosta laterítica. Por outro lado o padrão de distribuição irregular deste elemento na espessa zona saprolítica sugere, segundo os autores, que a remobilização e reprecipitação do ouro foram em grande parte controladas pelo rebaixamento do lençol freático, causado por variações climáticas e/ou eventos tectônicos durante um longo período.

COSTA & COSTA (1991) estudando a distribuição do ouro no perfil laterítico do Morro da Mina, região de Cassiporé-Amapá, mostraram que os teores mais elevados e mais regulares de ouro, se encontram na fração fina do horizonte ferruginoso concrecionário e que esse nível tende a refletir as concentrações de metal presentes no substrato.

Na área de Cachoeira-Pará, objeto desta pesquisa, quase não se tem registro de trabalhos específicos sobre o ouro supergênico, podendo ser mencionado apenas um estudo orientativo preliminar para a prospecção geoquímica realizado por GONÇALVES et al. (1985). Mais recentemente, num trabalho visando a um melhor conhecimento do quadro geológico e estrutural da mineralização aurífera primária, BETTENCOURT et al. (1991) mencionaram um certo enriquecimento em ouro na zona ferruginosa e saprolítica do espesso perfil de alteração. Por último, TRARBACH & KOTSCHOUBEY (1991) fizeram considerações preliminares sobre a distribuição e o comportamento do ouro supergênico nas formações lateríticas e gossânicas da área em apreço.

Em síntese, há consenso entre a maioria dos estudiosos que em ambiente intempérico e condições físico-químicas adequadas, o ouro pode ser solubilizado e mobilizado. Os principais fatores que controlam o comportamento do ouro no meio supergênico são: o tipo de ocorrência primária, a natureza (por exemplo sulfetada ou não), da mineralização, da ganga e das rochas encaixantes, o clima, a posição do nível freático, o pH e o Eh do meio e a natureza dos ligantes disponíveis (ions de cloro, tiosulfato, nitrato, compostos orgânicos dentre outros).

As principais divergências notadas nos trabalhos consultados dizem respeito sobretudo aos tipos de ligantes e as condições de pH e Eh capazes de promover a dissolução e migração do ouro, inclusive a sua dissociação da prata, elemento ao qual está normalmente estreitamente ligado na mineralização primária. Cabe, no entanto, ressaltar que em que concerne o meio laterítico "sensu stricto", isto é, um ambiente no qual a ausência ou a pouca quantidade de sulfetos permitem uma evolução em condições de acidez moderada e de baixos teores de compostos sulfatados, alguns autores defendem, após a dissolução, uma reprecipitação praticamente "in situ" ou, quando muito, uma mobilização muito restrita. No caso contrário, o conteúdo mais significativo de sulfetos na rocha matriz, pode influenciar sobremaneira o processo de alteração, criando condições físico-químicas particulares mais próximas das condições gossênicas.

Outro ponto polêmico refere-se à capacidade do processo intempérico de levar à concentração secundária do ouro. Com efeito, enquanto alguns autores consideram que a alteração

supergênica permite a concentração do metal, seja no horizonte ferruginoso ou no topo da zona mosqueada do manto residual, outros, ao contrário, defendem a idéia da sua dispersão nas mesmas condições.

Acredita-se, contudo, que na realidade, a dissolução e migração de ouro não ocorrem apenas em função da disponibilidade de um ou outro ligante específico e sim que eles dependem, como sugerido por vários autores, de um conjunto de fatores inclusive da presença simultânea de vários agentes ligantes no meio intempérico, daí a grande diversidade de situações descritas na literatura.

2 - ASPECTOS FISIOGRAFICOS

2.1 - CLIMA E VEGETAÇÃO

O clima na área de Cachoeira caracteriza-se por duas estações distintas: uma seca com raras chuvas e estiagens prolongadas de junho a novembro e outra, chuvosa, no restante do ano (COSTA et al. 1977).

A vegetação de tipo capoeira, também definida como vegetação secundária por ACKERMANN (1964), predomina na região. Trata-se de uma vegetação de pequeno porte, típica de solos empobrecidos pela intensa lixiviação. A área em apreço sofreu um desmatamento desordenado como resultado da atividade garimpeira e dos trabalhos de prospecção desenvolvidos no setor (Figura 2).

2.2 - RELEVO

As feições geomorfológicas locais consistem de um alinhamento de morros de cerca de 4 km de extensão, de direção geral NNE/SSW, onde foi possível distinguir 3 superfícies principais (Figura 3). A primeira é sustentada por uma espessa couraça de laterita fosfática e está reduzida atualmente ao topo do morro de Cansa Ferna (COSTA, 1980) que alcança uma altitude de 140m e domina toda a região (Figura 4). A segunda, situada a cerca de 40m abaixo, está marcada por uma crosta laterítica ferruginosa mais recente, que sustenta feições tabulares sub-horizontais com encostas bastante íngremes, particularmente bem representadas no setor setentrional da área (Figura 4). A terceira superfície, situada 30m abaixo da anterior, é sublinhada



Figura 2. Vegetação tipo floresta degradada/capoeira e pastagens da área de Cachoeira, nordeste do Pará.

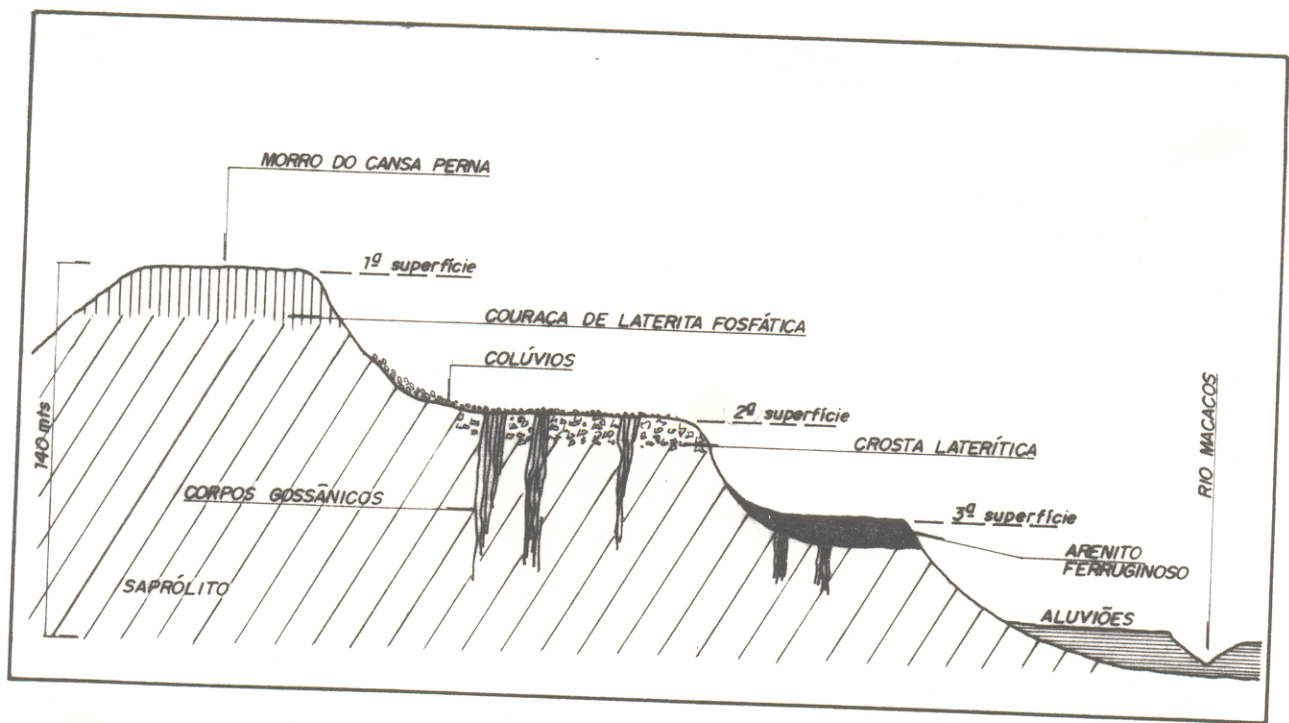


Figura 3 - PERFIL ESQUEMÁTICO MOSTRANDO AS DIFERENTES SUPERFÍCIES NA ÁREA DE CACHOEIRA-PA.



Figura 4. Vista, no segundo plano à direita, da primeira superfície sustentada pela laterita fosfática do Morro do Cansa Perna, e no primeiro plano, a superfície intermediária sustentada pela laterita ferruginosa.

por um horizonte de arenito brechóide ferruginoso melhor preservado no setor sul de Cachoeira (Figura 5). O desnível entre esta última superfície e a Área rebaixada circunvizinha é de 20 a 30 m (Figura 6).



Figura 5. Arenito brechóide ferruginoso sustentando a terceira superfície na parte meridional da área de Cachoeira, nordeste do Pará.



Figura 6. Vista parcial da zona rebaixada e aplainada a NW do setor Xicá (Área de Cachoeira, nordeste do Pará).

3 - CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL

A geologia da região do Gurupí, que abrange o nordeste do Pará e o extremo noroeste do Maranhão, já foi assunto de diferentes trabalhos. Dentre aqueles que mais contribuíram para um melhor conhecimento da estratigrafia regional destacam-se os de MOURA (1936), FRANCISCO et al. (1971), NUNES et al. (1973), COSTA et al. (1977), ABREU et al. (1980), ABREU & HASUI (1980), TRUCKENBRODT & CORREA (1985), IGREJA (1985) e ABREU (1991).

O quadro lito-estratigráfico dessa região, segundo ABREU (1991), é mostrado de forma resumida na Figura 7 e inclui rochas com idades que variam do Arqueano ao Eopaleozóico, pertencentes ao Complexo Maracaçumé, às Formações Santa Luzia, Gurupí, Vizeu, Igarapé de Areia e Piriá, bem como à Sequência Camiranga e à intrusões magmáticas relacionadas aos ciclos Transamazônico e Brasileiro.

As formações mais recentes consistem de coberturas lateríticas imaturas, gossans, bem como em acumulações aluvionares e coluviais comuns na região.

3.1 - COMPLEXO MARACAÇUME

Definida inicialmente como Associação Metamórfica Maracaçumé por COSTA et al. (1977), e classificada como complexo por ABREU et al. (1980), esta unidade constitui o embasamento de idade arqueana. O Complexo Maracaçumé é composto essencialmente de gnaisses de tipos variados e composição











EDN/ ERA	EVENTO TERMO-TECTÔNICO	UNIDADE LITO-ESTRATIGRÁFICA	CARACTERÍSTICAS PRINCIPAIS
PALEOZÓICO		 SEQUÊNCIA CAMIRANGA	- Sedimentação restrita a zonas tectonicamente abatidas; sequências com influência glacial.
PROTEROZÓICO SUPERIOR A MÉDIO	EVENTO BRASILIANO <hr style="border-top: 1px dashed black;"/> EVENTO URUAQUANO(?)	 SUÍTE GRANITÓIDE BRASILIANA ? ~~~~~ ?  NEFELINA - SIENITO DE BOCA NOVA	- Reativação de descontinuidades com colocação de alcalinas e rochas densas de uma fase rifte talvez em eventos distintos. - Retrabalhamento crustal com formação de granitóides (Ney Peixoto - 544 ± 22 Ma.); metamorfismo no domínio da zona móvel. - Preenchimento sedimentar de fossas restritas. - Imbricação tectônica.
PROTEROZÓICO INFERIOR	EVENTO TRANSAMAZÔNICO	 SUÍTE GRANITÓIDE TRANSAMAZÔNICA    	- Metamorfismo em fácies xisto verde. - Granitóides de Tracuateua e Mirasselas (2.0 Ga.) - Redobramento das supracrustais Santa Luzia. - Zona de Cisalhamento Tentugal induzindo deformações e arqueamentos nas supracrustais do domínio orotônico. Transcorrência.
ARQUEANO	EVENTO JEQUIÉ	 FM. STA. LUZIA  COMPLEXO MARACAÇUMÉ	- Metamorfismo em fácies anfibolito e talvez granulito (?); migmatização. Dobramento das supracrustais Sta. Luzia. Eventos termo-tectônicos mais antigos. (?)

Figura 7 - COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA REGIÃO DO GURUPI (COMPILADO DE ABREU, 1991).

granítica à tonalítica, migmatitos e corpos anfibolíticos subordinados. O litotipo predominante, segundo ABREU (1991), é o gnaisse tonalítico de granulação grossa e textura granoblástica, composto, em ordem de abundância, de andesina, hornblenda, quartzo e feldspato potássico.

3.2 - FORMAÇÃO SANTA LUZIA

A Formação Santa Luzia, definida por ABREU & HASUI (1980) e considerada igualmente como arqueana por ABREU (1991), é composta de biotita-xistos, muscovita-xistos, xistos-granatíferos, xistos a estauroлита e xistos grafitosos.

Embora em trabalhos anteriores essas rochas tenham sido definidas como pertencentes ao Grupo Gurupi (COSTA et al. 1977) as marcantes diferenças estruturais e de grau metamórfico entre estes xistos e as demais rochas da região permitiram a individualização desta unidade por ABREU & HASUI (1980).

3.3 - FORMAÇÃO GURUPI

A Formação Gurupi (ABREU et al. 1980), de provável idade proterozóica inferior segundo ABREU (1991), compreende metamorfitos de baixo grau tais como ardósias, filitos, metagrauvascas, metatufos ácidos a básicos, metariolitos e ocorrências menos expressivas de quartzitos e formações ferríferas. O avançado estágio de meteorização dessas rochas dificulta em superfície uma caracterização mais precisa dos seus aspectos mineralógicos e texturais.

Segundo ABREU (1991), uma característica fundamental desta unidade é a intensidade do cisalhamento que a afetou bem como a presença de várias gerações de veios de quartzo que contêm, em muitos locais, significativa mineralização aurífera.

3.4 - FORMAÇÃO VIZEU

Esta formação corresponde aos epimetamorfitos que ocorrem no município de Vizeu, estado do Pará (ABREU et al. 1980). As rochas mais comuns são metarenitos com estratificação cruzada e níveis conglomeráticos que, em direção ao topo, dão lugar a metapelitos representados por metargilitos e ardósias.

Esta unidade foi considerada como sendo de idade proterozoica inferior por ABREU (1991).

3.5 - FORMAÇÃO CHEGA TUDO

Descrita informalmente por ABREU et al. (1980) esta unidade seria de idade proterozóica inferior, segundo ABREU (1991). Esta formação compreende um conjunto de rochas portadoras de mineralização aurífera que inclui camadas de xistos grafitosos e níveis conglomeráticos intercalados em quartzo-sericita-xistos e clorita-actinolita-xistos.

3.6 - FORMAÇÃO IGARAPE DE AREIA

Esta unidade foi definida por ABREU et al. (1980) como uma sequência de rochas sedimentares representadas principalmente

por arcósios e arenitos grossos com estratificação cruzada, comportando leitos de conglomerados na base e termos pelíticos na sua parte superior.

ABREU (1991) atribuiu também a esta formação uma idade proterozóica inferior.

3.7 - FORMAÇÃO PIRIÁ

A Formação Piriá foi definida por TRUCKENBRODT & CORREA (1985) como uma sequência de espessura reduzida, composta de arcósios, grauvacas e rochas pelíticas do Proterozóico Superior ou Eopaleozóico. Foram também descritos arenitos e folhelhos de coloração cinza à cinza esverdeado como importantes litotipos desta formação.

3.8 - SEQUENCIA CAMIRANGA

A Sequência Camiranga do Paleozóico Superior (IGREJA, 1985) é uma formação sedimentar de origem predominantemente glacial, constituída de orto e para-conglomerados com intercalações de arenitos e siltitos. Esta unidade recobre discordantemente as unidades anteriores e a sua ocorrência se restringe a zonas tectonicamente abatidas (grabens e semi-grabens).

3.9 - ATIVIDADE MAGMÁTICA

As manifestações magmáticas marcaram dois períodos distintos:

3.9.1 - Ciclo transamazônico

Este ciclo é representado pela Formação Tromai (COSTA et al. 1977), suite anorogênica composta, segundo estes autores, de rochas granitóides intrusivas: tonalitos, granodioritos, trondhjemitos e granitos, e rochas extrusivas: quartzo andesitos, riolitos e tufos dacíticos.

Com base em estudos recentes, ABREU (1991) propôs restringir a Formação Tromai aos corpos granitóides de Tracuateua, Mirasselas, Luis Domingues, Piabas e outros de composição granítica à granodiorítica. Por outro lado, atribuiu à Formação Gurupi os riolitos, andesitos e tufos dacíticos, e ao embasamento, os tonalitos e trondhjemitos.

3.9.2 - Ciclo brasileiro

Durante este período tiveram lugar manifestações magmáticas representadas pelas intrusões alcalina de Boca Nova (JOMÓ, 1980; VILLAS, 1982; LOWELL & VILLAS, 1983) e granítica de Ney Peixoto (FRANCISCO et al., 1971; VILLAS, 1982) dentre outras.

3.10 - ASPECTOS ESTRUTURAIS

As investigações efetuadas por COSTA et al. (1977), ABREU et. al (1980), ABREU & HASUI (1980), ABREU & LESQUER (1985), COSTA et al. (1988), e ABREU (1990) permitiram uma melhor compreensão e caracterização dos principais elementos estruturais na região NE do Pará/ NW do Maranhão.

No domínio das unidades pré-cambrianas, foram

definidos dois conjuntos estruturais maiores: o cinturão de cisalhamento Gurupí e a faixa de cisalhamento Tentugal resultante de dois eventos tectônicos de caráter regional. O cinturão Gurupí mais antigo caracteriza-se por uma foliação milonítica com direção geral WNW-ESE e mergulhos para SSW, além de uma lineação de estiramento orientada na direção NNE-SSW com mergulhos médios de 40 graus. A estruturação mais recente, da faixa de cisalhamento Tentugal, que separa a faixa do dobramento Gurupí do Craton São Luis, impôs modificações significativas na geometria das formações rochosas constituintes do cinturão Gurupí. Essa faixa consiste de um feixe de zonas de cisalhamento subverticais com movimento sinistral orientadas nas direções NW-SE, W-NW, E-W e N-S. Os diversos litotipos presentes no domínio dessa estrutura foram fortemente remilonitizados e afetados por acentuado hidrotermalismo.

Observam-se ainda na região duas direções preferenciais de falhamentos e fraturamentos, uma com orientação NW-SE a WNW-ESE, correspondendo ao Arco Ferrer - Urbano Santos da Costa Atlântica. A outra, com direção NE-SW, controla de forma marcante o padrão de drenagem tanto de primeira como de segunda ordem.

4 - GEOLOGIA LOCAL

4.1.- INTRODUÇÃO

A área estudada (Figura 8) corresponde à parte de uma zona de cisalhamento de direção geral N-NE com cerca de 1 km de largura a qual se estende vários quilômetros para sudoeste em direção ao eixo principal da Faixa de Cisalhamento Tentugal (ABREU et al. 1980). Distinguem-se por um lado uma sequência vulcano sedimentar fortemente cisalhada e hidrotermalizada e por outro formações residuais variadas.

4.2 - SEQUENCIA VULCANO SEDIMENTAR

4.2.1 - Generalidades

Devido ao alto grau de alteração das rochas e à notável espessura do manto intempérico, as boas exposições são raríssimas na área o que impede se ter, em superfície, uma melhor visão do quadro geológico. No entanto, com base, principalmente, em estudo petrográfico e análises químicas (Tabela 1) de testemunhos de sondagem e de material oriundo de escavações (shafts e galerias), foi possível identificar as principais formações presentes e determinar as suas características texturais e estruturais. Ademais, o trabalho de BETTENCOURT et al. (1991) e informações fornecidas pela empresa Geoser (informação verbal) permitiram definir melhor o contexto litológico.

4.2.2 - Principais tipos litológicos

Foi possível caracterizar como principais litotipos rochas vulcânicas/subvulcânicas de composição dacítica, com

46° 33' 36"

46° 33' 12"

1° 42' 54"

LEGENDA



Laterite Ferruginosa imatura



Gossan



Formação Gurupi - metassedimentos, metatufos e metavulcânicas a subvulcânicas predominantemente ácidas, intensamente cisalhados.



Atitude de Foliação



Zonas de Cisalhamento



Alinhamentos Fotogeológicos (falhas e fraturas)



Morros e Platôs



Drenagem principal (rio)



Drenagem secundária (igarapés e grotas)



Mina de Ouro



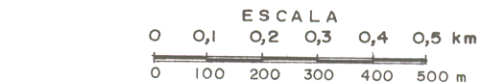
Estrada não pavimentada



Rodovia

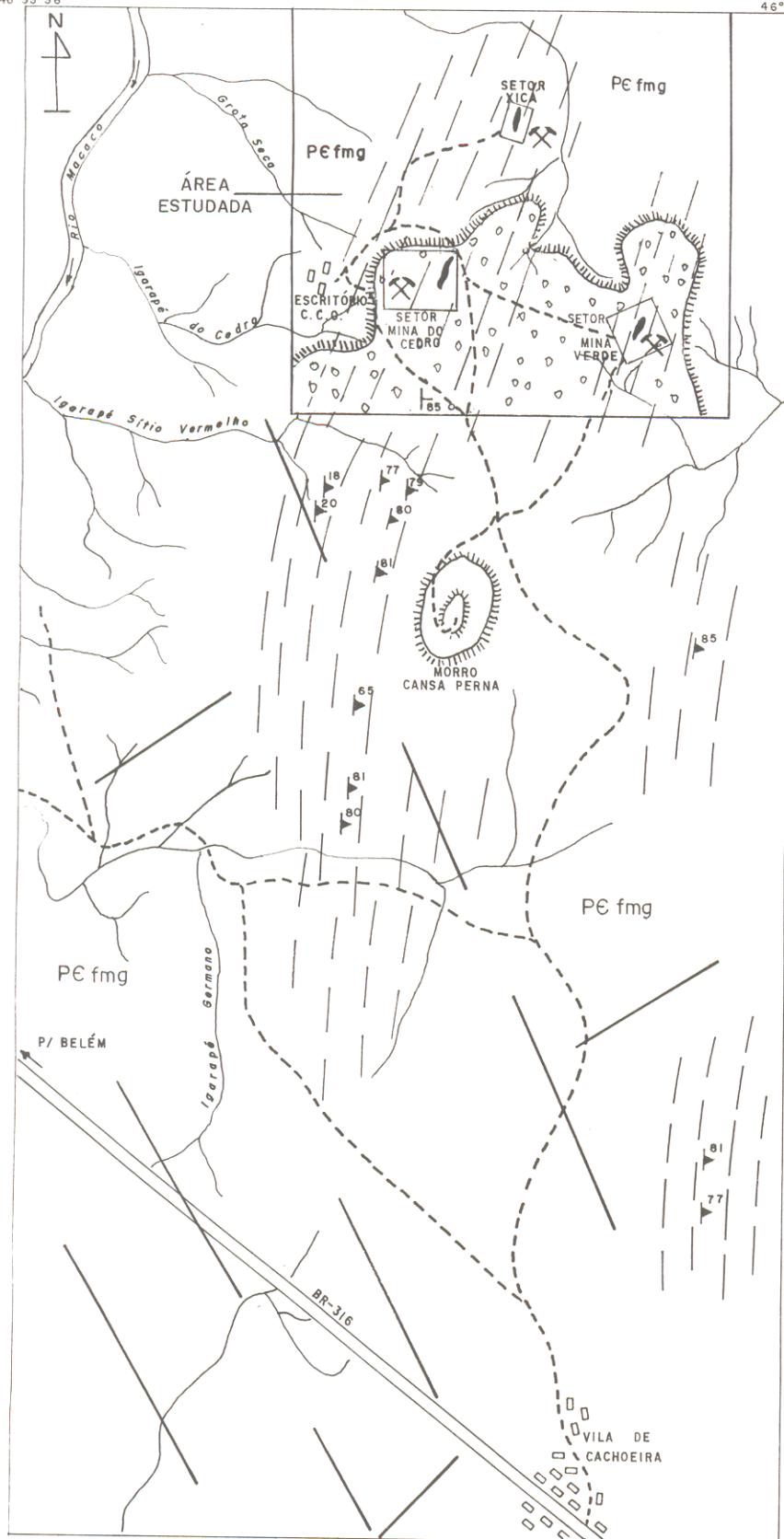


Vilarejo



- Mapa modificado de GEOSER (1985)

Figura 8 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO E GEOLÓGICO DA ÁREA DE CACHOEIRA, REGIÃO DO GURUPI, PARÁ.



1° 47' 30"

Tabela 1 - Análise química de algumas rochas do substrato da área de Cachoeira, Gurupi, Pará (elementos principais em % e traços em ppm).

amostra rocha	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	Cr	Mn	Zn	Ni	Co	Cu	Pb	Au	Ag	As	total
MT-82 Dacito	39,4	8,8	9,9	0,3	10,1	9,4	0,5	1,8	0,3	10,5	479	1557	71	405	64	97	30	0,5	2,0	1950	98,1
MT-83b Dacito	40,4	16,4	13,1	1,0	1,9	4,3	6,2	1,6	2,0	10,8	63	757	98	98	64	40	nd	1,0	nd	5900	98,5
MT-84b Metagranvaca	55,3	15,1	7,5	0,9	2,8	2,4	4,0	3,3	0,3	8,3	63	500	64	18	38	41	nd	nd	nd	70	99,8
MT-85 Tufobasico	35,7	14,4	17,8	2,5	3,7	11,4	1,5	0,2	0,4	11,6	344	1053	112	307	83	100	nd	nd	1,0	210	99,0
MT-86 Dacito	57,0	17,5	6,8	0,9	0,8	2,0	4,6	3,6	0,2	7,5	100	546	74	80	44	45	50	nd	nd	115	100,0

nd - não detectado

textura porfirítica ou não, às vezes com sinais de milonitização, bem como milonitos cuja composição original foi totalmente obliterada por intenso hidrotermalismo.

As rochas dacíticas são compostas de plagioclásio (albita-oligoclásio), quartzo, feldspato potássico e quantidades variadas de carbonato, clorita, sericita, epidoto, titanita, apatita e opacos. Texturalmente mostram pequenas variações, destacando-se a textura microporfirítica dada por fenocristais de plagioclásio (albita-oligoclásio) e quartzo, normalmente subédricos a euédricos, imersos em matriz microcristalina equigranular, formada principalmente de plagioclásio e quartzo e de concentrações subordinadas de carbonato e sericita na forma de agregados. Essas rochas exibem eventualmente uma textura lepidoblástica definida pela orientação de minerais micáceos.

As rochas intensamente milonitizadas apresentam granulação fina são compostas predominantemente de carbonato, quartzo, clorita e sericita havendo ainda opacos subordinados. Mostram uma textura milonítica marcante com porções granoblásticas lenticulares compostas essencialmente de carbonato e quartzo limitadas e contornadas por faixas cloríticas sub-paralelas.

O mineral mais abundante é o carbonato (>60%) que se apresenta em cristais subidioblásticos e xenoblásticos, com hábito tabular a granular e tamanho variando de 0,2 a 1mm. Esses cristais, por vezes, exibem maclamento polissintético.

A clorita ocorre em quantidades bem menores (<10%) sob a forma de cristais subidioblásticos com hábito tabular.

O quartzo constitui aproximadamente 10% da rocha e ocorre em geral em pequenos cristais, com dimensões geralmente inferiores a 0,5mm. Esses cristais mostram feições xenoblásticas, por vezes exibindo extinção ondulante e formas estiradas com recristalização em subgrãos.

Apenas localmente foi evidenciado a presença de outras rochas, compostas predominantemente de clorita, talco e quartzo. Não obstante os sinais de intemperismo observados nessas rochas, tal associação mineralógica sugere tratar-se de rochas básicas e/ou ultrabásicas afetadas por cisalhamento e alteração hidrotermal. Esses litotipos corresponderiam aos descritos na área por BETTENCOURT et al. (1991) como metavulcanitos ultramáficos afaníticos de natureza provalmente komatiítica, compostos sobretudo de talco, carbonato, tremolita e clorita, ou como rochas intensamente milonitizadas, de granulção fina e composição toleítica a andesítica, formando corpos alongados dispostos ao longo do sistema de cisalhamento. Estes mesmos autores distinguiram na área de Cachoeira uma sequência de metatufos de composição ácida e básica, com intercalações de turbiditos, grauvacas e siltitos.

Além das rochas até aqui descritas, também foram encontradas lentes de espessura decimétrica de chert cinza esverdeado claro em várias exposições, intercaladas na sequência vulcano-sedimentar.

Abundantes veios e vênulas de quartzo, muitas vezes constituindo feixes ou enxames do tipo "stockwork", encontram-se encaixados nas zonas mais intensamente milonitizadas, apresentando uma direção geral N-S a NE-SW.

Em termos gerais, o hidrotermalismo resultou numa alteração conspícua das diferentes rochas, ressaltando-se a carbonatação, como efeito mais marcante, além da sericitização, a cloritização e a albitização. A silicificação observa-se apenas localmente.

4.2.3 - Mineralizações

Uma paragênese sulfetada, composta sobretudo de arsenopirita e pirita em cristais euédricos isolados ou em pequenos agregados disseminados, e de calcopirita e blenda muito subordinadas, ocorre tanto nos veios como na rocha encaixante, principalmente nas zonas que apresentam alto grau de deformação e de alteração hidrotermal. O ouro, por sua vez, encontra-se sobretudo nos veios e vênulas de quartzo e na sua forma livre, em partículas muito finas, embora possam ser eventualmente observadas a olho desarmado partículas maiores dispersas na ganga. Microanálises (14 pontos) em diversas partículas extraídas de um veio de quartzo mostraram uma composição média de 93,9% Au e 6,04% Ag (Tabela 2). Por outro lado, 8 pontos analisados em vários cristais de arsenopirita também revelaram uma significativa presença de Au e de Ag nestes minerais (Tabela 3).

4.3 - FORMAÇÕES RESIDUAIS

4.3.1 - Introdução

O quadro supergênico local é constituído por três coberturas intempéricas distintas, cada uma sustentando uma superfície bem individualizada (Figura 3).

Tabela 2 - Resultado de microanálise eletrônica em 14 partículas de veios de quartzo, área de Cachoeira, Gurupi, Pará (X).

Partículas	Fe	Ti	Ca	Cu	Mn	Cr	Ag	Au	Pi
1	nd	nd	nd	0,1	0,1	nd	6,0	94,4	nd
2	nd	nd	nd	nd	nd	0,1	5,9	91,2	0,1
3	0,2	0,1	nd	nd	nd	nd	5,9	94,0	nd
4	nd	nd	0,1	0,1	nd	nd	5,9	93,6	0,3
5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	6,2	93,7	0,3
6	0,1	nd	nd	0,2	nd	nd	6,2	94,2	0,1
7	nd	nd	nd	0,2	nd	nd	6,1	94,0	nd
8	0,1	0,1	nd	nd	nd	nd	6,2	94,5	nd
9	0,1	nd	0,1	nd	0,1	nd	6,0	93,1	0,1
10	nd	nd	nd	0,1	nd	nd	6,1	94,9	0,1
11	0,2	0,1	nd	nd	nd	nd	6,0	94,1	nd
12	0,1	nd	nd	0,2	nd	nd	6,1	94,4	nd
13	nd	nd	nd	nd	nd	nd	6,1	94,6	nd
14	0,1	nd	nd	nd	nd	nd	6,0	94,0	nd

nd - não detectado

Tabela 3 - Resultados de microanálise eletrônica de 8 cristais de arsenopirita da área de Cachoeira, Gurupi, Pará (X).

Cristais	As	Fe	S	Pb	Au	Ag	Sb	Total
28	41,6	35,1	21,5	0,1	0,1	0,1	nd	98,5
29	41,9	35,1	21,5	0,1	nd	nd	0,1	98,7
30	41,3	35,1	21,6	nd	0,1	nd	nd	98,0
31	41,5	35,0	21,3	0,1	nd	0,1	0,1	98,1
32	41,4	35,0	21,6	0,1	nd	nd	0,1	98,2
33	40,0	35,0	22,7	0,2	nd	nd	0,1	98,0
34	40,1	34,9	22,3	0,1	0,1	nd	nd	97,5
35	41,0	35,0	22,5	nd	nd	nd	nd	98,5

nd - não detectado

A formação mais antiga, atualmente restrita ao topo do Morro do Cansa Perna, é uma espessa cobertura fosfática, estudada por COSTA (1980) e dividida por este autor em 4 horizontes principais, ou seja, da base para o topo:

- um nível (D), de metassiltitos e filitos decompostos, friáveis, com estruturas primárias preservadas;

- um nível (C), de filitos altamente decompostos e lateritizados, mostrando localmente uma foliação reliquiar;

- um nível (B), constituído essencialmente de fosfatos de alumínio e oxi-hidróxido de ferro;

- um nível (A), descrito como um lajedo duro de coloração amarela e castanho, maciço ou vesicular, localmente pseudo-brechóide, contendo fragmentos irregulares ricos em óxido-hidróxido de ferro e um cimento fosfático amarelado.

Cabe ressaltar que, à luz do atual conhecimento da área em apreço, parece mais provável que o substrato, rocha matriz da cobertura fosfática seja na realidade constituído por rochas vulcânicas/subvulcânicas ácidas intensamente milonitizadas e não por formações metapelíticas.

Uma crosta laterítica ferruginosa mais recente, composta essencialmente de goethita, caolinita, quartzo e hematita sustenta o relevo tabular intermediário. Essa crosta é particularmente bem representada na parte setentrional da área.

Um nível de arenito ferruginoso, grosso e mal selecionado, frequentemente brechóide, marca uma terceira superfície ainda mais recente. Trata-se de uma crosta constituída essencialmente de fragmentos submilimétricos a

centimétricos de veios de quartzo e grãos de quartzo residuais, cimentados por óxido e hidróxido de ferro.

Além das formações supergênicas acima citadas, ocorrem diversos corpos de natureza gossânica, de dimensões limitadas, compostos basicamente de goethita, quartzo, caolinita e sericita.

Os corpos gossânicos e a crosta laterítica intermediária são tratados em mais detalhe em seguida.

4.3.2 - Zona de transição

O estudo por difratometria de raios-x, de testemunhos de sondagem oriundos da parte inferior do manto residual, permitiu determinar os primeiros efeitos da alteração supergênica, ou seja uma rápida dissolução dos carbonatos logo na base do horizonte saprolítico, importante fator no prosseguimento do processo intempérico em consequência do forte aumento da porosidade e da permeabilidade das rochas; uma nítida resistência da clorita à alteração, apesar de este mineral mostrar uma tendência, em direção ao topo, a transformar-se em esmectita; e finalmente o discreto aparecimento da goethita, que parece ser o mineral neoformado mais precoce na cobertura residual. Quanto ao quartzo e à sericita, ambos persistem nesta zona de transição. O primeiro exhibe apenas alguns sinais de corrosão enquanto que a segunda, embora resista mais ao intemperismo do que os outros filossilicatos (clorita e esmectita), já mostra na base da zona saprolítica uma pequena alteração para caolinita.

4.3.3 - Caracterização geológica e composição química dos gossans

4.3.3.1 - Generalidades

Esses corpos limitam-se às zonas mais fortemente cisalhadas e portadoras de mineralização sulfetada. Foram identificados nos setores Xicá, Mina Verde e Mina do Cedro, localizados ao norte, nordeste e noroeste do Morro de Cansa Perna respectivamente (Figura 8). Apresentam uma forma grosseiramente tabular e uma posição subvertical a inclinada de até 45 graus, e seguem a orientação geral das zonas de cisalhamento (N-NE). De espessura métrica, esses corpos afloram numa extensão de até 30 metros.

Em superfície, essas formações mostram-se mais resistentes ao intemperismo que os produtos de alteração circunvizinhos e ressaltam na topografia sob a forma de morrotes ou blocos métricos, constituindo chapéus de ferro localizados.

Os corpos gossânicos enraizam-se no manto saprolítico com o qual possuem contatos bem marcados. Via de regra as exposições são apenas parciais. Em escavações realizadas por garimpeiros e empresas de mineração elas correspondem somente a porções de zonas de oxidação. Acredita-se, no entanto, que esses gossans possam atingir dezenas de metros de profundidade.

O gossan, de um modo geral (Figura 9), apresenta-se como uma rocha maciça, densa, fortemente litificada e extremamente dura.

A matriz, de coloração marron escuro, é constituída por



Figura 9. Corpo gossânico do Setor Xicá (área de Cachoeira, nordeste do Pará).

uma massa criptocristalina de goethita e caolinita mal cristalizada que engloba quartzo microcristalino e finas palhetas de sericita (Figura 10). O quartzo exibe um arranjo em mosaico enquanto que a sericita, levemente degradada, mostra uma distribuição irregular, formando muitas vezes agregados dispersos aleatoriamente. Produtos ferruginosos preenchem comumente os planos de clivagem deste último mineral. A goethita é o mineral predominante chegando a constituir até 80% do total da rocha.

Nas porções mais profundas dos gossans nota-se a presença de moldes negativos de sulfetos pretéritos, muitas vezes na forma de pequenas cavidades cúbicas disseminadas, preenchidas ou não por material limonítico pulverulento.

Por vezes, a matriz aparece envolvendo fragmentos de veios de quartzo comumente angulosos e intensamente fraturados.

Observa-se uma marcante semelhança quanto à forma e composição mineralógica dos gossans encontrados nos diferentes setores estudados (Xicá, Mina Verde e Mina do Cedro). No entanto, certas variações na distribuição dos elementos químicos ao longo dos diversos perfis foram evidenciadas.

4.3.3.2 - Setor Xicá

O gossan neste setor apresenta 5 m de espessura e posição subvertical (Figura 11). Foram estudados dois perfis, um vertical com 5 metros, limitado à parte da zona de oxidação do corpo gossânico, e um outro lateral, transversal ao mesmo corpo com 11 metros de extensão. Este segundo perfil abrange o saprolito encaixante e os contatos entre o saprolito e o corpo gossânico.

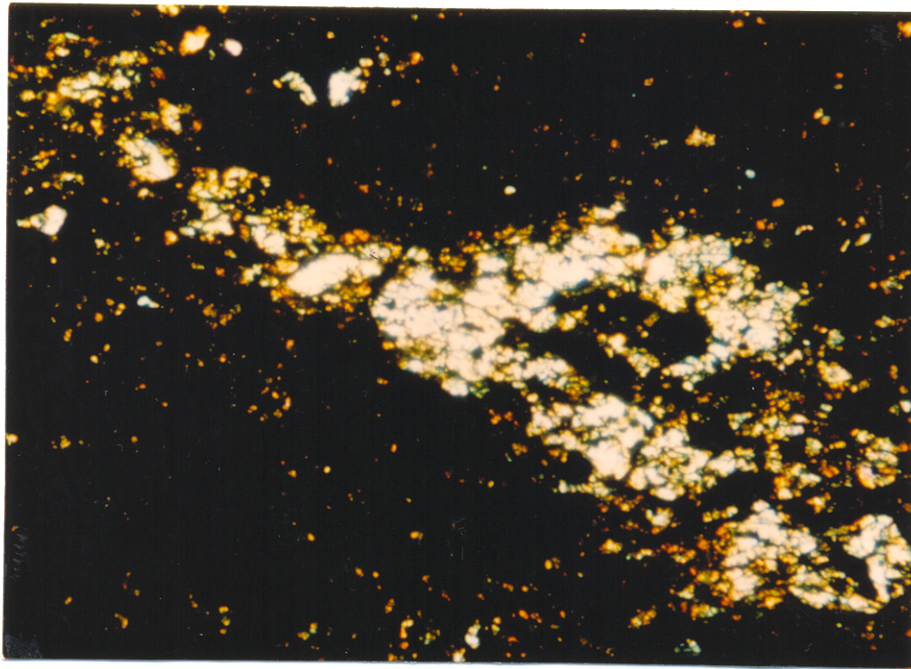


Figura 10. Fotomicrografia da matriz criptocristalina composta de goethita e caolinita mal cristalizada, quartzo microcristalino e finas palhetas de sericita (objetiva 2,6x LN).



Figura 11. Corpo gossânico subvertical do setor Xicá,
área de Cachoeira, nordeste do Pará.

No perfil vertical, os resultados das análises químicas (Figura 12) refletem conteúdos elevados de Fe e Si, ressaltando porém uma diminuição dos teores de Fe, Ti e Na em direção ao topo do perfil. Si, P e Mg, por sua vez, sofrem um leve enriquecimento para cima, enquanto que K exibe um comportamento irregular e Al e Ca apresentam valores relativamente constantes.

Cr, Zn, Ni, Co e Cu tendem se enriquecem na parte superior do perfil, ao passo que Mn e Pb variam pouco.

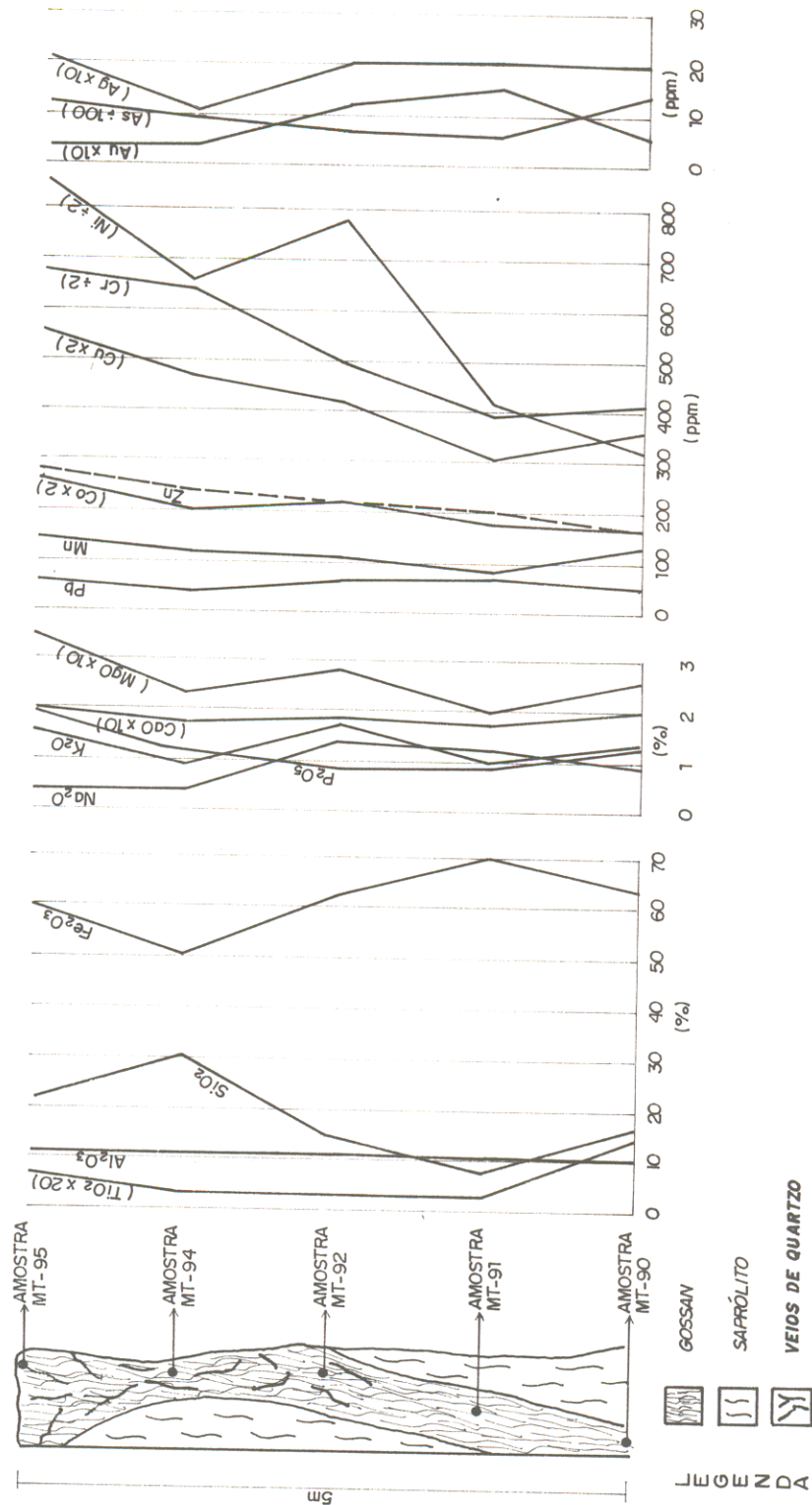
Os teores de As e Ag são igualmente constantes ao longo do perfil enquanto que a distribuição do ouro sugere maior concentração em profundidade.

Microanálises eletrônicas (Tabela 4) realizadas em uma amostra proveniente da parte intermediária do perfil evidenciaram altos valores de Mg e Cr nas sericitas, bem como alto teor de Cr na parte mais ferruginosa da matriz.

O perfil lateral ilustra muito bem a passagem do corpo gossânico para um saprólito quartzo-caolinitico, de coloração amarelada com tonalidades creme, friável e localmente cortado por veios e vênulas de quartzo, contendo como minerais subordinados sericita e goethita e como mineral acessório principal o rutilo.

A composição química das amostras coletadas neste perfil (Figura 13) reflete marcantes variações nos teores tanto dos elementos principais como dos elementos traços, na passagem do saprólito para o gossan.

A maioria dos elementos principais (Fe, Ti, Na, K, Ca, Mg e P) mostra um nítido enriquecimento relativo no gossan em relação ao saprólito, enquanto que os teores Si e Al diminuem



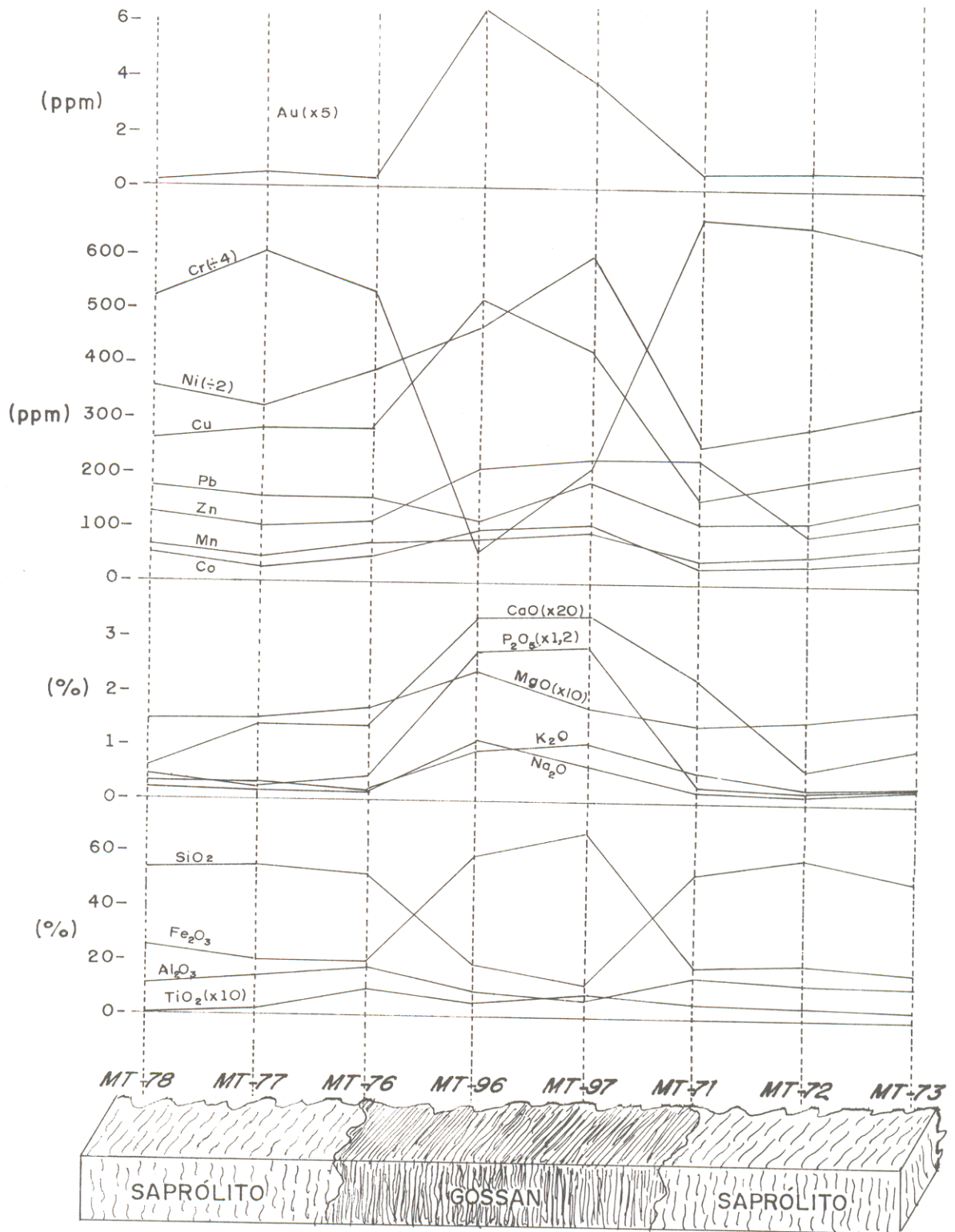


Figura 13 - DISTRIBUIÇÃO LATERAL DOS ELEMENTOS QUÍMICOS (PRINCIPAIS E TRAÇOS) DO CORPO GOSSÂNICO DO SETOR XICÁ.

Tabela 4 - Resultados de microanálise eletrônica do material gossânico setor Xicá (amostra MT-95, elementos maiores em % e traços em ppm).

Amostra mineral	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Cr	Mn	Ni	Au	Ag
MT-95/63 sericita	52,9	34,3	2,4	nd	nd	1,5	6,7	970	10	70	nd	10
MT-95/64 sericita	48,8	33,5	5,6	nd	nd	1,0	6,4	830	nd	20	nd	20
MT-95/65 sericita	51,3	34,6	3,0	nd	nd	1,4	5,8	490	nd	70	40	60
MT-95/66 goethita	16,9	14,7	61,8	nd	0,1	1,0	1,3	310	221	150	nd	nd
MT-95/67 goethita	5,6	9,9	77,7	nd	nd	nd	1,2	160	nd	280	nd	nd
MT-95/68 goethita	7,5	8,9	79,1	0,1	nd	1,0	1,0	790	nd	120	nd	nd

nd - não detectado

sensivelmente.

No corpo gossânico os teores de elementos traços Co, Zn e Mn aumentam levemente, enquanto que Cu e Ni sofrem um marcante enriquecimento. Por outro lado, o teor de Cr exibe um significativo decréscimo na passagem do saprólito para o gossan. O Pb, por sua vez, apresenta valores sensivelmente iguais em ambos os materiais.

O ouro mostra um nítido enriquecimento no gossan em relação aos teores encontrados no saprólito.

4.3.3.3 - Setor Mina Verde

No setor Mina Verde, o corpo gossânico possui 6 m de espessura média e exibe posição subvertical. Apresenta-se truncado pela superfície intermediária e aflora numa antiga escavação de garimpeiros. Neste local foi estudado um perfil vertical de aproximadamente 4 m correspondendo, como no caso anterior, à parte de uma zona de oxidação. O contato com o saprólito, da mesma forma que no setor Xicá, é nítido mas bastante irregular.

O comportamento dos elementos químicos neste corpo (Figura 14) mostra um leve enriquecimento relativo de Fe, assim como um nítido decréscimo de Al e Si em direção ao topo do perfil. Já K e Ca mostram uma maior concentração nas partes intermediárias, enquanto que Ti e Mg não exibem variações notáveis ao longo do perfil. Por outro lado, F e Na apresentam um comportamento um tanto irregular, com certa tendência a se concentrarem tanto nas partes mais superficiais como na base do perfil.

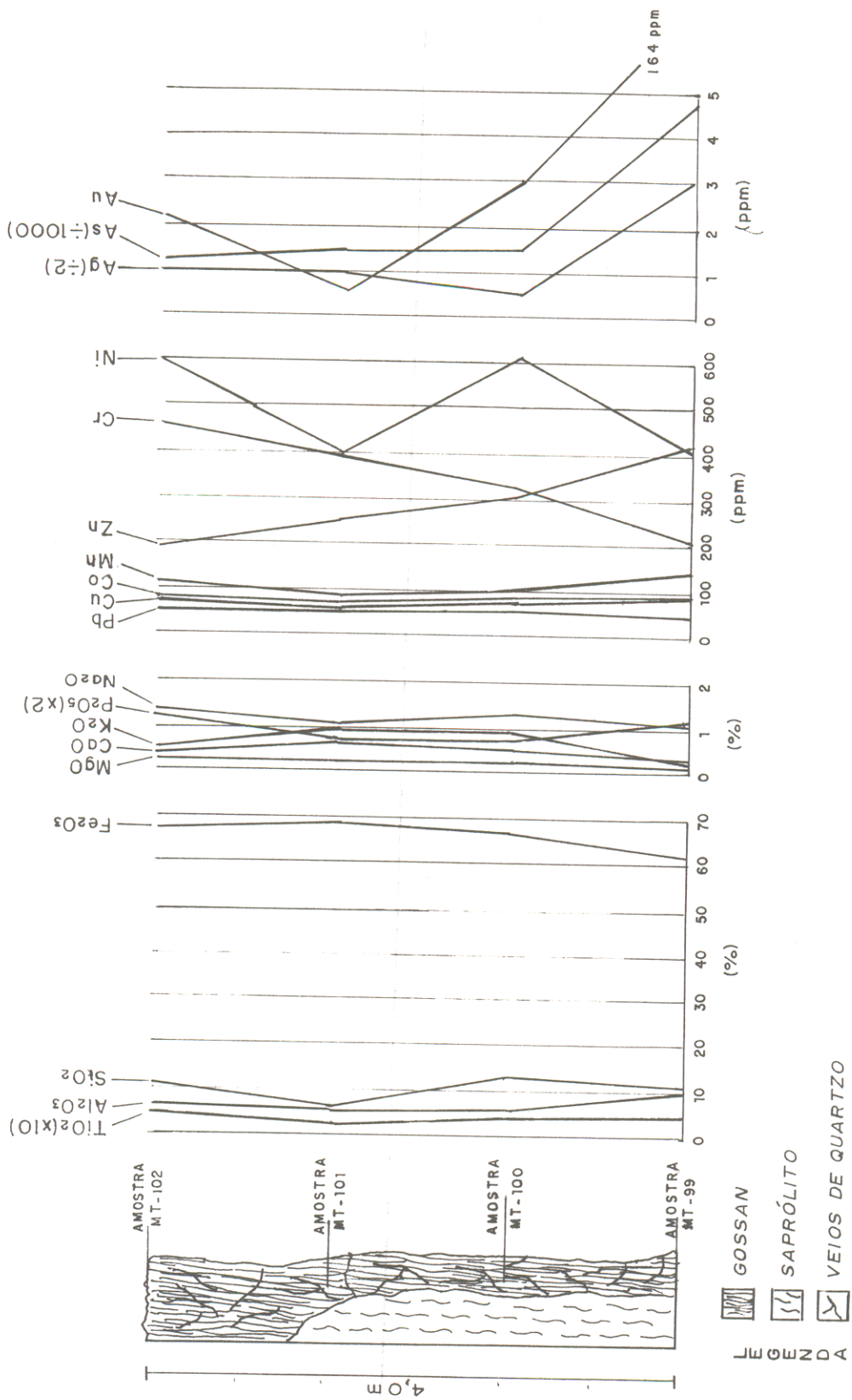


Figura 4 - DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS QUÍMICOS (PRINCIPAIS E TRAÇOS) NO PERFIL GOSSÂNICO DO SETOR MINA VERDE.

Embora os elementos traços Zn, Co, Cu e Mn exibam um decréscimo dos seus teores em direção ao topo do perfil, observa-se um leve enriquecimento em Co, Cu e Mn nas proximidades da superfície. Cr e Ni apresentam um nítido trend de enriquecimento em direção ao topo, destacando-se apenas uma certa irregularidade no caso do níquel cujos teores variam entre 400 a 600 ppm. Finalmente, a distribuição do Pb não sofre variações sensíveis ao longo do perfil.

O Au, Ag e As, ambos com um comportamento semelhante, aparecem concentrados principalmente nos níveis mais profundos do perfil.

Microanálises eletrônicas efetuadas numa amostra coletada próximo à superfície (Tabela 5) mostram, embora em teores mais baixos que no setor Xicá, a presença de Mg na sericita e de Cr tanto na goethita como na matriz goethita-caolinítica.

4.3.3.4 - Setor Mina do Cedro

O gossan estudado neste setor, como aquele da Mina Verde, aparece truncado pela superfície intermediária. Localizado no topo do morro da Mina do Cedro (cota 100 m), ele consiste de um corpo tabular de 1 a 2 m de espessura, apresentando uma inclinação de aproximadamente 45 graus para SW. Em superfície encontra-se em contato com a crosta laterítica parcialmente degradada enquanto que em profundidade fica encaixado no espesso horizonte saprolítico.

Neste local um perfil foi amostrado num poço de exploração da empresa C.C.O. (Figura 15). Ele corta verticalmente

Tabela 5 - Resultados de microanálise eletrônica do material gossânico setor Mina Verde (amostra MT-101, elementos maiores em % e traços em ppm).

Amostra mineral	SiO2	Al2O3	Fe2O3	TiO2	CaO	MgO	Na2O	K2O	Cr	Mn	Au	Ag
MT-101/2 caolinita (Ferrug.)	29,1	25,0	39,0	0,1	0,1	0,1	nd	0,6	100	nd	70	nd
MT-101/3 caolinita	45,9	37,9	12,7	0,1	nd	nd	nd	0,2	nd	80	nd	nd
MT-101/4 caolinita	46,9	39,5	6,8	nd	nd	nd	nd	0,2	31	21	nd	50
MT-101/5 goethita	9,6	4,1	82,9	nd	nd	nd	nd	nd	nd	40	nd	nd
MT-101/6 sericita	45,6	33,2	14,2	nd	nd	0,1	0,1	5,4	40	210	40	nd
MT-101/7 sericita	51,9	37,0	3,9	0,1	nd	0,1	0,1	4,5	nd	nd	nd	nd
MT-101/8 goethita	10,0	3,8	83,6	nd	nd	nd	nd	nd	120	250	nd	nd

nd - não detectado

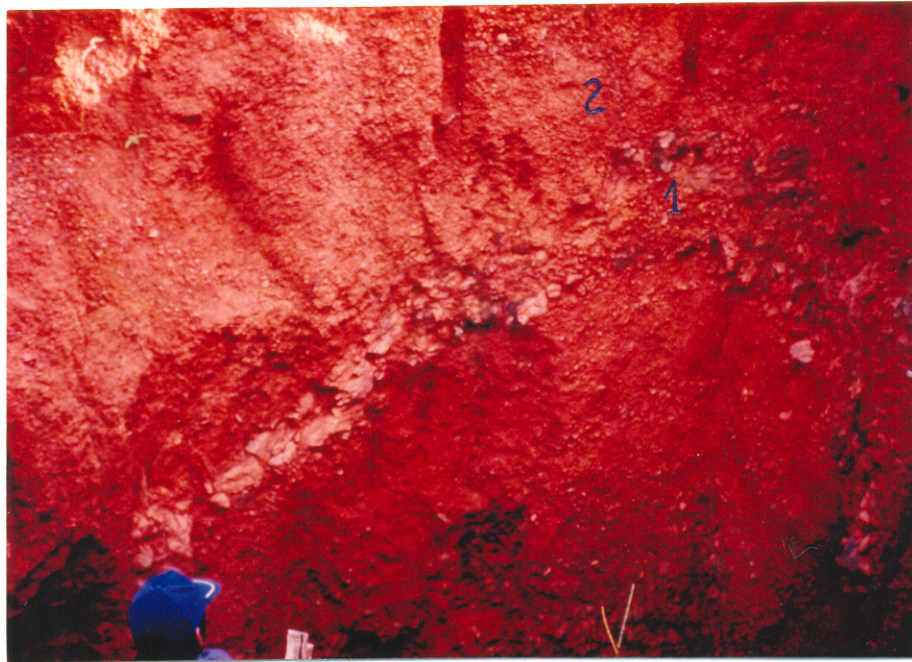


Figura 15. Corpo gossânico tabular inclinado (1) em contato com a crosta laterítica (2) do setor Mina do Cedro (área de Cachoeira, nordeste do Pará).

a porção gossânica, atingindo o saprólito em profundidade.

Diferente dos gossans dos demais setores, o corpo da Mina do Cedro não é maciço e compacto. Ele consiste de níveis ferruginosos, difusos, subparalelos, de espessura centimétrica a decimétrica, com intercalações argilosas mais friáveis e abundantes fragmentos de vênulas e veios de quartzo. O aspecto geral deste corpo sugere que se trata de um gossan menos evoluído, possivelmente devido a um menor conteúdo de sulfetos na rocha matriz.

Próximo à superfície, encontram-se porções de material gossânico exibindo sinais de lateritização e envoltas em produtos lateríticos concrecionados. O início de concrecionamento e a transformação parcial da goethita em hematita sugerem claramente uma lateritização superimposta.

A distribuição dos elementos químicos neste perfil (Figura 16) mostra um nítido enriquecimento em Fe e o concomitante decréscimo dos teores de Si e Al em direção ao topo do perfil, caracterizando a passagem do saprólito para a porção ferruginosa sobrejacente. Já os demais elementos principais (Ti, K, Na, Mg e P), todos relativamente constantes, não contribuem muito à caracterização dessa passagem. Os teores de elementos maiores neste perfil são pouco diferentes dos determinados nos setores Mina Verde e Xicá. Tal semelhança mostra que a lateritização superimposta pouco afetou o corpo gossânico, apesar de algumas modificações texturais em superfícies.

Os elementos traços (Cr, Zn, Ni, Co, Mn, e Pb) apresentam-se de modo geral relativamente enriquecidos na parte gossânica do perfil, destacando-se apenas um leve decréscimo de

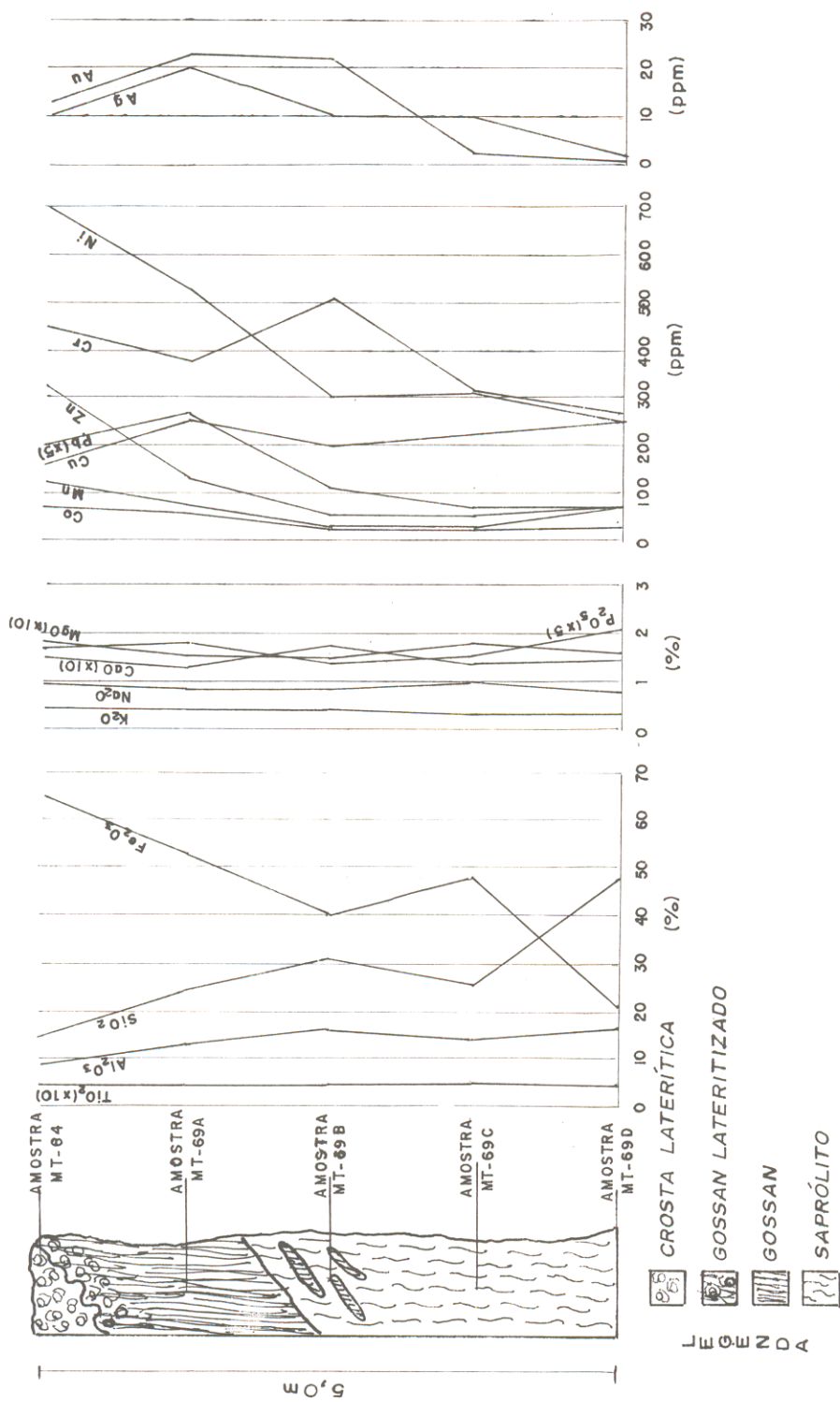


Figura 16- DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS QUÍMICOS (PRINCIPAIS E TRAÇOS) NO PERFIL VERTICAL CORTANDO O CORPO GOSSÂNICO INCLINADO DO SETOR MINA DO CEDRO.

Pb em direção ao topo no nível mais superficial, assim como uma distribuição um tanto irregular de Cr que apresenta teores mais elevados na parte intermediária do perfil descrita como zona saprolítica rica em concreções ferruginosas.

O cobre, por outro lado, ao contrário dos demais elementos traços, mostra uma certa tendência a se concentrar nas partes mais profundas do perfil exibindo uma nítida relação com o horizonte saprolítico.

Os teores de ouro e prata exibem um nítido aumento em direção à superfície, isto é, um enriquecimento na zona gossânica. Ressalta-se, entretanto, um leve decréscimo de ambos, em relação a zona intermediária, no topo do perfil, possivelmente relacionado aos efeitos da lateritização ou à influência da matéria orgânica acumulada em superfície (geração de ácidos e complexos orgânicos).

4.3.4 - Caracterização geológica e composição química da laterita

4.3.4.1 - Generalidades

A cobertura laterítica é bem exposta na trincheira da linha transversal LT-400 (setor Xicá) (Figura 17) e nas escavações dos setores Mina Verde (Figura 18) e Mina do Cedro (Figura 19). Ela exhibe 3 horizontes bem definidos, ou seja, da base para o topo, uma zona saprolítica, uma zona mosqueada e uma crosta laterítica.

Com espessura de até algumas dezenas de metros e coloração amarelado-creme, o saprólito é composto, na sua parte



Figura 17. Cobertura laterítica na trincheira da linha transversal LT-400, setor Xicá (Área de Cachoeira, nordeste do Parí).



Figura 18. Cobertura laterítica do setor Mina Verde (área de Cachoeira, nordeste do Pará).



Figura 19. Cobertura laterítica do Setor Mina do Cedro (área de Cachoeira, nordeste do Pará).

inferior, de caolinita, quartzo, goethita e sericita, contendo como minerais acessórios zircão, turmalina, rutilo, cianita, epidoto, estaurolita, monazita e ouro em diminutas palhetas. Este horizonte exibe com frequência uma estrutura milonítica reliquiar sublinhada pela presença de enxames de vênulas de quartzo.

Em direção à superfície, o saprólito torna-se essencialmente caolinitico com quartzo e goethita associados e passa gradativamente para um horizonte mosqueado enquanto que a estrutura original se oblitera e finalmente desaparece. Na sua parte superior, o padrão manchado de segregação de óxi-hidróxidos de Fe é progressivamente substituído por feições de acumulação deste elemento na forma de concreções ferruginosas isoladas ou interligadas.

A crosta laterítica possui espessura de 2 a 3 m e coloração variegada (amarelada, avermelhada e arroxeada) com zonas de desferrificação. Apresenta-se fortemente concrecionada e frequentemente cavernosa e exibe, localmente, um aspecto pseudo-brechóide. Esta crosta, bastante rica em ferro (até 50% Fe_2O_3), compõe-se fundamentalmente de goethita e hematita (por vezes aluminosas com substituição de $FeOOH$ por $AlOOH$ de até 25% no primeiro mineral estimada segundo método de SOLYMAR, 1970), caolinita, quartzo, ocorrendo ainda pequenas quantidades de minerais pesados (zircão, turmalina, rutilo, cianita, epidoto, estaurolita, monazita e ouro).

Com textura variando de pseudo-brechóide a pseudo-pisolítica, a laterita consiste numa matriz criptocristalina rica em goethita e hematita e contendo quantidades variáveis de caolinita mal cristalizada, a qual envolve fragmentos de quartzo

e pseudo-pisólitos com ou sem córtex (Figura 20). São comuns estruturas de difusão e de segregação de Fe bem como preenchimentos de poros e fissuras na forma de cutanes goethíticas. Zonas de desferrificação, desenvolvidas normalmente ao longo de cavidades tubulares anastomosadas, são igualmente frequentes.

De um modo geral, os perfis estudados não diferem nos seus aspectos estruturais, texturais e mineralógicos, observando-se apenas, como nos corpos gossânicos, significativas variações no conteúdo de elementos traços.

4.3.4.2 - Setor do Xicá

A cobertura laterítica deste setor foi estudada num perfil com espessura de 6,5 metros numa trincheira situada a proximidade do Morro do Xicá (LT-400). Neste local foram coletadas 6 amostras, sendo que as características estruturais e mineralógicas dos diversos horizontes são semelhantes às descritas anteriormente.

A análise química (Figura 21) mostrou em direção ao topo um enriquecimento gradual em ferro e fósforo, assim como uma nítida diminuição dos teores de sílica, enquanto que os elementos alcalinos e alcalinos terrosos (Ca, Mg, Na e K), bastante lixiviados, apresentam poucas variações ao longo do perfil. Os teores de alumínio e de titânio, por sua vez, são relativamente constantes ao longo do perfil, ressaltando apenas um pequeno decréscimo nos teores de Al próximo à superfície.

Os elementos traços, de modo geral, exibem uma forte

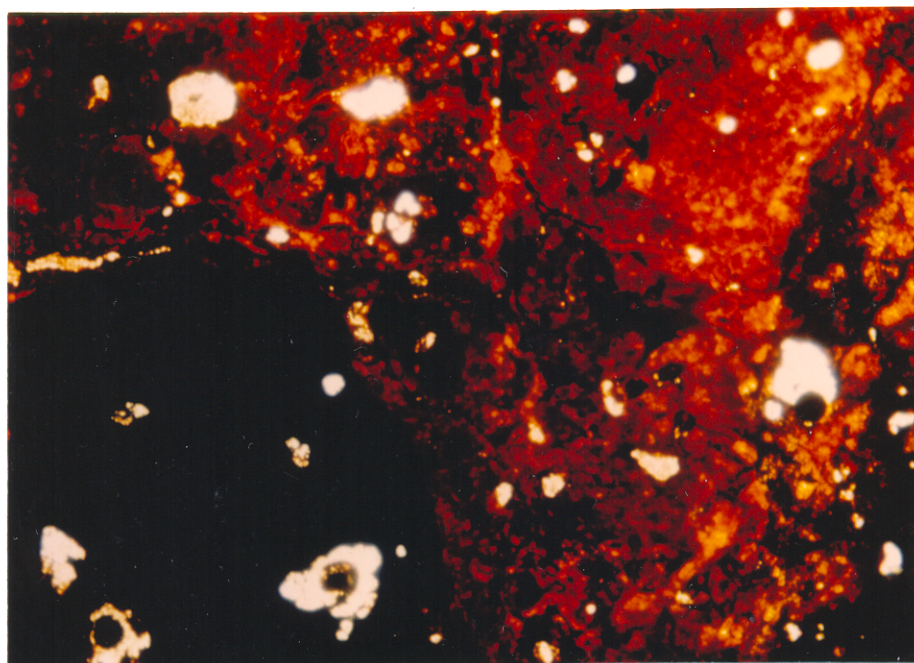


Figura 20. Fotomicrografia da matriz criptocristalina rica em goethita, hematita e caolinita envolvendo pseudopisólitos e fragmentos de quartzo (objetiva 2,6x LN).

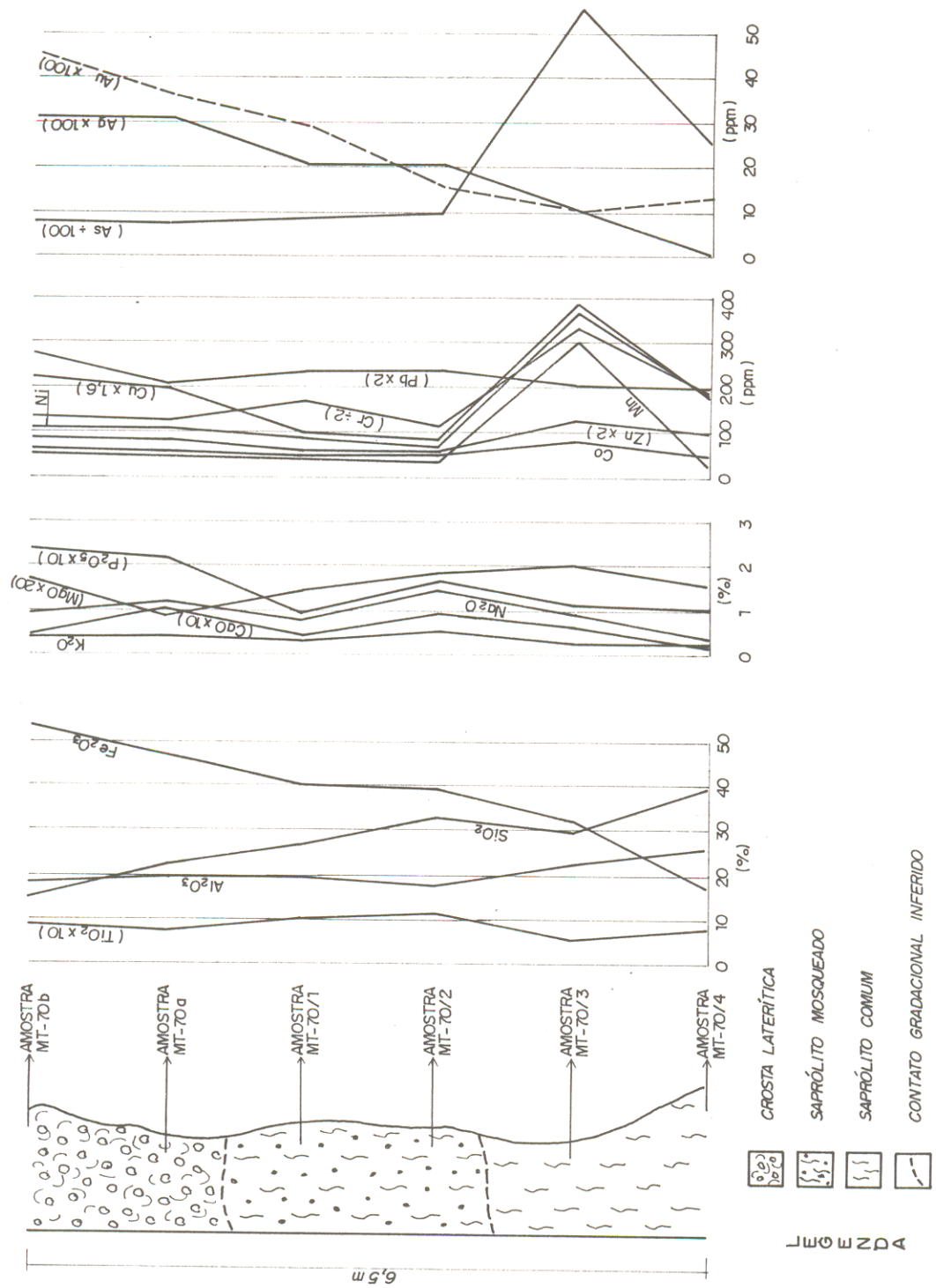


Figura 2!- DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS QUÍMICOS (PRINCIPAIS E TRAÇOS) AO LONGO DO PERFIL LATERÍTICO DO SETOR MINA DO XICÁ.

correlação positiva entre si, bem como um notável enriquecimento em profundidade, ressaltando-se, não obstante, um enriquecimento de Cu também na crosta laterítica e uma distribuição bastante homogênea de Pb em todo o perfil.

Os teores de ouro e de prata aumentam nitidamente na crosta laterítica enquanto que o arsênio exhibe uma elevada concentração a cerca de 1,5 m da base do perfil, no saprólito, coincidindo com os mais altos teores dos demais elementos traços.

Resultados de microanálises realizadas numa amostra da crosta (Tabela 6) mostraram valores significativos de Cr e Au tanto na goethita como na caolinita.

4.3.4.3 - Setor da Mina Verde

Exibindo claramente os três horizontes descritos anteriormente, o perfil laterítico estudado neste local localiza-se numa escavação a poucos metros do corpo gossânico já citado. Amostrado até uma profundidade de cerca de 6m o manto laterítico do setor Mina Verde é representado por 5 amostras.

Embora o perfil seja bastante semelhante estrutural e mineralogicamente ao do setor Xicá, detectou-se, na base da zona saprolítica, a presença de sericita bem como de maior quantidade de quartzo residual.

A crosta laterítica, por sua vez, contém mais fragmentos de quartzo e apresenta um grau mais baixo de litificação e um aspecto mais cavernoso do que a crosta ferruginosa anterior.

Tabela 6 - Resultados de microanálise eletrônica em minerais da crosta laterítica do setor Xicá (elementos maiores em % e traços em ppm).

amostra	mineral	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	Cr	Mn	Au	Ag
MT-12/13	caolinita (ferrug.)	26,7	20,6	45,9	0,4	0,1	880	nd	nd	20
MT-12/14	ilmenita	2,2	1,9	36,1	55,4	0,1	160	5610	50	nd
MT-12/15	caolinita (ferrug.)	30,3	25,0	39,9	0,4	0,1	580	100	50	nd
MT-12/16	caolinita (ferrug.)	27,3	23,6	44,8	0,3	0,1	880	nd	160	50
MT-12/17	goethita	5,1	9,8	80,6	nd	nd	2460	nd	240	100
MT-12/18	goethita	5,3	9,8	80,6	0,1	nd	2460	nd	110	nd
MT-12/19	goethita	5,2	10,0	78,6	nd	nd	3490	nd	nd	100

nd - não detectado

Ao microscópio, observam-se também diferenças tais como maior porosidade e uma desferrificação mais acentuada da matriz microcristalina.

As maiores diferenças se observam, no entanto, na distribuição dos elementos tanto maiores como traços (Figura 22). Nota-se um enriquecimento em Fe e Ti e uma diminuição dos teores dos demais elementos principais (Na, Si, Al, Mg, K e Ca) em direção ao topo do perfil. O fósforo, por sua vez, não mostra variações significativas.

Os elementos traços Zn, Mn, Ni, Co, Cr, Pb e Cu aparecem enriquecidos no horizonte mosqueado e não no saprólito como no perfil do setor Xicá. Ademais, eles exibem uma excelente correlação positiva entre si.

O ouro e a prata, por sua vez, apresentam um nítido enriquecimento nas partes mais superficiais do perfil, enquanto que o arsênio mostra maior concentração em profundidade.

Microanálises realizadas numa amostra do topo da crosta laterítica mostraram que a goethita contém por vezes altos teores de Cr e Mn (Tabela 7).

4.3.4.4 - Setor Mina do Cedro

Neste setor foram estudados dois perfis verticais. O primeiro, de aproximadamente 20 m e representado por 7 amostras, localiza-se na parte oeste do morro da Mina do Cedro. Ele corresponde ao barranco subvertical de uma profunda escavação de garimpeiros. O outro perfil é menor (3 metros) e situa-se numa trincheira no topo do mesmo morro, a 50 metros do primeiro

Tabela 7 - Resultados de microanálise eletrônica de minerais da crosta laterítica do setor Mina Verde (elementos maiores em % e traços em ppm).

amostra	mineral	SiO2	Al2O3	Fe2O3	TiO2	CaO	MgO	K2O	P2O5	Cr	Mn	Ni	Au	Ag
MT-07/50	goethita	5,4	7,8	79,4	nd	nd	0,1	nd	nd	8220	2190	210	40	nd
MT-07/51	goethita	7,6	5,6	82,2	nd	nd	nd	0,1	nd	nd	470	90	nd	nd
MT-07/53	goethita	7,4	5,3	74,3	nd	0,5	0,1	nd	nd	nd	820	390	40	70
MT-07/56	goethita	6,0	5,9	83,4	0,1	nd	nd	nd	0,1	270	2400	nd	nd	nd
MT-07/57	silicato (?)	75,1	1,7	20,4	nd	0,2	22,9	nd	nd	170	170	750	80	20
MT-07/58	goethita	7,8	5,5	82,9	0,1	nd	nd	nd	nd	20	160	nd	100	10
MT-07/59	goethita	7,4	6,0	83,0	nd	nd	0,1	nd	nd	nd	1090	50	40	nd
MT-07/60	goethita	7,7	5,4	83,8	nd	nd	nd	nd	nd	120	300	110	80	120
MT-07/61	goethita	8,5	6,3	82,3	nd	0,1	0,1	nd	nd	260	800	760	nd	nd
MT-07/62	goethita	7,0	9,6	81,7	nd	nd	0,1	nd	nd	7950	2130	140	70	40

nd - não detectado

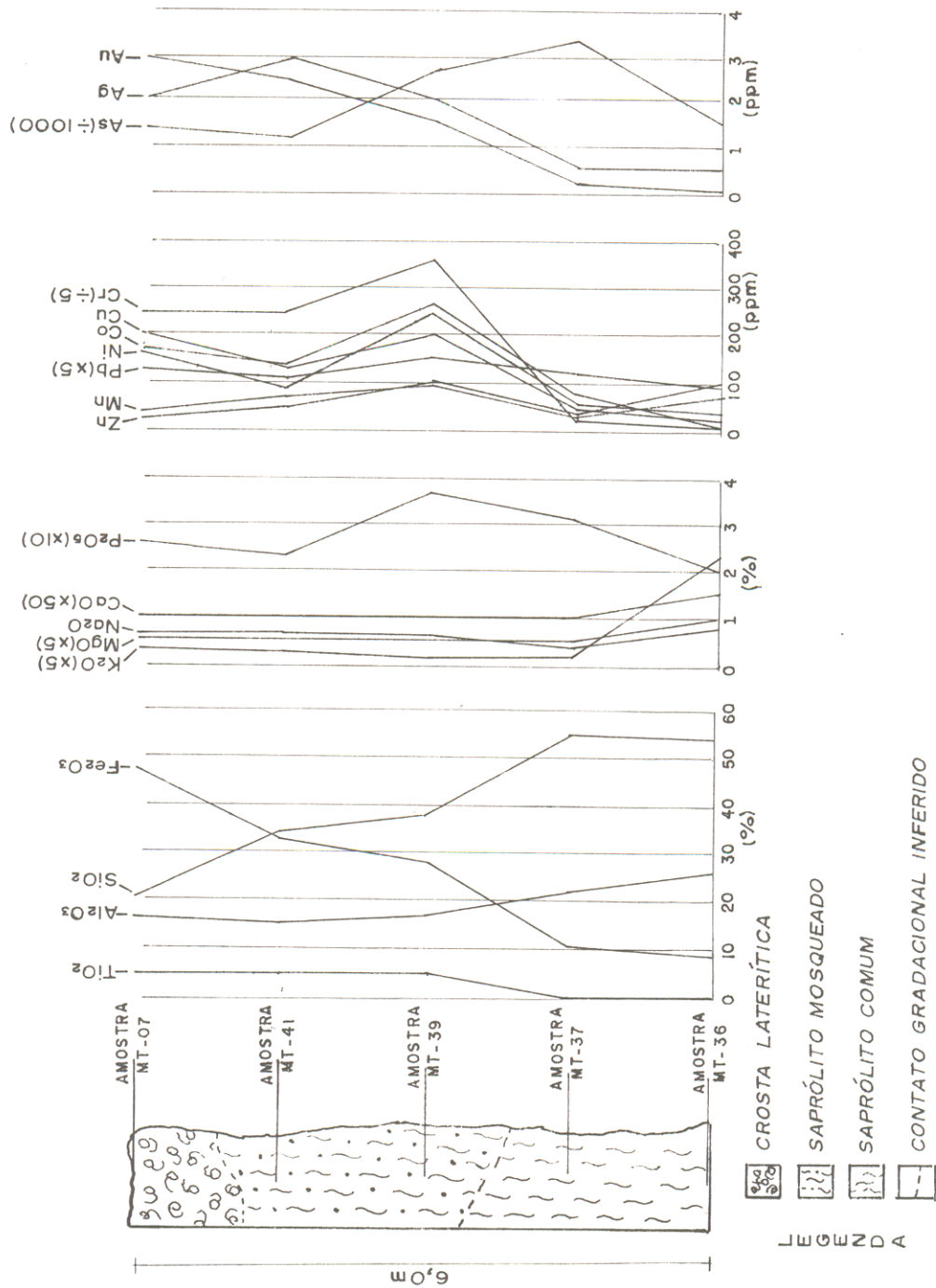


Figura 22 - DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS QUÍMICOS (PRINCIPAIS E TRAÇOS) NO PERFIL LATERÍTICO DA MINA VERDE.

perfil. Nele 3 amostras foram coletadas.

Ambos os perfis apresentam uma estruturação semelhante à observada nos demais setores.

O saprólito, muito espesso, é de um modo geral semelhante ao dos setores Mina Verde e Xicá. Exibe uma coloração amarelado-creme a amarelado-esbranquiçado e contém, nos níveis mais profundos, além de caolinita e quartzo, quantidades variáveis porém geralmente notáveis de sericita e teores bem subordinados de oxi-hidróxidos de ferro. Os minerais acessórios (zircão, turmalina, rutilo, cianita, epidoto, estauroлита e ouro) são pouco expressivos. A estrutura milonítica, sublinhada pela presença de enxames de vênulas de quartzo, é comumente preservada neste setor.

Em direção à superfície o teor de sericita diminui sensivelmente no saprólito e a estrutura xistosa acaba desaparecendo, permanecendo apenas caolinita, quartzo, goethita e os minerais acessórios citados acima. Próximo à crosta laterítica o saprólito exibe feições mosqueadas, aparecendo, em seguida, concreções ferruginosas dispersas que marcam a passagem gradativa para a crosta.

Esta crosta é ferruginosa (até 40% de Fe_2O_3) e, em linhas gerais, semelhante à dos demais setores. Possui coloração variegada, é pobremente litificada e geralmente concrecionada, podendo localmente exibir uma textura pseudo-brechóide. A crosta laterítica contém muitos pequenos fragmentos de quartzo e não apresenta textura pseudo-pisolítica, o que lhe confere um aspecto mais homogêneo e maciço.

Neste setor a crosta é frequentemente coberta por um horizonte colúvio-eluvial de até 70 cm de espessura composto de cascalho e de fragmentos lateríticos, gerado pela degradação do nível sotoposto e pelo eventual retrabalhamento físico dos produtos dessa crosta.

Em termos geoquímicos, o perfil de maior espessura (Figura 23) revela, em direção à superfície, de modo geral um decréscimo nos teores de Si, Ti, K, Mg e Ca, assim como uma tendência ao enriquecimento em Fe e P, observando-se uma distribuição bastante irregular de Al e valores constantes de Na.

Com relação aos elementos traços, destaca-se uma boa correlação positiva entre os elementos Mn, Zn, Co e Ni concentrados preferencialmente na zona mosqueada, enquanto que Pb e Cr, com comportamentos semelhantes, diferem dos demais pela ausência de variações notáveis na sua distribuição ao longo do perfil.

Por sua vez, o outro perfil laterítico, localizado no topo da Mina do Cedro (Figura 24), exhibe, em direção à crosta, um enriquecimento gradativo em Fe e P, assim como uma diminuição dos teores dos demais elementos principais (Al, Si, Ti, Na, Mg e Ca) com exceção do K que se apresenta constante em todos os níveis.

Os elementos traços Mn, Ni e Co, como no caso anterior, exibem uma boa correlação positiva com uma maior concentração na zona mosqueada enquanto que Cu, Cr e Pb mostram um enriquecimento na metade superior do perfil. Zn se distingue dos demais elementos por apresentar maior concentração no horizonte saprolítico.

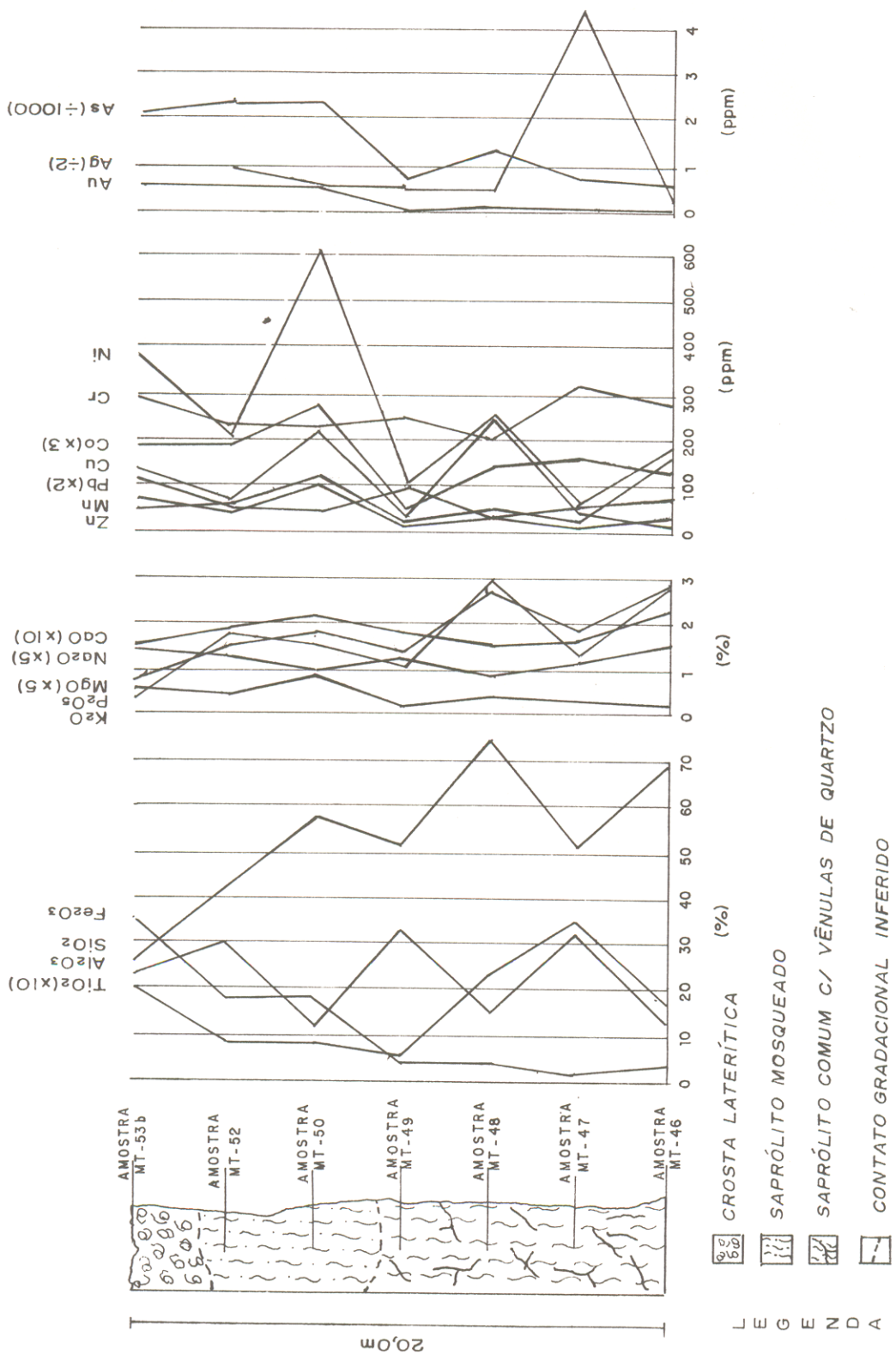


Figura 23 - DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS QUÍMICOS (PRINCIPAIS E TRAÇOS) DO PERFIL LATERÍTICO DO SETOR MINA DO CEDRO (perfil a).

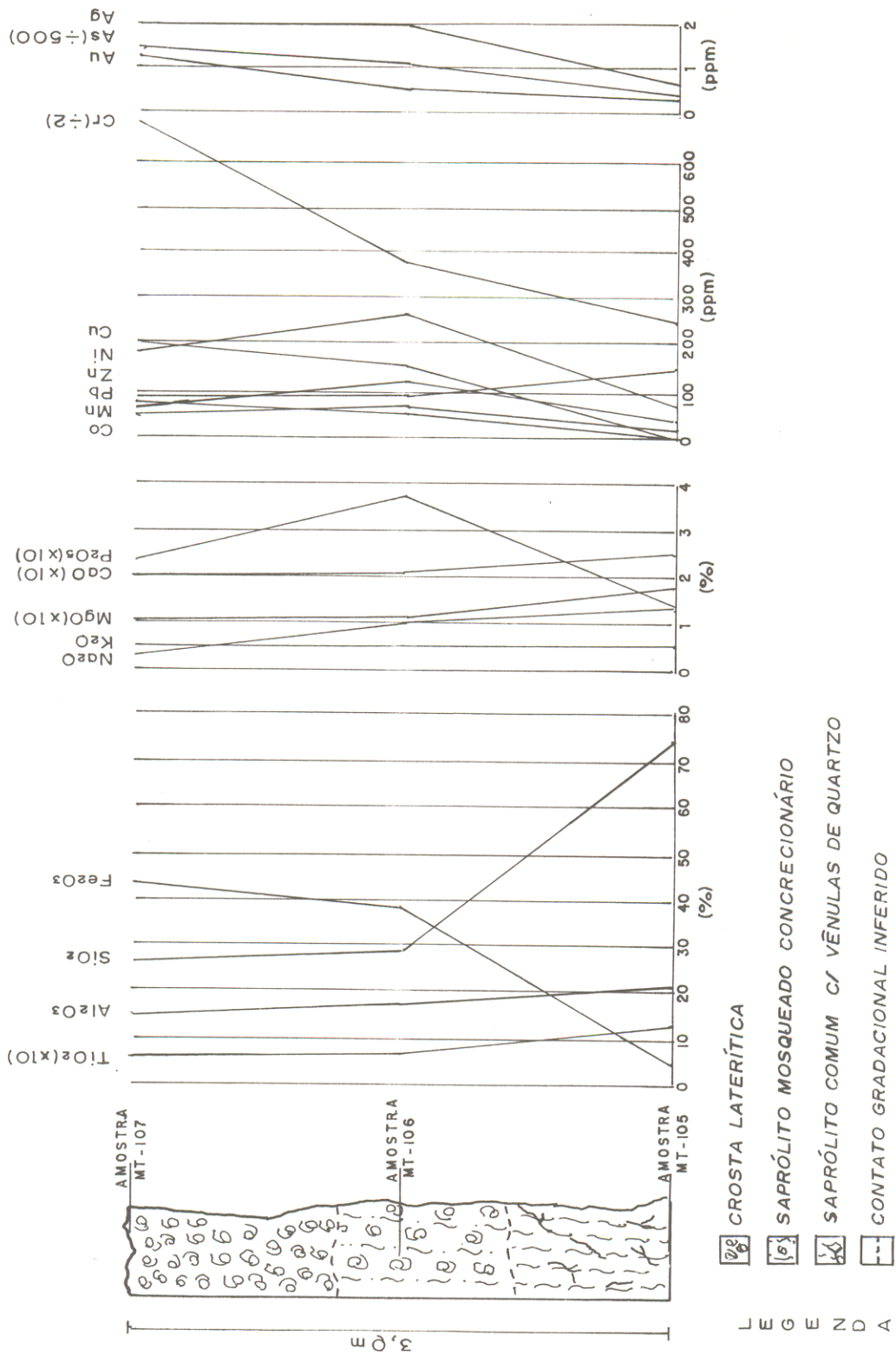


Figura 24- DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS QUÍMICOS (PRINCIPAIS E TRAÇOS) DO PERFIL LATERÍTICO DO SETOR MINA DO CEDRO (perfil b).

Em ambos os perfis deste setor a distribuição de Au, Ag e As sugere um certo enriquecimento em direção ao topo e especificamente na crosta laterítica.

5 - GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS PRINCIPAIS E TRAÇOS (Cr, Mn, Ni, Co, Cu, Pb e As) NAS FORMAÇÕES RESIDUAIS.

5.1 - GENERALIDADES

A abordagem geoquímica é a maneira mais adequada para identificar um gossan, no qual as associações de elementos e suas proporções relativas refletem a natureza da mineralização primária e da rocha encaixante, bem como os fenômenos relacionados ao intemperismo e à erosão (TAYLOR, 1987).

A intensidade da retenção ou da mobilização de um elemento durante o desenvolvimento de um gossan é, basicamente, função da sua solubilidade e das condições físico-químicas que prevalecem durante o processo.

A solubilidade dos elementos depende sobretudo do potencial de oxidação e da acidez do meio. Em condições de pH baixo aumenta a solubilidade dos cátions, enquanto que em condições alcalinas os ânions se tornam mais solúveis (TAYLOR, 1987).

O processo de lateritização consiste em acentuada transformação química e mineralógica das rochas originais. Essas modificações composicionais expressam-se através do grau de lixiviação e de concentração dos diferentes elementos inicialmente presentes e que, por sua vez, está diretamente relacionado às condições dinâmicas do meio e à influência de fatores como pH e Eh (VALETON, 1972).

Apesar da grande influência que a natureza da rocha matriz exerce no desenvolvimento de uma cobertura laterítica, TARDY et al. (1988) e SCHELLMANN (1986) destacam que o processo

intempérico é, quanto aos fenômenos envolvidos e aos produtos resultantes, o mesmo para todos os litotipos, tanto no que diz respeito à lixiviação dos metais alcalinos, alcalino-terrosos, sílica e demais elementos móveis, como no enriquecimento relativo do Fe, Al, Ti e elementos traços menos solúveis. Tais transformações do quadro original levam ao aparecimento de uma associação mineralógica específica, definida principalmente pela presença de caolinita, oxi-hidróxidos de Fe e/ou Al, quartzo, anatásio, além de outros eventuais minerais de neoformação e resistatos subordinados.

5.2 - COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS PRINCIPAIS

5.2.1 - Gossans

O comportamento dos elementos principais Fe, Al, Si, Ti, P, Ca, Mg e K nos gossans em apreço, de modo geral, não difere muito daquele descrito na literatura (LEVINSON, 1974; LELONG et al. 1976; NICKEL, 1979; THORNBURGER et al. 1981; TAYLOR, 1983 e 1987; ANDREW, 1984; NICKEL & DANIELS, 1985).

O ferro é o elemento que apresenta os teores mais elevados nessas formações (até 70% Fe₂O₃), havendo normalmente poucas variações dentro de um mesmo corpo. Ocorre principalmente na goethita e, possivelmente, em pequena quantidade na caolinita em substituição ao Al (TARDY & NAHON, 1985) (tabelas 4 e 5). O Fe, liberado durante a alteração dos sulfetos na forma de Fe²⁺, pode permanecer neste estado por algum tempo e migrar para a zona de mais alta atividade de oxigênio, onde sofre oxidação e, a

sua forma trivalente, se precipita como hidróxido (NICKEL & DANIELS, 1985).

A sílica, cujos teores situam-se em torno de 20%, mostra uma distribuição igualmente constante ao longo dos corpos gossânicos. O relativamente alto conteúdo deste componente expressa a existência de fragmentos de veios de quartzo bem como de quartzo microcristalino neoformado e eventual sílica amorfa. É também constituinte fundamental da caolinita e da sericita.

Segundo NICKEL & DANIELS (1985), muitos silicatos são instáveis em condições ácidas e por isso decompõem-se durante a formação dos gossans. Nessas condições a sílica é liberada e mobilizada na forma de H_4SiO_4 , podendo ser reprecipitada, em seguida, inicialmente como produto amorfo que posteriormente pode evoluir para quartzo cripto-a microcristalino.

O alumínio apresenta poucas variações na sua distribuição, observando-se, no entanto, às vezes, uma leve diminuição do teor em direção ao topo do perfil. A ocorrência do alumínio nos corpos gossânicos está principalmente relacionada à caolinita, à sericita e, subordinadamente, à goethita na qual este elemento pode substituir parcialmente o ferro (TARDY & NAHON, 1985).

O titânio, igualmente constante num mesmo corpo gossânico, apresenta variações de concentração de um perfil para o outro de 0,1% a 0,5% de TiO_2 , possivelmente em função das concentrações iniciais nas rochas matrizes. Em consequência dos baixos teores encontrados nos perfis estudados, não foi possível caracterizar os minerais titaníferos, acreditando-se, contudo,

que se trata, pelo menos em parte, de ilmenita, já que este mineral foi identificado numa das amostras em seção polida.

Os teores de cálcio e magnésio são de modo geral baixos (em torno de 0,2%) e mostram poucas variações. Teores mais significativos de magnésio (0,6 a 1% de MgO) foram, entretanto, detectados por microanálise de porções ricas em sericita, enquanto que valores algo mais baixo de cálcio em relação ao magnésio (0,3 a 0,4% CaO) foram encontrados associados tanto à sericita como à matriz caolínico-goethítica (Tabelas 4 e 5).

Por outro lado, teores altos e constantes de potássio foram evidenciados tanto através de análises químicas de rocha total (1 a 2% K₂O) como através de microanálise eletrônica (até 5,4% K₂O) (Tabela 4). O potássio é claramente vinculado à presença da sericita e subordinadamente à caolinita e aos oxi-hidróxidos de ferro pelos quais pode ser adsorvido.

O sódio apresenta valores relativamente constantes em rocha total (aproximadamente 1% Na₂O). Os resultados obtidos por microanálises mostram que, embora este elemento ocorra principalmente na sericita, ele aparece em quantidades bem menores que o potássio (até 0,8% Na₂O) (Tabelas 4 e 5).

Os teores de fósforo mostram, igualmente, poucas variações, observando-se, contudo, algum enriquecimento na base e no topo dos perfis devido possivelmente à adsorção dos íons de fósforo pelos oxi-hidróxidos metálicos, especialmente pelo hidróxido de ferro (HEM, 1970) e/ou pelos argilo-minerais, em particular pela caolinita. Com efeito, a alta capacidade de troca aniônica deste último mineral facilita a fixação dos íons PO₄ (DEER et al. 1967).

5.2.2 - Lateritas

Constata-se que os elementos químicos principais distribuem-se nas formações lateríticas estudadas de acordo com as regras estabelecidas por LOUGHNAN, 1969; KRAUSKOPF, 1972; VALETON, 1972; TENYAKOV, 1973; LEVINSON, 1974; MELFI, 1974; LELONG et al. 1976; GOSH & DUTTA, 1978; TARDY & NAHON, 1985; SCHELLMANN, 1986; THORNER, 1987; TARDY et al. 1988 e COSTA, 1988.

O padrão de distribuição do ferro mostra um forte enriquecimento em direção ao topo em todos os perfis. A concentração deste metal na crosta residual está diretamente ligada à presença da goethita e da hematita, havendo provavelmente também traços de ferro na caolinita. Com efeito, TARDY & NAHON (1985) estabeleceram que, ao contrário dos hidróxidos, o grau de cristalinidade da caolinita e o tamanho dos seus cristais diminuem progressivamente em direção ao topo do perfil, tornando possível que uma quantidade crescente de ferro trivalente substitua o alumínio. Assim, teores de até 3% de Fe^{3+} podem ocorrer na estrutura da caolinita.

A mobilidade do ferro é controlada pelos parâmetros pH e Eh, e a sua rápida oxidação para o estado trivalente, fenômeno que ocorre após a sua liberação dos edifícios cristalinos primários, possibilita a sua imobilização como oxihidróxidos de ferro (LOUGHNAN, 1969).

O alumínio exibe teores relativamente altos, normalmente com uma nítida diminuição em direção à superfície. A ocorrência da caolinita em todos os horizontes e da sericita nas zonas mais profundas é responsável pelo conteúdo elevado de alumínio na laterita. Os oxi-hidróxidos de ferro aparecem igualmente como minerais portadores de alumínio. Utilizando-se o método de determinação de SOLYMAR (1970), foi possível evidenciar na goethita estudada uma substituição de $FeOOH$ por $AlOOH$ da ordem de 25%.

A ausência de gibbsita e o conseqüente predomínio da caolinita sublinham a imaturidade dessas formações. As condições de lixiviação não foram suficientes para eliminar maior quantidade de sílica do sistema e permitir o aparecimento do hidróxido de Al (MELFI, 1974).

A sílica e os elementos alcalinos (Na e K) e alcalino-terrosos (Ca e Mg) apresentam, de um modo geral, um nítido decréscimo em direção ao topo dos perfis, refletindo a forte lixiviação que acompanha a lateritização (LEVINSON, 1974). Por outro lado, os minerais responsáveis pela retenção parcial destes elementos no manto intempérico são principalmente a caolinita, a sericita, o quartzo residual e possivelmente, embora num grau bem menor, a goethita (TARDY & NAHON, 1985 e THORNBUR, 1987).

O sódio, entretanto, exibe nas áreas investigadas um comportamento particular, apesar de ser geralmente considerado como um elemento de grande mobilidade em ambiente de superfície. Os seus teores relativamente elevados (acima de 1% Na_2O no setor

Xicá) não apresentam variações substanciais nos perfis estudados. As concentrações relativamente mais elevadas deste elemento em relação às do potássio e dos alcalino-terrosos, não têm, por hora, uma explicação definitiva. Acredita-se, no entanto, que como no caso dos outros elementos solúveis, ele se encontra retido nos argilo-minerais e/ou no hidróxido de ferro. É possível igualmente que tal enriquecimento esteja relacionado ao ciclo biológico e que o sódio tenha sido acumulado pela ação das plantas.

Durante o intemperismo, o silício liberado dos silicatos por hidrólise forma complexos altamente solúveis $\text{Si(OH)}_5^- \cdot \text{H}_2\text{O}$, Si(OH)_6^{2-} e ácido silícico $[\text{Si(OH)}_4 \cdot (\text{H}_2\text{O})_2]$ e migra (TENYAKOV, 1973). Esse fenômeno, no entanto, é relativamente lento em condições ácidas e moderadamente alcalinas (pH<9). Isso explica a forte lixiviação da sílica na passagem da rocha fresca para o saprólito quando predominam geralmente condições alcalinas. Atingida a saturação e com a diminuição da alcalinidade, a sílica se precipita sob a forma de silicatos amorfos que, em seguida, entram em processo de cristalização. Em ambientes particularmente ricos em sílica, observa-se a eventual neoformação de quartzo em diminutos cristais.

O fósforo mostra uma tendência geral a se enriquecer na parte superior do perfil. Contudo, nota-se igualmente um aumento dos teores de fósforo na base do horizonte concrecionado e no horizonte mosqueado. A presença de fósforo nos perfis estudados pode ser atribuída à fixação deste elemento pela goethita, bem como à sua associação com a caolinita devido à alta capacidade de troca aniônica deste mineral, principalmente no que

se refere aos íons de $P O_4^{3-}$ (DEER et al. 1967). Por outro lado, é

possível a existência de fosfatos apesar de tais minerais não terem sido identificados nos perfis devido aos baixos teores de fósforo existentes no meio ($<1\% P_2 O_5$). COSTA (1988) destaca

que $P_2 O_5$, em presença de Al, Fe e $H_2 O$, pode formar em ambiente

laterítico diversos fosfatos altamente resistentes.

O titânio apresenta uma distribuição bastante desordenada. No setor Mina Verde, onde este elemento exhibe os teores mais altos (até $4\% TiO_2$), observa-se um "trend" de

enriquecimento em direção ao topo do perfil, enquanto que no setor Xicá o conteúdo de titânio é constante e relativamente baixo ($0,8\% TiO_2$). No setor Mina do Cedro, por sua vez, o titânio

mostra maior concentração nas partes mais profundas do perfil alcançando um teor de $3,4\% TiO_2$. Há, porém, neste local, um

enriquecimento de até $2\% TiO_2$ na crosta laterítica. Estas

variações na distribuição do titânio podem ser explicadas pelo conteúdo inicial deste elemento na rocha matriz e pela forma sob a qual ele se apresenta.

Os minerais responsáveis pela presença do titânio, identificados por difração de raios-x, são principalmente o anatásio e o rutilo. No entanto, ínfimos grãos de ilmenita foram igualmente detectados em algumas amostras com auxílio da microsonda eletrônica (Tabela 6).

5.3 - COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS TRAÇOS

5.3.1 - Gossans

As análises para Pb, Cu, Co, Mn, Zn, Cr, Ni e As no material gossânico permitiram esclarecer, pelo menos em parte, o comportamento destes elementos traços neste tipo de ambiente supergênico. As limitações desta investigação são devidas ao fato de ter-se conseguido apenas amostras de porções limitadas da zona superior de oxidação. Assim, as zonas mais profundas não puderam ser estudadas. Foram, por outro lado, definidas e discutidas as correlações existentes entre os diferentes elementos traços.

Os teores praticamente constantes da maioria dos elementos principais mascaram as relações existentes entre esses últimos e os elementos traços, tornando de pouca utilidade o estudo das correlações entre eles. Contudo, considerando-se apenas os elementos traços, observam-se boas correlações entre Cr, Ni, Co e Cu (Tabela 8) relacionadas à coprecipitação destes metais com o hidróxido de ferro ou a sua adsorção pela goethita, caolinita e sericita (NICKEL & DANIELS, 1985; TAYLOR, 1987). Microanálises por microsonda eletrônica realizadas numa amostra do setor Xicá e outra do setor Mina Verde (Tabelas 4 e 5) confirmaram estas observações, evidenciando altos teores de Cr e Ni nos referidos minerais.

O cobalto, com teores relativamente baixos, exibe uma distribuição bastante constante ao longo dos perfis, notando-se, contudo, em direção a superfície, um leve decréscimo no setor Mina Verde, e um discreto enriquecimento no setor Xicá.

O níquel mostra um comportamento muito semelhante em

Tabela 8 - Matriz de correlação entre 9 amostras da formação gossânica

	Fe2O3	Al2O3	SiO2	Na2O	K2O	CaO	MgO	P2O5	TiO2	Cr	Mn	Zn	Ni	Co	Cu	Pb	Au	Ag	As
Fe2O3																			
Al2O3																			
SiO2																			
Na2O																			
K2O																			
CaO																			
MgO							.888												
P2O5																			
TiO2																			
Cr			.725				.813	.797											
Mn																			
Zn																			
Ni							.673	.737		.898									
Co								.721	.704				.855						
Cu		.683	.724				.764	.854	.946				.894	.839					
Pb																			
Au																			
Ag												.683							
As												.824							.908

(obs. Os espaços não preenchidos representam valores abaixo do valor crítico de 0.664).

todos os perfis, enriquecendo-se nitidamente em direção ao topo. Ressalta-se ainda, em particular, um certo aumento das concentrações na parte intermediária, bem como altos teores (1600 ppm Ni) na parte superior do perfil do setor Xicá. As variações nas concentrações de níquel de um local para o outro devem estar ligadas às quantidades iniciais de metal nas rochas matrizes.

Tanto o níquel como o cobalto são elementos bastante solúveis em meio ácido, isto é, nas condições reinantes no início do desenvolvimento de um gossan. Entretanto, em condições neutras e alcalinas estes elementos podem ser facilmente adsorvidos e/ou coprecipitados, principalmente com os oxihidróxidos de ferro (THORNER et al. 1981).

O cromo mostra uma nítida tendência a enriquecer-se em direção ao topo, havendo igualmente variações acentuadas de um perfil para o outro. Destacam-se, como no caso do níquel, valores algo anômalos (1400 ppm Cr) nas partes mais superficiais do setor Xicá. O cromo, liberado durante a alteração intempérica de alguns silicatos, pode ser adsorvido pela caolinita e/ou sericita, bem como formar o hidróxido $\text{Cr}(\text{OH})_3$ que se precipita junto com o hidróxido de ferro (NICKEL & DANIELS, 1985).

Os teores de cobre, por sua vez, são bastante baixos e constantes no setor Mina Verde (<70 ppm) e mais significativos (>250 ppm) no setor Xicá onde se observa um nítido aumento para o topo. Segundo NICKEL & DANIELS (1985), a coexistência do cobre com o ferro é devida à semelhança de comportamento destes dois elementos. Em condições redutoras e ácidas ($\text{pH} < 6$) eles coexistem em solução, ambos na forma bivalente até atingirem um meio fracamente ácido a alcalino e mais oxidante, onde o ferro,

passando para o estado trivalente, precipita na forma de goethita, fixando na sua rede cristalina quantidades significativas de cobre (GROKE et al. 1987).

O comportamento do zinco é mal definido nos corpos gossânicos. No setor Xicá, embora o conteúdo deste metal sofra apenas pequenas variações, percebe-se um leve enriquecimento em direção ao topo. No setor Mina Verde, por sua vez, o zinco exibe uma diminuição dos teores próximo a superfície. Segundo LEVINSON (1974), o zinco é um elemento altamente solúvel na forma de sulfato (531 g/l a temperatura de 17 a 25 graus centígrados) e por isso facilmente lixiviado. Contudo, NICKEL & DANIELS (1985) ressaltam que o zinco, apesar de solúvel em meio ácido, pode ser coprecipitado com hidróxido de ferro e outros minerais secundários em ambiente neutro a alcalino.

A distribuição do manganês é relativamente homogênea, porém observa-se, eventualmente, um leve enriquecimento deste metal no topo e na base dos perfis (até 140 ppm de Mn). O manganês provavelmente ocorre adsorvido no hidróxido de ferro e/ou argilo-minerais, fato comum em gossans segundo NICKEL & DANIELS (1985).

O chumbo, elemento geralmente pouco solúvel (LEVINSON, 1974), mostra poucas variações em seu conteúdo nas formações gossânicas. MANN & DEUSTCHER (1980), entretanto, ressaltam que este elemento pode apresentar uma solubilidade significativa tanto em meio ácido como em meio alcalino, principalmente na forma de complexos solúveis como sulfatos, carbonatos, cloretos e hidróxidos.

Finalmente, o arsênio apresenta um nítido enriquecimento em direção à base dos perfis com mais altos teores no setor da Mina Verde (4700 ppm de As). As diferenças de concentração observadas entre os perfis refletem provavelmente o conteúdo original de arsenopirita nos diversos locais estudados. O arsênio apresenta uma boa correlação positiva apenas com o zinco e a prata, o que sublinha a mobilidade relativa do arsênio, sugerindo ainda uma possível retenção do zinco na forma de arseniato (adamita), haja vista que os arseniats são minerais secundários estáveis e comuns em depósitos de ouro intemperizados (BOYLE & JONASSON, 1973 e MAZZUCCHELI & JAMES, 1980). Por outro lado, o arsênio é liberado dos minerais primários e da arsenopirita em particular sobretudo na forma do complexo $As(OH)_3$ em condições de pH < 9 e na forma de espécies aniônicas nos meios fortemente alcalinos, a partir dos quais pode se precipitar junto com óxi-hidroxidos de ferro (NICKEL & DANIELS, 1985).

5.3.2 - Lateritas

Foram analisados os elementos Co, Cu, Zn, Cr, Ni, Mn, Pb e As, e determinadas as correlações entre eles e os elementos principais.

Com base nos resultados obtidos (Tabela 9), foi possível distinguir três grupos de elementos ou sejam: um primeiro constituído por Cr, Pb e Fe caracterizados por pouca mobilidade e mostrando normalmente um enriquecimento em direção ao topo do perfil; um segundo grupo que compreende os elementos

Tabela 9 - Matriz de correlação entre 18 amostras da crosta laterítica

	Fe2O3	Al2O3	SiO2	Na2O	K2O	CaO	MgO	P2O5	TiO2	Cr	Mn	Zn	Ni	Co	Cu	Pb	Au	Ag	As
Fe2O3																			
Al2O3																			
SiO2																			
Na2O	.617																		
K2O		.561																	
CaO					.621														
MgO					.970	.714													
P2O5																			
TiO2																			
Cr	.510																		
Mn																			
Zn								.829			.746								
Ni	.516					.575		.844			.604	.846							
Co	.729					.606		.760			.525	.706	.849						
Cu								.783				.681	.686	.643					
Pb	.580			.517						.701									
Au		.751								.624									
Ag	.691									.736									
As			.503															.693	

(Obs. Os espaços não preenchidos representam valores abaixo do valor crítico de 0.466).

relativamente móveis Mn, Zn, Ni e P, geralmente deslocados para os horizontes mosqueado e/ou saprolítico, e finalmente um terceiro grupo constituído de Co e Cu, ligado tanto ao ferro como ao fósforo. Os elementos deste terceiro grupo caracterizam-se por um comportamento irregular (de móvel a imóvel) e mostram uma distribuição desordenada nos perfis estudados.

A retenção dos metais e as correlações evidenciadas podem ser explicadas pela composição mineralógica dos diferentes horizontes bem como pela capacidade diadôquica dos minerais presentes em função do seu grau de cristalinidade.

Desse modo, a retenção de elementos traços no horizonte mosqueado e no topo do saprólito explica-se pela presença da caolinita, abundante e mal cristalizada, e eventualmente da sericita degradada. Ao invés das suas formas bem cristalizadas, estes dois minerais apresentam uma capacidade de fixação de ions metálicos (sobretudo por adsorção) não desprezível. É possível, também, que a goethita, embora subordinada nestes níveis, participe na fixação de elementos traços (TARDY & NAHON, 1985). Finalmente, os prováveis fosfatos devem ter contribuído, em parte, na acumulação destes elementos (SCHELLMANN, 1986; COSTA, 1988).

Por outro lado, a maior concentração de elementos metálicos, particularmente de Cr e Pb, na crosta laterítica parece ser causada sobretudo pelo alto conteúdo de oxi-hidróxidos de ferro e principalmente de goethita, cuja capacidade de adsorção iônica é, via de regra, elevada. A caolinita, mal cristalizada, deve igualmente fixar estes elementos, porém desempenha um papel subordinado por ser, nesta crosta, um mineral

menos abundante que nas zonas inferiores (DEER et al.1967 e TARDY & NAHON, 1985).

O manganês liberado dos minerais primários na forma bivalente é solúvel em condições ácidas e redutoras, precipitando nas suas formas tri e tetraivalente quando o meio se torna mais oxidante. Em meio ácido, ele pode, contudo, permanecer em solução na forma de complexos $[MnHCO_3^+]$ ou $[MnSO_4]$. Este elemento encontra-se comumente precipitado com oxi-hidróxidos e/ou argilo-minerais (STRAKHOV, 1976).

O comportamento químico do manganês é bastante semelhante ao do ferro, o que explica a frequente associação destes metais em condições naturais; a eventual separação entre eles é função exclusivamente do grau de oxidação do meio, pois em condições de igual pH o manganês necessita de um Eh mais elevado e de um tempo mais longo que o ferro para se precipitar, o que resulta na maior mobilidade do primeiro.

O níquel, por sua vez, é liberado no estado bivalente na fase inicial de alteração dos silicatos. Com a passagem progressiva para condições de pH neutro a ácido, Ni é precipitado junto com o hidróxido de ferro e a caolinita.

SCHELLMAN (1983), em acordo com ZEISSINK (1969) ressalta que antes do níquel ser incorporado nos argilo-minerais é necessário que haja previamente fixação deste metal pelo hidróxidos de ferro, pois somente o níquel não retido pela goethita (sua capacidade de retenção é no máximo 1,5% de Ni) pode migrar e precipitar na forma de silicatos em níveis mais profundos do perfil.

Segundo HEM (1970), o zinco na sua forma reduzida ocorre principalmente como sulfeto (esfalerita) e em menores proporções substituindo o ferro e/ou magnésio em alguns minerais as rochas ígneas. A alteração desses minerais provoca a liberação do zinco, principalmente na forma de $Zn(OH)_2$ bastante solúvel em meio ácido. Por outro lado, com o aumento do pH diminui a solubilidade do complexo $Zn(OH)_2$, que cede lugar à forma aniônica $Zn(OH)_3^-$.

3

NICKEL & DANIELS (1985) ressaltam que o zinco, apesar de ser bastante solúvel em meio ácido, pode ser coprecipitado, em ambiente alcalino, com oxi-hidróxidos de Fe e outros minerais secundários. Finalmente SHELLMANN (1986) observa que o zinco pode aparecer tanto concentrado como lixiviado nas lateritas, porém nota que o mais alto grau de enriquecimento se verifica em lateritas desenvolvidas sobre rochas ultramáficas.

O cromo aparece comumente em traços, em certos minerais silicáticos. Liberado desses minerais durante o intemperismo, é solubilizado preferencialmente em ambiente redutor e pH<8 na forma do complexo catiônico $Cr(OH)_2^+$ (HEM,1970). Ao tornar-se o ambiente mais oxidante, o cromo em solução oxida-se rapidamente e precipita-se junto com os oxi-hidróxidos de ferro (NICKEL & DANIELS, 1985).

O chumbo, segundo SCHELLMANN (1986), é geralmente enriquecido nas lateritas, podendo, no entanto, sofrer lixiviação em certos perfis, em particular sobre granitos e rochas ultramáficas. Apesar de LEVINSON (1974) também ter destacado a baixa solubilidade deste elemento, MANN & DEUTSCHER (1980) ressaltam que Pb pode ser solúvel, em ambientes apresentando

valores extremos de pH, sob a forma de complexos de sulfato, carbonato, cloreto e hidróxidos. Em pH neutro esses complexos são instáveis e precipitam ou se dissociam. O chumbo também pode ser facilmente coprecipitado com oxi-hidróxidos de Fe. NICKEL (1979) encontrou goethitas contendo até 4% de Pb em perfis lateríticos do oeste da Austrália, dando assim uma explicação ao enriquecimento em Pb nos níveis mais superficiais dessas formações.

O cobalto apresenta-se geralmente enriquecido na base do horizonte concrecionado. Os teores mais elevados são atribuídos à presença de caolinita e goethita mal cristalizadas. THORNER et al. (1981) e NICKEL & DANIELS (1985) ressaltam que, apesar da alta solubilidade do cobalto verificada em meio ácido, este elemento pode ser comumente encontrado coprecipitado com os oxi-hidróxidos de ferro em ambiente neutro a alcalino.

Além da boa correlação positiva com o cobre, o cobalto mostra uma clara afinidade com o níquel, fato salientado por diferentes autores (MELFI, 1974; NICKEL & DANIELS, 1985; SCHELLMANN, 1986).

A distribuição do cobre é bastante complexa. Este elemento apresenta um enriquecimento na crosta tanto no setor Xicá como no setor Mina Verde, observando-se igualmente teores anômalos em níveis mais profundos. No setor Mina do Cedro, a sua distribuição é irregular. Devido aos baixos teores de cobre, que eliminam a possibilidade de ocorrerem minerais secundários deste elemento, atribui-se a sua presença à retenção pelos argilo-minerais e oxi-hidróxidos de ferro (ANDERSON, 1982; MANN, 1983; e

GROKE et al. 1987;)).

A solubilidade do cobre, segundo ANDERSON (1982), é determinada pelo pH e pela fugocidade de oxigênio nas soluções percolantes. Enquanto a diminuição do pH conduz a um aumento da solubilidade do cobre em meio oxidante, um aumento do pH em soluções saturadas neste elemento pode, ao contrário, resultar na precipitação do mesmo. A saturação em cobre de soluções capilares também leva à precipitação do metal devido ao aumento da fugocidade de oxigênio no sistema.

A distribuição do arsênio nas formações lateríticas é igualmente complexa, pois no setor Mina do Cedro nota-se um nítido enriquecimento em direção à crosta, enquanto que nos setores Mina Verde e Xicá constata-se uma forte concentração no horizonte argiloso. É possível que no setor Mina do Cedro, este elemento esteja adsorvido pelos oxi-hidróxidos de ferro (NICKEL & DANIELS, 1985). Por outro lado, principalmente no setor Xicá, o arsênio chega a exibir valores francamente anômalos (>5000 ppm) no topo do saprólito, coincidindo com altos teores dos outros elementos traços analisados, com exceção de Pb que permanece constante ao longo do perfil. Tal fato pode estar ligado à presença, na parte superior do saprólito, de arseniatos como: adamita(Zn), eritrita(Co), annabergita(Ni) e etc.), minerais secundários frequentes em ambientes supergênicos enriquecidos em arsênio. A reação entre íons arseniatos AsO_4^{3-} contidos nas águas de percolação e cátions metálicos em concentração adequadas resulta, com certa facilidade, em precipitação de minerais arseniatos (HEM, 1970). Com efeito, muitos desses compostos apresentam baixa solubilidade (SILLEN & MARTELL, 1964).

6 - OURO E PRATA NAS FORMAÇÕES RESIDUAIS

6.1 - OCORRÊNCIA DE OURO E PRATA NOS GOSSANS

O ouro nestes corpos aparece sobretudo em partículas muito finas inclusas na matriz e de difícil observação em lupa binocular. No entanto, foram igualmente encontradas partículas maiores visíveis a olho desarmado, apresentando formas irregulares, geralmente arredondadas ou em bastonetes com até 0,5 cm de comprimento e 0,2 cm de largura (Figuras 25, 26 e 27). Essas partículas mostram, às vezes, intercrescimento com o material ferruginoso encaixante bem como preenchimento de microscópicas fissuras e "golfos" por goethita (Figura 28). As maiores podem ser definidas como diminutas "pepitas" típicas de ambiente secundário (MANN, 1984; STOFFREGEN, 1986; NAIR et al. 1987 e SANTOSH & OMANA, 1991). As microanálises de 2 partículas extraídas da amostra MT-99 do setor Mina Verde (Tabela 10) revelaram teores médios de Ag de 4,5% (Au-1) e 5,9% (Au-2), caracterizando uma "fineness" relativamente baixa (955 e 941). Cabe ainda assinalar a presença nestas pequenas pepitas de traços de platinóides (principalmente irídio), bem como de bismuto e de níquel. Parte de ouro, contudo, parece ocorrer ainda na sua forma primária, nos fragmentos de veios de quartzo (NICKEL & DANIELS, 1985). Os teores algo mais elevados detectados em amostras ricas em tais fragmentos sugerem a ocorrência de ouro na sua forma primária.

Enfim, microanálises efetuadas em amostras da matriz ferruginosa (amostras MT-95 e MT-101 dos setores Xicá e Mina Verde, respectivamente) mostraram que o ouro e a prata

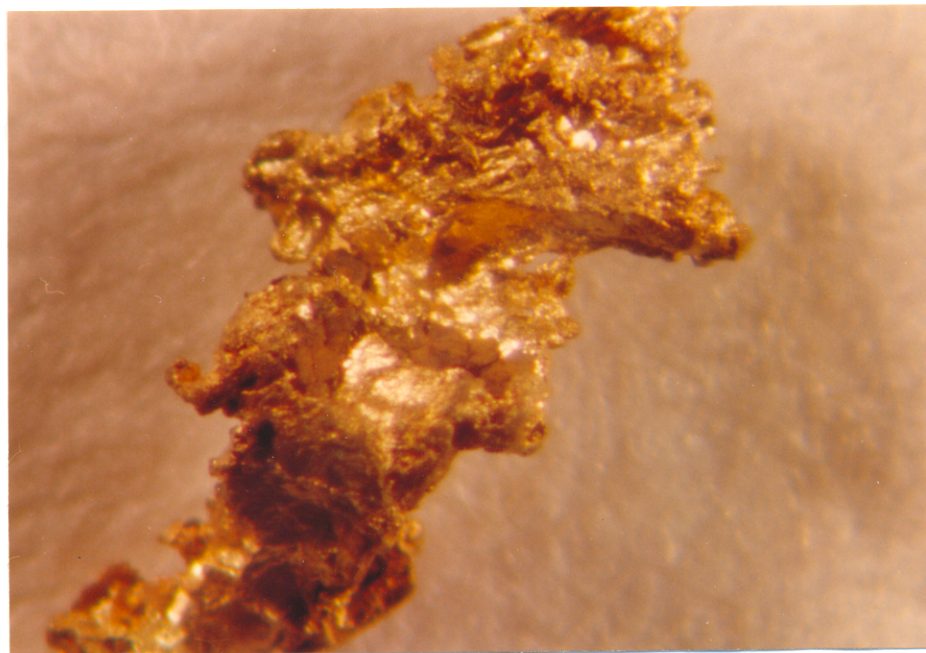


Figura 25. Partícula de ouro com forma irregular (aumento 8x), área de cachoeira, nordeste do Pará.

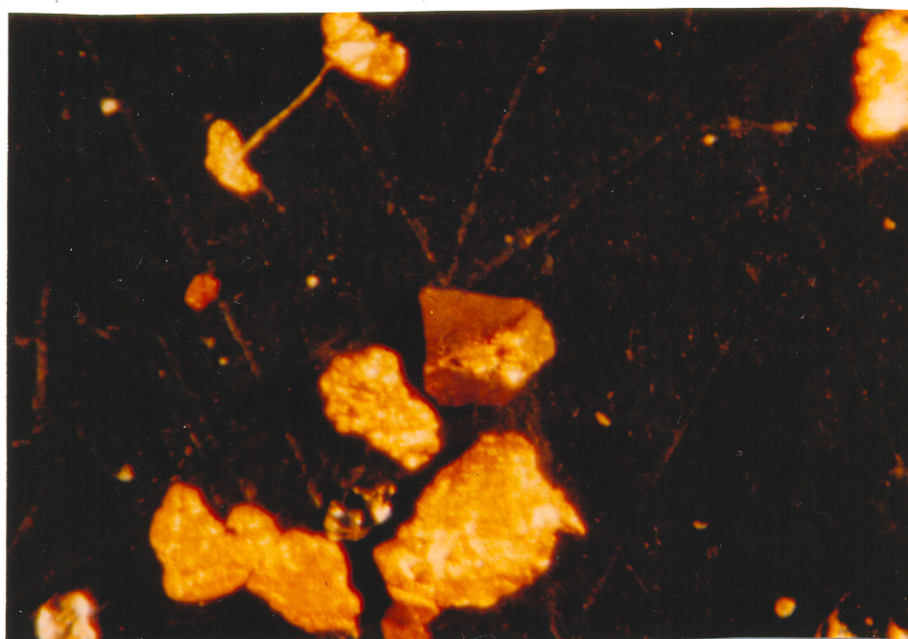


Figura 26. Partículas de ouro com formas arredondadas (aumento 8x), área de Cachoeira, nordeste do Pará.



Figura 27. Partículas de ouro em bastonetes da área de Cachoeira, nordeste do Pará. A maior tem 5 mm de comprimento.



Figura 28. Intercrescimento de ouro com material goethítico (aumento 8x), área de Cachoeira, nordeste do Pará.

Tabela 10 - Composição química de 2 partículas de ouro (amostra MT-99) do setor Mina Verde, obtidas por microanálise (% de metal).

Ponto analisado	Bi	Ag	Ir	Au	total
Particula Au-1					
1	0,1	5,9	0,2	93,7	100,0
2	nd	3,7	0,3	96,0	100,0
3	0,1	4,3	0,2	95,3	100,0
4	nd	2,8	0,3	96,8	99,9
5	nd	5,9	0,3	93,8	100,0
Particula Au-2					
8	0,1	5,9	0,3	93,7	100,0
9	nd	5,9	0,3	93,8	100,0
10	nd	5,9	0,2	93,5	99,6

nd - não detectado

ocorrem igualmente em traços na própria matriz (Tabela 10). Embora a caolinita e a sericita possam conter traços destes metais, o Au e Ag estariam ligados sobretudo aos oxi-hidróxidos de ferro, provavelmente adsorvidos por estes minerais, fato já assinalado por diferentes autores (NICKEL & DANIELS, 1985; ANDREW, 1984 e TAYLOR, 1983).

A distribuição do ouro parece ser bastante irregular ao longo dos perfis estudados, percebendo-se, no entanto, uma tendência ao enriquecimento nos níveis mais profundos (Figura 29) onde os teores ocorrem próximos de 2 ppm. No setor Mina Verde foi detectado um valor anômalo (164 ppm Au) na base do perfil.

A prata tende também a concentrar-se na base dos perfis, apresentando valores da ordem de 2 ppm. Ressaltam-se, como no caso do ouro, valores mais elevados (6 ppm) no Setor Mina Verde (Figura 29).

A diferença no conteúdo de ouro entre os corpos gossânicos e o saprólito encaixante é bem exemplificada no perfil lateral do setor Xicá (Figura 29). A passagem do saprólito para o gossan é, neste local, nitidamente marcada por um aumento brusco de 0,12 ppm para 1,2 ppm de Au.

Por outro lado, o perfil referente ao gossan fortemente inclinado e parcialmente lateritizado do setor Mina do Cedro, ressalta o comportamento de Au e Ag em caso de lateritização ou exposição às condições de superfície influenciadas pela presença de matéria orgânica. Os teores destes elementos, baixos no saprólito encaixante, atingem valores

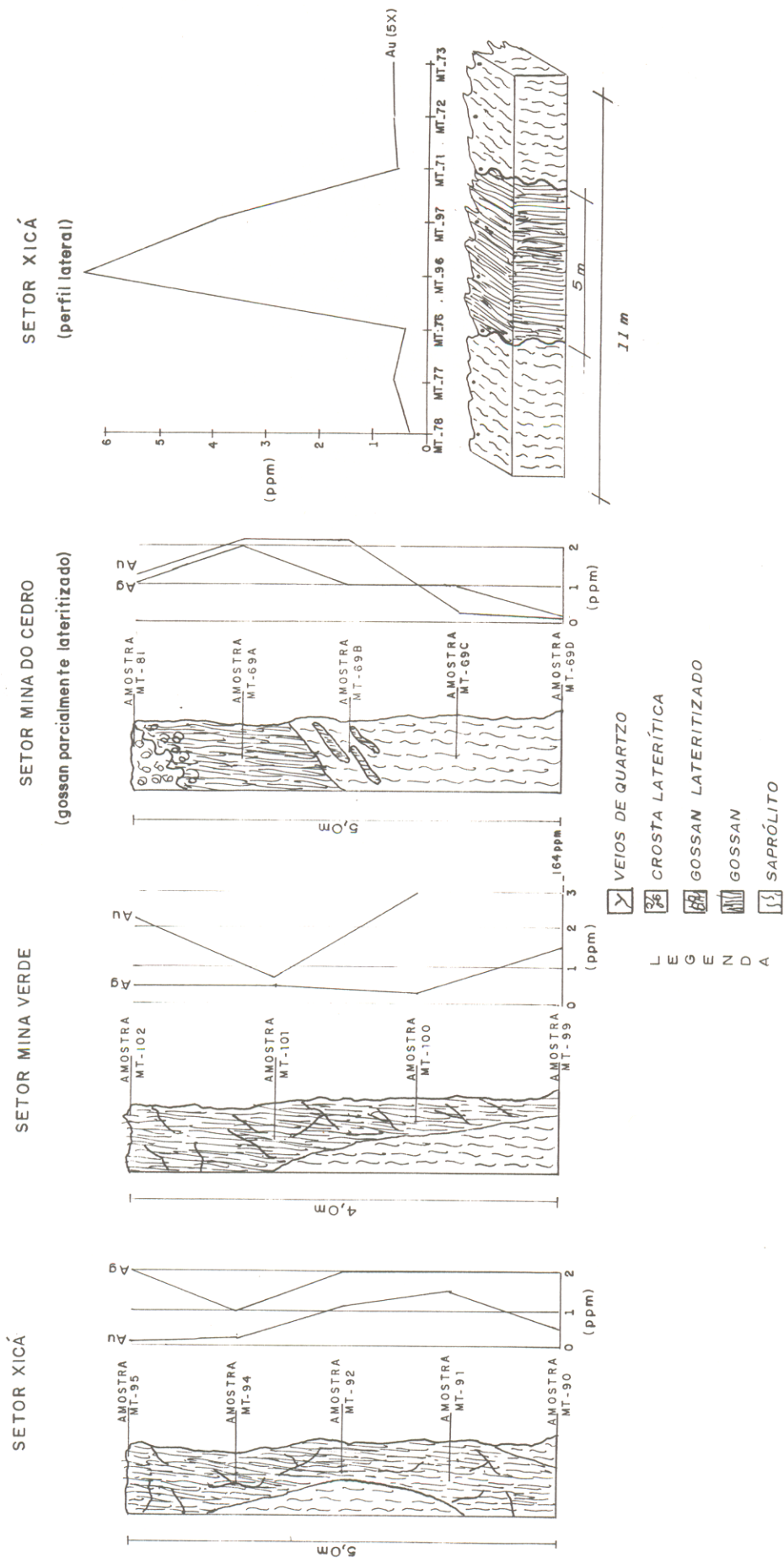


Figura 29 - Distribuição do ouro e da prata nos perfis gossânicos, da área de Cachoeirinha, região do Gurupi, Pará.

máximos no gossan porém diminuem, em geral, no topo do perfil (Figura 29).

Em termos gerais, o ouro mostra uma forte correlação com Ti, Zn e As, enquanto que a prata apresenta somente um comportamento semelhante ao do Zn e As.

6.2 - OCORRENCIA DE OURO E PRATA NA LATERITA

O ouro nas formações lateríticas, embora tenha sido detectado por análise química, não foi encontrado em partículas visíveis nem a olho desarmado nem ao microscópio petrográfico.

Por outro lado, microanálises realizadas em amostras da crosta ferruginosa (Tabelas 6 e 7) e do horizonte saprolítico (Tabela 11) evidenciaram que o ouro e a prata apresentam ampla distribuição e ocorrem tanto na goethita como na caolinita, na ilmenita e na sericita. Estes metais apresentam, no entanto, uma ligação mais direta com o hidróxido de ferro, fato demonstrado pelo aumento dos teores no nível mais ferruginoso.

Os teores relativamente altos de ouro detectados nas amostras contendo abundantes fragmentos de quartzo sugerem, por outro lado, que parte do ouro se encontra ainda no seu estado primário. O metal, neste caso residual, teria sido protegido dos efeitos da alteração envolto pela ganga de quartzo (SANTOS, 1984).

A distribuição do ouro nos perfis estudados indica uma tendência muito clara ao enriquecimento em direção ao

Tabela 11 - Resultado de microanálise eletrônica de uma amostra do horizonte saprolítico (setor Mina do Cedro), (elementos maiores em % e traços em ppm).

amostra	mineral	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr	Mn	Au	Ag
MT-30/8	goethita	1,9	0,3	74,4	0,1	0,1	nd	nd	nd	120	170	20	nd
MT-30/9	quartzo	98,2	0,4	0,8	nd	nd	0,6	nd	nd	20	nd	nd	nd
MT-30/10	material (ferrug.)	11,1	8,2	58,2	nd	0,1	0,7	0,1	2,1	980	370	180	10
MT-30/11	sericita	34,7	22,8	24,6	0,1	nd	1,5	0,2	6,8	490	50	nd	40
MT-30/12	goethita	1,8	3,5	71,2	nd	0,1	nd	0,1	0,2	320	320	30	nd

nd - não detectado

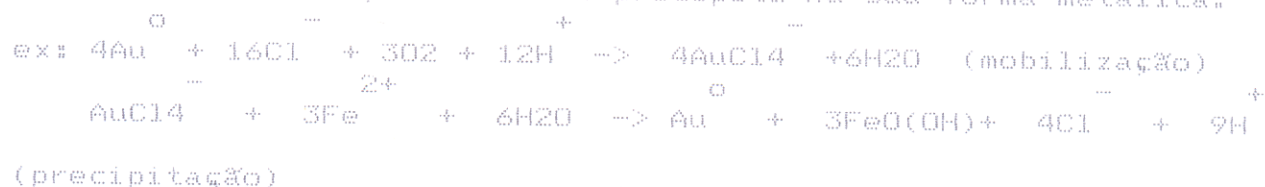
topo da cobertura laterítica (Figura 30), com concentrações máximas, variando de um perfil ao outro, de 0,5 a 1,5 ppm. Apenas no setor Mina Verde a crosta ferruginosa apresenta um valor mais elevado (2,95 ppm).

A matriz de correlação mostra que o ouro apresenta afinidade com Fe, Ti, Cr, Cu e Ag, enquanto que a prata segue Fe, Cr, Co, Pb e Au (Tabela 9).

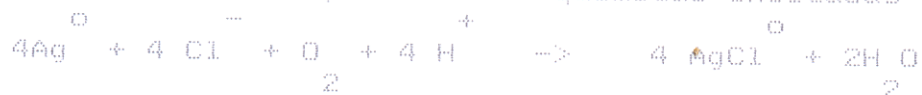
6.3 - MOBILIZAÇÃO E PRECIPITAÇÃO DO OURO E PRATA

Dentre os diversos íons capazes de formar com o ouro complexos solúveis destacam-se o cloro, o tiosulfato bem como compostos orgânicos (MANN, 1984). Ademais, foi comprovada a existência em solução de ouro coloidal (MACHESKY et al. 1991).

Segundo KRAUSKOPF (1951), CLOKE & KELLY (1964), MANN (1984), WEBSTER & MANN (1984), VASCONCELOS & KYLE (1991) e SANTOSH & OMANA (1991) em ambiente salino (em presença de abundantes íons Cl^-), ácido e levemente oxidante, o ouro pode ser solubilizado na forma do complexo cloreto $\text{Au}(\text{Cl})_4^-$. Já em caso de diluição (menor quantidade de íons Cl^-), em meio redutor e alcalino, o elemento precipita na sua forma metálica.



A prata é também mobilizada na forma de complexo cloreto nas condições físico-químicas indicadas acima.



No entanto, o potencial redox do par Ag-AgCl, sendo

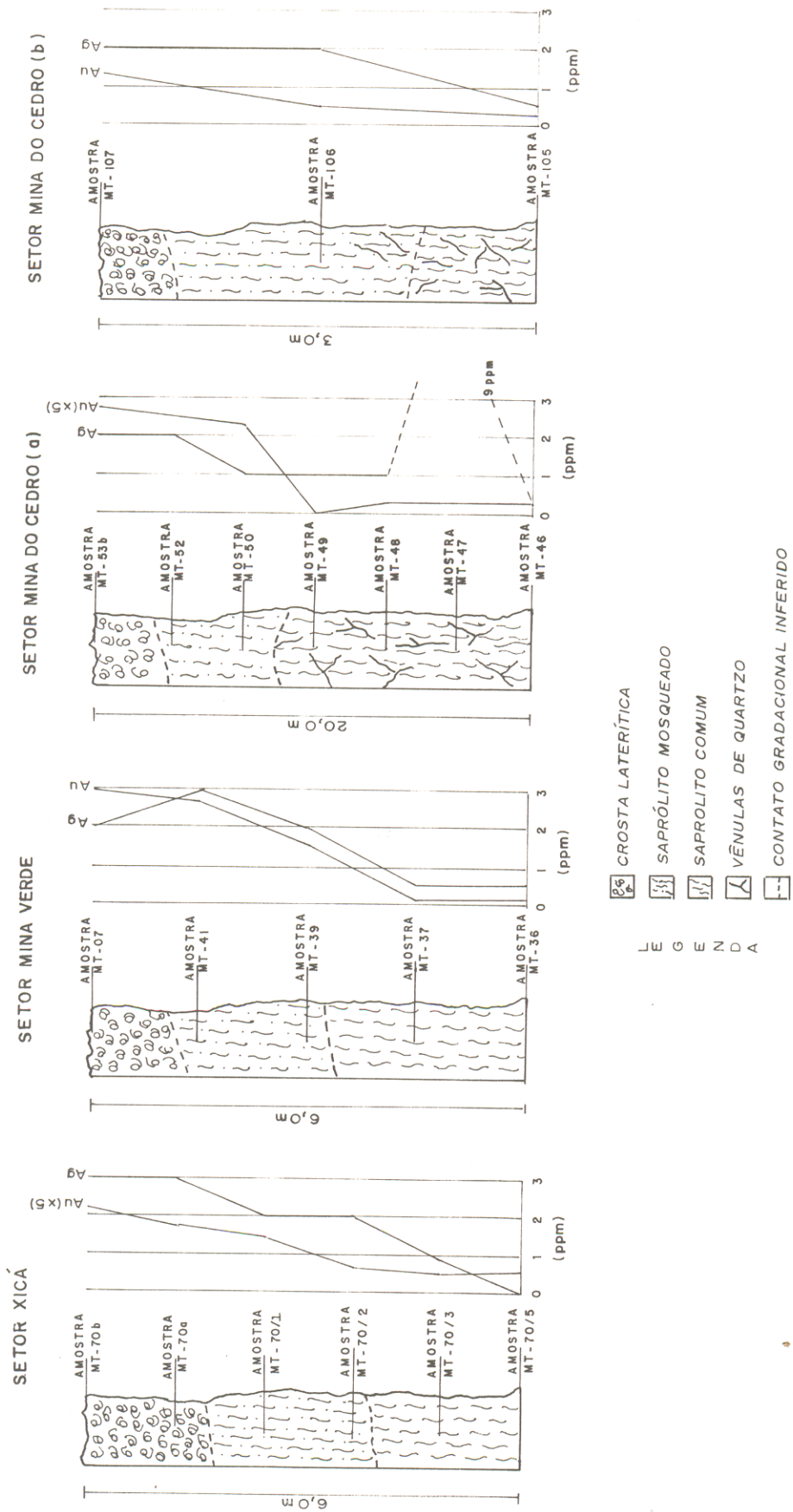
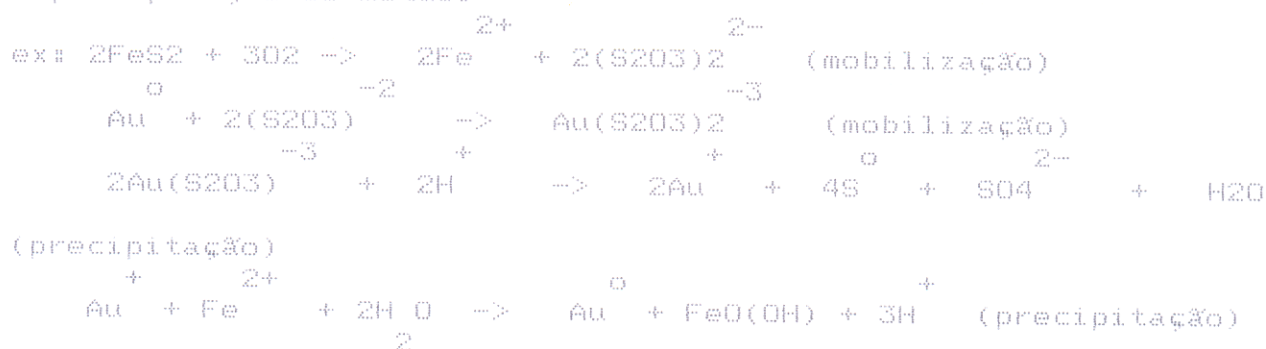


Figura 30- Distribuição do ouro e da prata nos perfis lateríticos, da região do Gurupi, Pará.

inferior ao do par $Fe^{2+}-Fe^{3+}$, faz com que a prata, contrariamente ao ouro, não se precipite junto com o ferro e, assim, migra. Dessa forma ocorre um refinamento químico do produto reprecipitado e o ouro secundário apresenta um alto grau de pureza (alta "fineness") (BUTT, 1988).

O ouro pode igualmente ser dissolvido e mobilizado em condições neutras a alcalinas e fracamente oxidantes sob a forma de tiosulfato $- Au(S_2O_3)_2^{2-}$ segundo BOYLE (1979), WEBSTER (1986), STOFREGEN (1986), BENEDETTI & BOULEGUE (1991) e ANDRADE et al (1991). Neste caso a mudança para condições de maior diluição ou ácidas e redutoras ou fortemente oxidantes causam a reprecipitação do metal.



Nas mesmas condições físico-químicas a prata forma também um complexo tiosulfato $Ag(S_2O_3)_2^{3-}$ ou, junto com o ouro, um complexo misto. Os tiosulfatos de Au e Ag sendo desestabilizados nas mesmas condições de pH e Eh liberam estes metais ocorrendo, então, a reprecipitação conjunta dos dois elementos. O produto resultante apresenta, conseqüentemente, um teor elevado de prata e uma baixa "fineness" (BUTT, 1988).

LAKIN et al. (1974), BAKER (1978) e BOYLE (1979) mostraram, por outro lado, que a presença de compostos orgânicos (ácidos húmicos e/ou íon cianeto) em meio oxidante e pH neutro a

Ácido permite a solubilização do ouro na forma de complexos orgânicos e cianeto. Condições redutoras propiciam, ao contrário, a dissociação de tais complexos e reprecipitação do metal.



(mobilização)



(precipitação)

Neste caso, segundo BUTT (1988), o ouro precipitado exibe um alto grau de pureza (alta "fineness").

Segundo BOYLE (1979), VLASSOPOULOS & WOOD (1990) e BENEDETTI & BOULEGUE (1991), na ausência de outras espécies ligantes, o ouro pode ser dissolvido sob a forma de complexo $\text{Au}(\text{H}_2\text{O})^+$. Este, bastante instável em ambiente supergênico, evolui para o estado coloidal que, por sua vez, se fixa por adsorção nos minerais de alteração.

O ouro pode também ser mobilizado sob a forma de colóide protegido por outros colóides orgânicos e inorgânicos (hidróxidos de Fe e Al, óxidos e hidróxidos de Mn, sílica, etc.) sendo posteriormente adsorvido. (BOYLE, 1979; ENZWEILLER & JOEKES, 1991 e MACHESKY et al. 1991).

6.4 - DISCUSSOES

No setor Cachoeira foram distinguidos dois domínios supergênicos distintos mostrando enriquecimento em ouro e prata ou seja formações gossânicas restritas e uma cobertura laterítica desenvolvidas sobre rochas vulcânicas ácidas e subordinadamente sedimentares milonitizadas e alteradas pelo hidrotermalismo, carbonatização e sericitização.

O ouro primário ocorre principalmente em veios e vênulas de quartzo como finas partículas de forma irregular a arredondada ou contido nos sulfetos (principalmente arsenopirita), sendo neste caso detectado somente por microanálise (Tabela 2).

Nos gossans, o ouro apresenta-se em pequenas pepitas e partículas nitidamente maiores que aquelas encontradas nos veios de quartzo. As pepitas apresentam formas variadas, muito irregulares, placóides ou em bastonetes, sendo geralmente intercrescidas com óxi-hidróxidos de ferro (Figuras 26 e 28). O grau de "fineness" (95 % de Au) determinado nestas pepitas é quase semelhante ao do ouro primário.

Por outro lado, é importante ressaltar que esses corpos gossânicos desenvolveram-se sobre zonas de cisalhamento particularmente ricas em carbonato, fato evidenciado pelo estudo do substrato. Embora a alteração dos sulfetos propicie de início condições ácidas, a presença de carbonato se opõe normalmente a esta tendência levando à neutralização do meio e eventualmente, ao aparecimento de condições alcalinas. A presença nas zonas de

cisalhamento em estudo de quantidades significativas de sulfetos, sobretudo de arsenopirita, e de abundante carbonato, sugere portanto que tanto o ouro como a prata foram mobilizados preferencialmente na forma de tiosulfatos ou talvez de arseno-tio-complexos, compostos estáveis em condições neutras a alcalinas (BOYLE, 1979). A presença de prata no ouro secundário, que segundo BUTT (1988) indicaria uma migração do ouro e prata na forma de tio-sulfatos reforçaria esta hipótese.

Por sua vez, a hipótese da migração do ouro e prata sob forma de cloretos não encontra apoio no contexto geológico local, a presença de carbonato no substrato não favorece o aparecimento e sobretudo a persistência de condições ácidas necessárias para a estabilidade de cloretos, como também não fica claro qual seria a fonte de ions Cl^- , além da água da chuva cuja influência dificilmente seria significativa. Enfim o grau de "fineness" do ouro secundário não é coerente com a mobilização de ouro e prata na forma de cloretos (BUTT, 1988). O transporte desses metais sob a forma de tais complexos pode, portanto, ser excluído, pelo menos como mecanismo principal.

A reprecipitação do ouro como da prata nos gossans deve ter sido controlada pela presença de ions Fe^{2+} liberados pela alteração de sulfetos a maior profundidade. A grande quantidade de óxi-hidróxidos de ferro acumulado no meio, permitiu então a adsorção por estes minerais e a coprecipitação com o ferro. Outro fator de certa importância na precipitação do ouro pode ter sido o aumento de acidez provocado pela alteração dos sulfetos.

Embora o estudo dos gossans tenha se restringido apenas a porções da zona de oxidação pouco diferenciadas e marcadas essencialmente por altíssimas concentrações de hidróxidos de ferro, o ouro (e até certo ponto a prata) mostra uma tendência a se enriquecer nas partes mais inferiores dos perfis considerados, independentemente da presença de fragmentos residuais de veios de quartzo, eles mesmos, possivelmente ainda portadores de ouro primário.

Na cobertura laterítica, apesar de não ter sido observado por meios óticos, o ouro foi detectado por microanálises, sendo, portanto, caracterizado aqui como "ouro invisível" (WILSON, 1984; SANTOS, 1984 e COSTA, 1988). O ouro pode ter sido adsorvido pelos óxi-hidróxidos de ferro e coprecipitado (NICKEL & DANIELS, 1985; STOFFREGEN, 1986; MACHESKY et al. 1991) ou simplesmente ocorrer na forma de micropartículas disseminadas (WILSON, 1984). Futuros estudos deverão resolver esta questão, sendo o problema do ouro invisível um dos mais delicados e por ora, um dos menos investigados na área da geoquímica dos metais preciosos. Do mesmo modo que a prata, o ouro mostra um enriquecimento nítido e sistemático da base para o topo dos perfis estudados, com teores quase sempre mais elevados na crosta ferruginosa.

Referente a mobilização de Au na cobertura laterítica, desempenhou certamente um papel decisivo a ausência ou escassez de carbonato em superfície, resultando da dissolução rápida e precoce deste último nas condições climáticas úmidas propícias à lateritização. É possível igualmente que esta última, sendo um processo muito mais abrangente espacialmente que a formação dos

gossans, tenha afetado, fora das próprias zonas de cisalhamento, rochas já muito pobres em carbonato. Acredita-se, portanto, que nessas condições instalou-se um ambiente ácido controlado pela alteração dos sulfetos, pela eventual acumulação de matéria orgânica em superfície e sustentada pelo próprio processo de lateritização. Em tal meio, mesmo moderadamente ácido, é mais provável que tanto o ouro como a prata foram mobilizados principalmente na forma de cloretos e/ou complexos orgânicos. No entanto, permanecendo desconhecida na área uma fonte de íons Cl^- outra que a água da chuva e considerando-se a instabilidade dos complexos orgânicos, pode-se afirmar com certa segurança que a mobilização de ambos os metais foi fraca. A ausência de partículas residuais e o caráter "invisível" do ouro sugerem, contudo, que tal mobilização e a subsequente redistribuição dos metais realmente ocorreram. A migração do ouro e da prata foi limitada e resultou na sua concentração principalmente na crosta laterítica. O empobrecimento em ouro no topo de alguns perfis indicaria que localmente, próximo à superfície, o metal sofreu uma migração, algo mais acentuado ou uma remobilização mais tardia também na forma de cloretos fortemente diluídos ou de complexos orgânicos rapidamente degradados.

A precipitação do ouro deve ter sido causada por um leve aumento do pH e/ou uma diminuição do Eh (em presença de íons Fe^{2+} ?) e a sua fixação na laterita provavelmente ocorreu por adsorção pelo hidróxido de ferro e/ou coprecipitação com este último o que explicaria o caráter "invisível" do ouro. Este encontrar-se-ia em partículas sub-microscópicas disseminadas na

matriz ferruginosa ou na própria estrutura dos óxi-hidróxidos de ferro. Com efeito, BOYLE (1979) ressalta a importância dos fenômenos eletroquímicos no domínio dos colóides. Segundo este autor os complexos auríferos carregados positivamente podem ser facilmente atraídos por colóides de hidróxido de ferro carregados negativamente.

7 - CONCLUSÕES

As relações de campo entre a cobertura laterítica e os corpos gossânicos sugerem que estes últimos foram gerados antes da primeira. Provavelmente em condições climáticas relativamente secas permitindo a preservação de pelo menos parte dos produtos de alteração hidrotermal, sobretudo da sericita, a oxidação dos sulfetos levou ao desenvolvimento de um ambiente gossânico clássico nas faixas de cisalhamento e à individualização de zonas de oxidação de tipo "hard-gossan" ou chapéu de ferro. Considerando o notável grau de maturidade das partes mais superficiais dos gossans, presume-se que, em profundidade, ocorrem zonas de cimentação igualmente bastante evoluídas.

Mais tarde, após um período de aplainamento regional que provavelmente truncou os corpos gossânicos originais e na ocasião de mudanças climáticas para um regime mais úmido, desenvolveu-se um extenso manto laterítico. O topo dos corpos gossânicos foi parcialmente afetado por este processo de alteração regional. O estado de conhecimento da geologia recente do NE do estado do Pará não permite, por ora, qualquer afirmação referente à idade dos gossans. É possível, contudo, que eles sejam ainda mais antigos que a espessa couraça laterito-fosfática, não estudada neste trabalho, que capeia o Morro de Cansa Perna, e cuja formação teria ocorrido de acordo com COSTA (1980) no final do terciário Inferior. Com efeito, fragmentos de material denso, essencialmente composto de goethita maciça e bastante parecido com os produtos gossânicos em estudo, foram

encontrados no topo da citada couraça envoltos em abundante matriz fosfática.

Quanto à crosta laterítica, objeto da presente pesquisa, levando em consideração o seu grau de maturidade e a sua posição topográfica, ela poderia corresponder ao manto ferralítico regional, bem representado mais a oeste, formado sobre sedimentos do Grupo Barreiras do Terciário Superior. O final deste último seria conseqüentemente o período de formação mais provável dessa cobertura laterítica. O rebaixamento do nível de base durante o Quaternário e a conseqüente reativação dos processos erosivos, teriam provocado a remoção da maior parte deste manto residual, sobrando apenas alguns platôs testemunhos de extensão restrita, entre eles o do setor de Cachoeira.

Neste contexto supergênico, houve, a partir do substrato vulcano-sedimentar intensamente milonitizado e localmente mineralizado a arsenopirita, pirita, calcopirita, blenda e ouro, mobilização e redistribuição dos elementos traços. Nos gossans, devido ao reduzido número de amostras estudadas e as mesmas provirem exclusivamente da zona de oxidação, não foi possível caracterizar claramente o comportamento desses elementos. Contudo, apesar de poucas variações nos teores ao longo dos perfis investigados, foi evidenciado uma boa correlação positiva entre Cr, Ni, Co e Cu, provavelmente relacionada a coprecipitação desses metais com a goethita. O Au por sua vez, fortemente enriquecido nos gossans em relação ao saprólito encaixante, na forma de pequenas pepitas, mostra uma certa

tendência a acumular-se preferencialmente em níveis mais profundos. Quanto a Ag, igualmente mais abundante nos gossans que nos produtos de alteração adjacentes, exibe um comportamento bastante irregular ao longo dos perfis.

No manto laterítico, os elementos traços podem ser divididos em tres grupos de acordo com a sua distribuição nos perfis e as correlações evidenciadas. Distinguem-se:

- Os elementos pouco móveis Cr e Pb, associados a Fe e comumente enriquecidos na parte superior dos perfis. Em linhas gerais, Au (na forma de ouro "invisível") e Ag apresentam sensivelmente o mesmo comportamento.

- Os elementos relativamente móveis Mn, Zn e Ni que juntamente com P encontram-se geralmente concentrados nos horizontes mosqueado e/ou saprolítico.

- Os elementos de comportamento desordenado Co e Cu, que parecem estar ligados tanto ao Fe como ao P. Ambos exibem um padrão de distribuição irregular.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ABREU, F.A.M. 1990. Evolução geotectônica do Pré-Cambriano da região meio norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 165 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geociências, Centro de Geociências, UFFa, 1990.
- ABREU, F.A.M. & HASUI, Y. 1980. Estruturas das Formações Gurupi e Santa Lúzia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. *Anais*, Camboriú, SBG.v. 5, p. 2533-2541.
- ABREU, F.A.M. & LESQUER, A. 1985. Considerações sobre o Pré-Cambriano da região sudeste do craton São Luis. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2., Belém, 1985. *Anais*, Belém, SBG. v.1, p.7-21.
- ABREU, F.A.M.; VILLAS, R.N.; HASUI, Y. 1980. Esboço estratigráfico do Pré-Cambriano da região do Gurupi, estado do Pará e Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. *Anais*, Camboriú, SBG. v. 2, p.647-658.
- ACKERMANN, F.L. 1964. Geologia e fisiografia da região Bragantina (Estado do Pará). Manaus, Instituto Nacional de Pesquisa da Amazônia, 90p. (Cadernos da Amazônia, 2).
- ANDERSON, J.A. 1982. Characteristics of leached capping and techniques of appraisal. In: TITLEY, S.R., ed. *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North América*. Tucson, Univ. Arizona Press. p.275-295.
- ANDRADE, W.O.; MACHESKY, M.L.; ROSE, A.W. 1991. Gold distribution and mobility in the surficial environment, Carajás region, Brazil. *J. Geochem. Explor.*, 40(1/3):95-114.
- ANDREW, R.L. 1984. The geochemistry of selected base-metal gossan, Southern Africa. *J. Geochem. Explor.*, 22(1/3):161-192.
- BAKER, W.E. 1978. The role of humic acid in the transport of gold. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42(6):645-649.
- BENEDETTI, M. & BOULEGUE, J. 1991. Mechanism of gold transfer and deposition in a supergene environment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55(6):1539-1547.

- BETTENCOURT, J.S.; BORGES, W.R.; KORITIAKE, M. 1991. The Cachoeira Gold deposit, Gurupi belt, Pará, Brazil: Geological setting, structure and mineralization - A preliminary report. In: LADEIRA, E.A. ed. **BRAZIL Gold'91**. Belo Horizonte, p.721-729.
- BHASKARA RAO, A.; BARROS, J.G.C.; ADUSUMILLI, M.S. 1983. Lateritic Gold Project. In: MELFI, A. J. & CARVALHO, A. eds. **Lateritisation Processes**. São Paulo, USP. p. 159-176.
- BOWELL, R.J.; FOSTER, R.P.; GIZE, A.P.; HOPPIS, H.A.; LAFFOLEY, N.dA.; REX, A.J. 1991. Mineralogical and chemical characteristics of a tropical weathering profile in Ghana: Implications for gold exploration. In: LADEIRA, E.A., ed **Brazil Gold'91**. Belo Horizonte, s. ed. p.713-719.
- BOYLE, R.W. 1979. **The geochemistry of gold and its deposits**. Geol. Surv. Can. Bull., 280: 431-445.
- BOYLE, R.W. & JONASSON, I.R. 1973. The geochemistry of arsenic and its use as an indicator element in geochemical prospecting. **J.Geochem. Explor.**, 2(3):251-296.
- BUTT, C.R.M. 1988. Genesis of lateritic and supergene gold deposits in the Yilgarn Block, Western Australia. **Bicentennial Gold'88**, Australia, p.359-364.
- BUTT, C.R.M. 1989. Geomorphology and climatic history-keys to understanding geochemical dispersion in deeply weathered terrains, exemplified by gold. In: GARLAND, G.D., ed. **Exploration' 87**. Ontário, Geological Survey, Sp. v. 3, p. 323-334.
- CARVALHO, I.C. 1984. Mineralizações auríferas de Gentio do Ouro (Bahia)-Características micromorfológicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG. p. 4024-4031.
- CARVALHO, I.G. 1992. Contribuição ao conhecimento da concentração secundária de ouro em lateritos ferruginosos do semi-árido baiano. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos**. São Paulo, SBG. v.1, p. 575.

- CATHELINEAU, M.; BOIRON, M.C.; HOLLIGER, Ph.; MARION, Ph.; DENIS, M. 1989. Gold in arsenopyrites : Crystal chemistry, location and state, physical and chemical conditions of deposition. In: KEAYS; RAMSAY; GROVES. eds. **The geology of gold deposits: The perspective in 1988**. New Haven, The Economic geology Publishing. p.328-341 (Economic Geology Monograph,6).
- CLOKE, P.L. & KELLY, W.C. 1964. Solubility of gold under inorganic supergene conditions. **Econ. Geol.**, 59: 259-270.
- COSTA, J.A.V. & COSTA, M.L. 1991. O padrão da substituição de ouro no perfil laterítico do Morro da Mina, Região do Cassiporé, AP. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 3., Belém, 1991. **Anais**. Belém, SBG-Núcleo Norte, p.421-434.
- COSTA, J.B.S.; PASTANA, J.M.N.; COSTA, E.J.S.; JOÃO, X.S.J. 1988. A faixa de cisalhamento Tentugal na folha SA.23-YB. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG, v.6, p.2257-2275.
- COSTA, J.L.; ARAUJO, A.A.F.; VILLAS BOAS, J.M.; FARIA, C.A.S. de; SILVA NETO, C.S.; WANDERLEY, V.J.R. 1977. **Projeto Gurupi: Relatório Final**. Belém, DNPM, CPRM.v.1, 96p.
- COSTA, M.L. 1980. **Mineralogia, Geoquímica e gênese dos fosfatos de Jandia, Cansa Ferna, Itacupim no Pará e Trauíra no Maranhão**. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 164p. Tese (Mestrado em Geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em geoquímica, Centro de Geociências, UFFa, 1980.
- COSTA, M.L. 1988. **Os Lateritos: seus aspectos geológicos, mineralógicos e sua importância econômica**. Belém, UFFA. Centro de Geociências. 190p. Apostila.
- DAVY, R. & EL-ANSARY, M. 1986. Geochemical patterns in the laterite profile at the Boddington gold deposit, Western Australia. **J. Geochem. Explor.**, 26: 119-144.

- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J.A. 1967. **Rock forming minerals**. 6 ed. London, Longman. 523p.
- ENZWEILER, J. & JOEKES, I. 1991. Adsorption of colloidal gold on colloidal iron oxides. **J. Geochem. Explor.**, 40(1/3):133-142.
- EVANS, D.L.C. 1981. Lateritisation as a possible contributor to gold placers. **Eng. Min. J.**, (Aug): 86-91.
- FRANCISCO, B.H.R.; LOEWNSTEIN, P.; SILVA, O.F.; SILVA, G.G. 1971. **Contribuição a geologia da folha de São Luis (SA-23) no estado do Pará**. Belém, CNPq, INPA. 48p. (Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, 17).
- FREYSSINET, Ph.; LECOMTE, P.; EDIMO, A. 1989a. Dispersion of gold and base metal in the Mborguéné lateritic profile, East Comoroun. **J. Geochem. Explor.**, 32(1/3):99-116.
- FREYSSINET, Ph.; ROQUIN, C.; MULLER, J.C.; PAQUET, H.; TARDY, Y. 1990. Geochemistry and mineralogy of soils covering laterites and their use for gold exploration. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM GEOCHEMISTRY OF THE EARTH'S SURFACE AND OF MINERAL FORMATION, 2., France, 1990. **Proceedings**. p. 58-60.
- FREYSSINET, Ph.; ZEEGERS, H.; TARDY, Y. 1989b. Morphology and geochemistry of gold grains in lateritic profiles of southern Mali. **J. Geochem. Explor.**, 32(1/3):17-31.
- GOSER. 1985. **Relatório de Pesquisa do Projeto Cachoeira, Mineração Xotopo LTDA**. Belém, 76p.
- GHOSH, K.P. & DUTTA, B.C. 1978. Mineralogy and genesis of Phutkapahar bauxite deposits of Eastern Madhya Pradesh, India. In: INTER. CONG. ICSOBA, 4. Athens. **Proceedings**. Athens, v.1, p. 204-255.
- GIBB - MAITLAND, A. 1919. The gold deposits of Western Australia. **Australian Geol. Survey. Mem.** 1, p.3.

- GONÇALVES, P.C.S.; LIMA, W.N.; OLIVEIRA, N.P.; COSTA, M.O. 1985. Estudo orientado preliminar sobre a prospecção geoquímica de ouro (Serra do Cansa Perna - Pará). In: ENCONTRO DE PROFISSIONAIS DE QUÍMICA DA AMAZONIA, 5., São Luis 1985. **Anais**. São Luis, CRFQ. p.63-85.
- GRIMM, B. & FRIEDRICH, G. 1991. Precipitation and concentration of gold in colluvial soils in the semiarid region of Gentio do Ouro, Central Bahia, Brazil. In: LADEIRA, E.A. ed. **BRAZIL Gold'91**. Belo Horizonte. 1991. pp.343-351.
- GROKE, M.C.T.; MELFI, A.J.; PARISOT, J.C. 1987. Comportamento do cobre durante o intemperismo das rochas xistosas cupríferas do Salobo 3A, Serras dos Carajás. **Geochimic Brasilienses**, 1(2):187-200.
- HEM, J.D. 1970. **Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water**. Office Washington, U.S. Government Print. D.C. 357p.
- IGREJA, H.L.S. 1985. **Estudo geológico da Sequência Camiranga, nordeste do Pará**. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 85p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Geociências, UFFa, 1985.
- JOÃO, X.S.J. 1980. O litchfiedito Boca Nova no nordeste do estado do Pará: aspectos petroquímicos e implicação econômica. **Bol. Soc. Brasileira de Geol. Núcleo Norte** 1.p. 75-81.
- KRAUSKOPF, K.B. 1951. The solubility of gold. **Econ. Geol.**, 46(1): 858-870.
- KRAUSKOPF, K.B. 1972. **Introdução à Geoquímica**. São Paulo, USP. 294p.
- LAKIN, H.W.; CURTIN, G.C.; HUBERT, A.E. 1974. Geochemistry of gold in the weathering cycle. **U.S. Geol. Survey Bull.**, 1330:1-80.
- LAWRANCE, L.M. 1988. The morphology and geochemistry of supergene gold at Hannan South gold mine, Western Australia. **Bicentennial Gold' 88**. Austrália. 360-364.

- LELONG, F.; TARDY, Y.; GRANDIN, G.; TRESCASES, J.J.; BOULANGE, B. 1976. Pedogenesis, chemical weathering and processes of formation of some supergene ore deposits. In: WOLF, K.A., ed. **Handbok of strata-bound and stratiform ore deposits**. Amsterdam, Elsevier. v.3, p. 93-173.
- LEVINSON, A.A. 1974. **Introduction to exploration geochemistry**. Hayivood, Applied Pub. 614p.
- LIVERSIDGE, A. 1893. On the origin of gold nuggets. Royal Soc. New South Wales. **Jour. Proc.**, 27:303-343.
- LOUGHNAN, F.C. 1969. **Chemical Weathering of the silicate minerals**. New York, Elsevier. 154p.
- LOWELL, G.R. & VILLAS, R.N. 1983. Petrology of nepheline syenite gneiss from Amazonian Brazil. **Geological Journal**, 18: 53-75.
- MACHESKY, M.L.; ANDRADE, W.O.; ROSE, A.W. 1991. Adsorption of gold (III)-chloride and gold (I)-thiosulfate anions by goethite. **Geochim Cosmochim. Acta**, 55(3):769-776.
- MANN, A.W. 1983. Hydrogeochemistry and weathering on the Yilgarn Block, Western Australia - ferrolysis and heavy metals in continental brines. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 47(2):181-190.
- MANN, A.W. 1984. Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles, some observations from Western Australia. **Econ. Geol.**, 79(1):38-49.
- MANN, A.W. & DEUTSCHER, R.L. 1980. Solution geochemistry of lead and zinc in water containing carbonate, sulphate and chloride ions. **Chem. Geol.**, 29(3/4):293-311.
- MAZZUCHELLI, R.J. & JAMES, C.H. 1980. Yilgarn gold deposits, Goldfields Province, W.A.J. **Geochem. Explor.** 12(2/3):190-195.
- MCCAUGHEY, W.J. 1909. The solvent effect of ferric and cupric salt solutions upon gold. **Am. Chem. Soc. Jour.**, 31:1261-1271.
- MELFI, A.J. 1974. Características geoquímicas e mineralógicas dos estágios iniciais de alteração superficial das rochas ultramáficas de Barro Alto (60). **IGUSP**, 5:117-128 (Boletim).

- MELLO, E.F. 1992. Alteração supergênica do minério aurífero de Ibiajara, BA. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos**. São Paulo, SBG. v.1, p. 583.
- MICHEL, D. 1987. Concentration of gold in insitu laterites from Mato Grosso. **Mineralium Deposita**, 22: 185-189.
- MOURA, P. 1936. Rio Gurupi. **Bol. Serv. Geol. Min.**, 78:1-44.
- NAIR, N.G.K; SANTOSH, M.; MAHADEVAN, R. 1987. Lateritisation as a possible contributor to gold placers in Nilambur Valley, Southwest India. **Chemical Geology**, 60(1/4):309-315.
- NARAYANASWAMY & KRISHNAKUMAR, N. 1991. Concentration of gold in insitu laterites at Maruda, Nilambur Valley, Kerala India. In: LADEIRA, E. A., ed. **Brazil Gold '91**. Belo Horizonte. p.743-750.
- NICKEL, E.H. 1979. Gossan mineralogy viewed in the context of solution chemistry. In: GLOVER, J.E; GLOVES, D.I.; SMITH, R.E. **Pathfinder and Multi-Element Geochemistry in Mineral Exploration**. Geology Dept. and Ext. Service. Univ. of Western Australia, 4:1-13.
- NICKEL, E.H. & DANIELS, J.L. 1985. Gossan. In: WOLF, K. H. ed. **Handbook of Stratbound and Stratiform ore Deposits** Amsterdam, Elsevier. v.13, p. 261-390.
- NUNES, A.B.; BARROS FILHO, C.N.; LIMA, R.F. 1973. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.23 São Luis**; Geologia. Rio de Janeiro. Cap. 2, p. 309-360 (Levantamento de Recursos naturais,3).
- OLIVATTI, O. 1982. **Ouro de enriquecimento supergênico**. SBG. Núcleo Centro Oeste, CPRM. pp. 174-190.
- OLIVEIRA, N.M.; OLIVEIRA, S.M.B.; BORGES, O.C. 1991. Caracterização mineralógica e geoquímica dos gossans auríferos da região de Luziânia, 60. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 3., São Paulo, 1991. **Anais**. São Paulo. v.2, p.554-558.

- OLIVEIRA, S.M.B. de & CAMPOS, E.G. 1991. Gold-bearing iron duricrust in Central Brazil. *J. Geochem. Explor.*, 41(3):309-323.
- PORTO, C.G. 1991. Grade distribution and morphology of gold grains in the stone line lateritic profile of the Posse deposit, Mara Rosa, Goiás, Brazil. In: LADEIRA, E.A., ed. *Brazil Gold'91*. Belo Horizonte. p. 721-729.
- ROQUIN, C.; FREYSSINET, Ph.; NOVIKOFF, A.; TARDY, Y. 1991. Geochemistry of termitaria and soils covering ferricrete: application to gold exploration in Western Africa. In: *EUROLAT*, Berlin (Aug.) 1991. (abstract).
- SANTOS, J.F. 1984. O ouro elúvio-laterítico do depósito de Jatobá-MT. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG. v. 4, p. 4012-4023.
- SANTOSH, M. & OMANA, P.K. 1991. Very high purity gold from lateritic weathering profiles of Nilambur, southern India. *Geology*. 19(7):746-749.
- SHELLMANN, W. 1983. Geochemical principles of lateritic nickel ore formation. In: *INTERN. SEM. LAT. PROC.*, 2., São Paulo, 1982. *Proceedings*. São Paulo, IAG/USP, p. 119-135.
- SHELLMANN, W. 1986. On the geochemistry of laterites. *Chem. Erde*, 45:39-52.
- SEA, F.; TANGUAY, M.G.; TRUDEL, P.; FERRAULT, G. 1990. Résultats préliminaires d'une étude sur la dispersion de l'or en milieu latéritique autour de l'indice aurifère de Misséni, au Mali. *Can. J. Earth Sci.* 27(12):1686-1698.
- SILLEN, L.G. & MARTELL, A.E. 1964. Stability constants of metal ion complexes. London, *Chem. Soc. Spec. Pub.* 17, 754p.
- SILVA, E.R.P.; KOTSCHOUBEY, B.; HIERONYMUS, N. 1991a. As mineralizações de ouro e cobre na área Fojuca-Leste, Serra dos Carajás-Pará (Brasil). In: *CONG. BRAS. GEOR.*, 3., São Paulo, 1991. *Anais*. São Paulo, v.1, p.565-569.
- SILVA, E.R.P.; KOTSCHOUBEY, B.; HIERONYMUS, N. 1991b. Perfil de intemperismo da área Salobo 3A, Serra dos Carajás-Pa e o comportamento geoquímico do ouro. In: *SIMPOSIO GEOLOGIA AMAZONIA*, 3., Belém, 1991. *Anais*. Belém, SBG. p.555-568.

- SIMPSON, E.S. 1902. Notes from the departmental laboratory. *Geol. Survey Western Australia Bull.*, 67:8-26.
- SMITH, F.G. 1943. The alkali sulphide theory of gold deposition. *Econ. Geol.*, 38(1):561-590.
- SOLYMAR, K. 1970. Alumogoethit in den ungarischen bauxiten. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 54(3):359-373.
- STOFFREGEN, R. 1986. Observations on the behavior of gold during supergene oxidation at Summitville, Colorado, U.S.A., and implications for electrum stability in the weathering environment. *Applied Geochem.*, 1: 549-558.
- STRAKHOV, V.M. 1976. Formation conditions of iron-manganese nodules ores in modern water bodies. *Lithol. Miner. Resour.*, 11: 1-13.
- TARDY, Y & NAHON, J. 1985. Geochemistry of laterites, stability of Al-goethite, Al-hematite and Fe₃+Kaolinite, in bauxites and ferricretes: an approach to the mechanism of concretion formation. *Amer. J. Sci.* 285(10): 865-903.
- TARDY, Y; MAZALTARIM, D; BOEGLIN, J.; ROQUIN, C.; PION, J.; PAQUET, H., MILLOT, G. 1988. Litodépendance et homogénéisation de la composition minéralogique et chimique des cuirasses lateritiques. *C.R. Acad. Sci. Paris, Série II*, 307:1765-1772.
- TAYLOR, G.F. 1983. Dispersion halo in weathered bedrock at the Elura Pb-Zn-Ag deposit, New South Wales. In: SMITH, R.E. ed. *Geochemical Exploration in Deeply Weathered Terrain*, CSIRO, Perth, p.146-149.
- TAYLOR, G.F. 1987. Gossan and ironstone evaluation in mineral exploration. *Brazilian Geochemistry Society*, Rio de Janeiro, Brazil, 4-6 May, 1987. (Course Notes).
- TENYAKOV, V.A. 1973. Geochemistry and mechanism of principal act of laterite process. In: INTERN. CONG. ICSORA, 3. Nice, 1973. *Proceedings*, Nice, p. 203-207.

- THORNER, M.R. 1987. The chemical mobility and transport of elements in the weathering environment. In: BUTT, C.R.M. & ZEEGERS, H., eds. **Soil, Laterite and Saprolite Geochemistry in Mineral Exploration of Tropically Weathered Terrain**. Amsterdam. Elsevier, p.75-156.
- THORNER, M. R.; ALLCHURCH, F.D.; NICKEL, E.H. 1981. Variations in gossan geochemistry at the Perseverance nickel sulphide deposit, Western Australia: a descriptive and experimental study. **Econ. Geol.**, 76(6):1764-1774.
- TRARBACH, M. & KOTSHOUBEY, B. 1991. Estudo do comportamento do ouro nos lateritos ferruginosos e corpos gossânicos de Cachoeira, nordeste do estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ. 3., Belém, 1991. **Anais. Belém, SBG. v.1**, p. 584-595.
- TRUCKENBRODT, W. & CORREA, A.M. 1985. Estudo petrológico de arenitos arcozeanos da Formação Piriá, Pré-Siluriano, região do Gurupi-Pa. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2., Belém, 1985. **Anais. Belém, SBG. v.2**, p.156.
- VALETON, I. 1972. **Bauxites**. Amsterdam, Elsevier. 226p.
- VASCONCELOS, P. & KYLE, J.R. 1991. Supergene geochemistry and morphology of gold in semi-arid weathering environments: application to gold exploration. **J. Geochem. Explor.**, 40(1/3):115-132.
- VEIGA, A.T.C.; BRAIT FILHO, L.; OLIVEIRA, C.A.C. 1985. Geologia da província aurífera do Cassiporé-AP. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2., Belém, 1985. **Anais. Belém, SBG. v.3**, p. 135-146.
- VILLAS, R.N.N. 1982. Geocronologia de intrusões ígneas na bacia do Rio Guamá, Nordeste do estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1., Belém, 1982. **Anais. Belém, SBG. v.1**, p.233-247.
- VLASSOPOULOS, D. & WOOD, S.A. 1990. Gold speciation in natural waters: I. solubility and hydrolysis reactions of gold in aqueous solutions. **Geochim Cosmochim Acta**, 54(1):3-12.
- WEBSTER, J.G. 1986. The solubility of gold and silver in the system Au-Ag-S-O₂-H₂O at 25C and 1 atm. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 50(9):1837-1845.

- WEBSTER, J.G. & MANN, A.W. 1984. The influence of climate, geomorphology and primary geology on the supergene migration of gold and silver. *J. Geochem. Explor.*, 22(1/3): 21-42.
- WILHELM, E. & BIYOGO, J.P.E. 1992. Lode gold exploration in the iron rich surficial environment of Gabon. *J. Geochem. explor.*, 43(2):167-186.
- WILSON, A.F. 1984. Origin of quartz-free gold nuggets and supergene gold found in laterites and soils—a review and some new observations. *Australian Journal Earths Sciences*, 31(3):303-316.
- ZEEGERS, H. 1987. Remaniements de surface et prospection géochimique de l'or. *Chron. Rech. Min.*, 488: 55-61.
- ZEISSINK, H.E. 1969. The mineralogy and geochemistry of nickeliferous laterite profile (Grenvale, Queensland, Australia). *Mineralium Deposita*, 4(2):132-152.

SETOR XICÁ

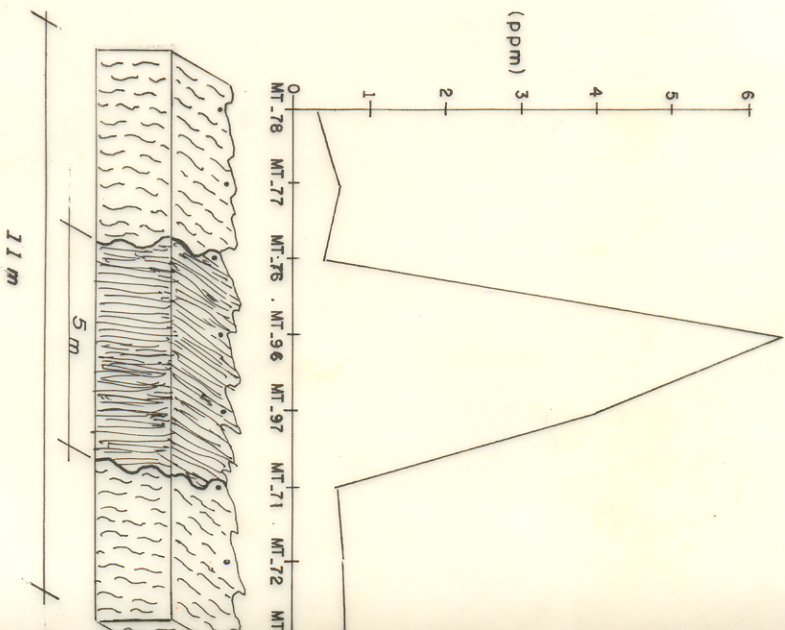
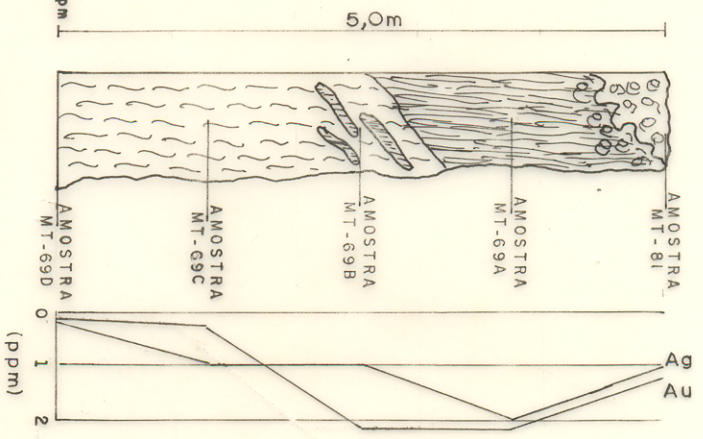
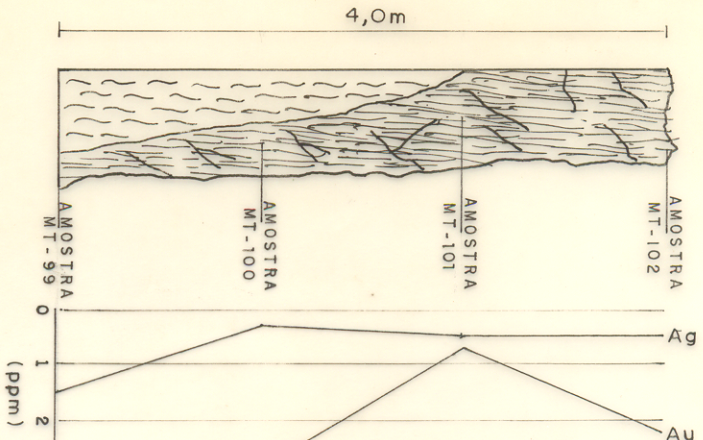
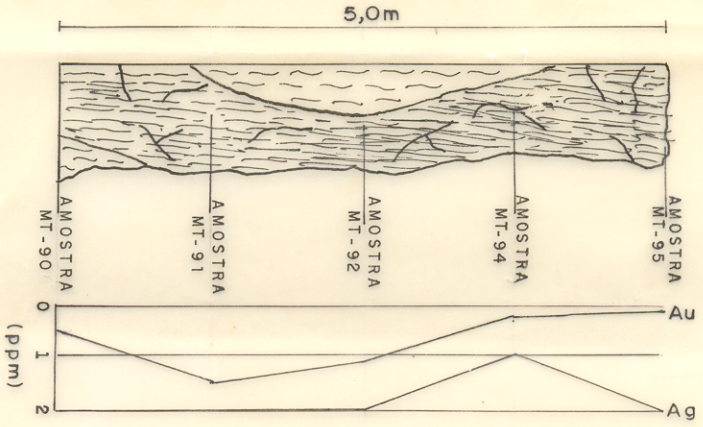
SETOR MINA VERDE

SETOR MINA DO CEDRO

(gossan parcialmente lateritizado)

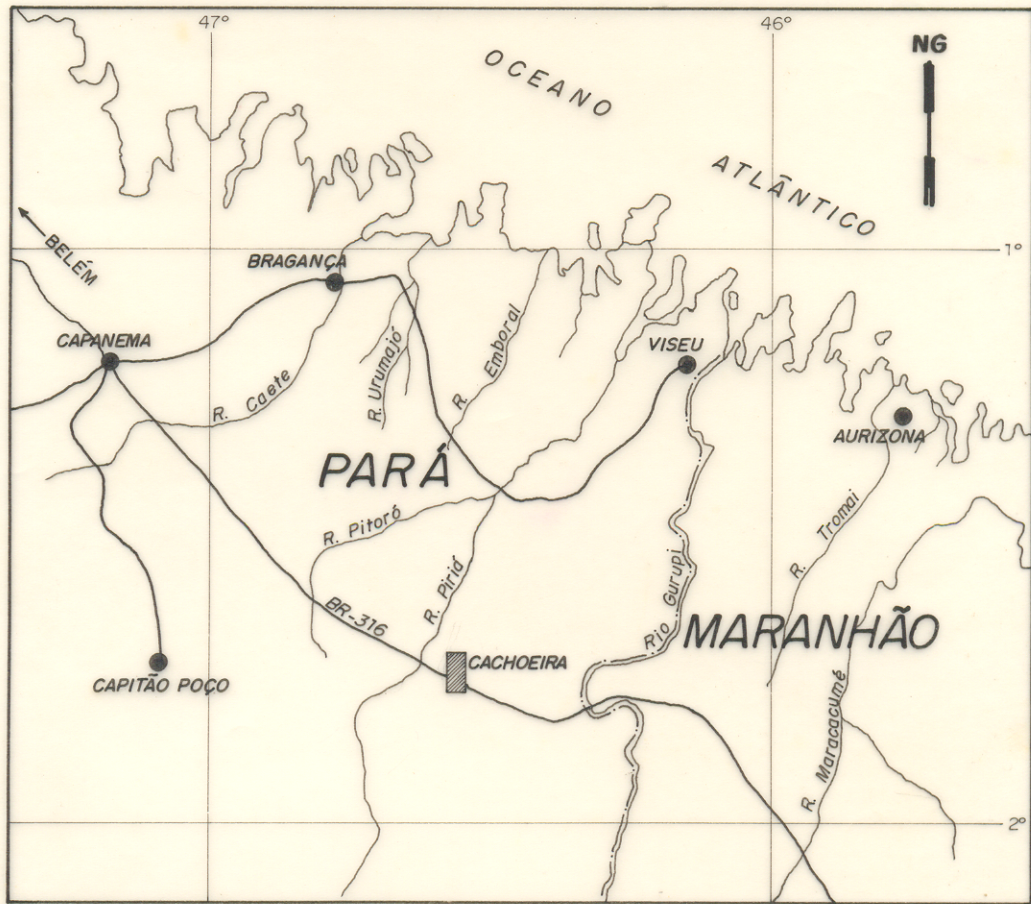
SETOR XICÁ

(perfil lateral)



- VEIOS DE QUARTZO
- CROSTA LATERÍTICA
- GOSSAN LATERITIZADO
- GOSSAN
- SAPRÓLITO

Figura 29 - Distribuição do ouro e da prata nos perfis gossânicos, da área de Cachoeirinha, região do Gurupi, Pará.



CONVENÇÕES

- MUNICÍPIOS
- LIMITES INTERESTADUAIS
- ESTRADAS
- ~ RIOS e/ou IGARAPÉS
- ▨ ÁREA DO TRABALHO

ESCALA 0 50 km

Figura 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE CACHOEIRA, REGIÃO DO GURUPI, PARÁ.







EON/ ERA	EVENTO TERMO-TECTÔNICO	UNIDADE LITO-ESTRATIGRÁFICA	CARACTERÍSTICAS PRINCIPAIS
PALEOZÓICO		 SEQUENCIA CAMIRANGA	-Sedimentação restrita a zonas tectonicamente abatidas; sequências com influência glacial.
PROTEROZÓICO SUPERIOR A MÉDIO	EVENTO BRASILIANO EVENTO URUQUANO(?)	 SUÍTE GRANITÓIDE BRASILIANA F.M. PIRIÁ <hr/>  NEFELINA-SIENITO DE BOCA NOVA	-Reativação de discontinuidades com colocação de alcalinas e rochas densas de uma fase riftte talvez em eventos distintos. -Retrabalhamento crustal com formação de granitóides (Ney Peixoto-544 ± 22 M.a.); metamorfismo no domínio da zona móvel. -Preenchimento sedimentar de fossas restritas. -Imbricação tectônica.
PROTEROZÓICO INFERIOR	EVENTO TRANSAMAZÔNICO	 SUÍTE GRANITÓIDE TRANSAMAZÔNICA F.M. GURUPI F.M. CHEGA TUDO F.M. IG. AREIA F.M. VISEU	-Metamorfismo em fácies xisto verde. -Granitóides de Tracateua e Mirasselas (2.0 Ga.) -Redobramento das supracrustais Santa Luzia. -Zona de Cisalhamento Tentugal induzindo deformações e arqueamentos nas supracrustais do domínio cratônico. Transcorrência.
ARQUEANO	EVENTO JEQUIÉ	 F.M. STA. LUZIA  COMPLEXO MARACAÇUMÉ	-Metamorfismo em fácies anfibolito e talvez granulito (?); migmatização. Dobramento das supracrustais Sta. Luzia. Eventos termo-tectônicos mais antigos. (?)

Figura 7 - COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA REGIÃO DO GURUPI (COMPILADO DE ABREU, 1991).

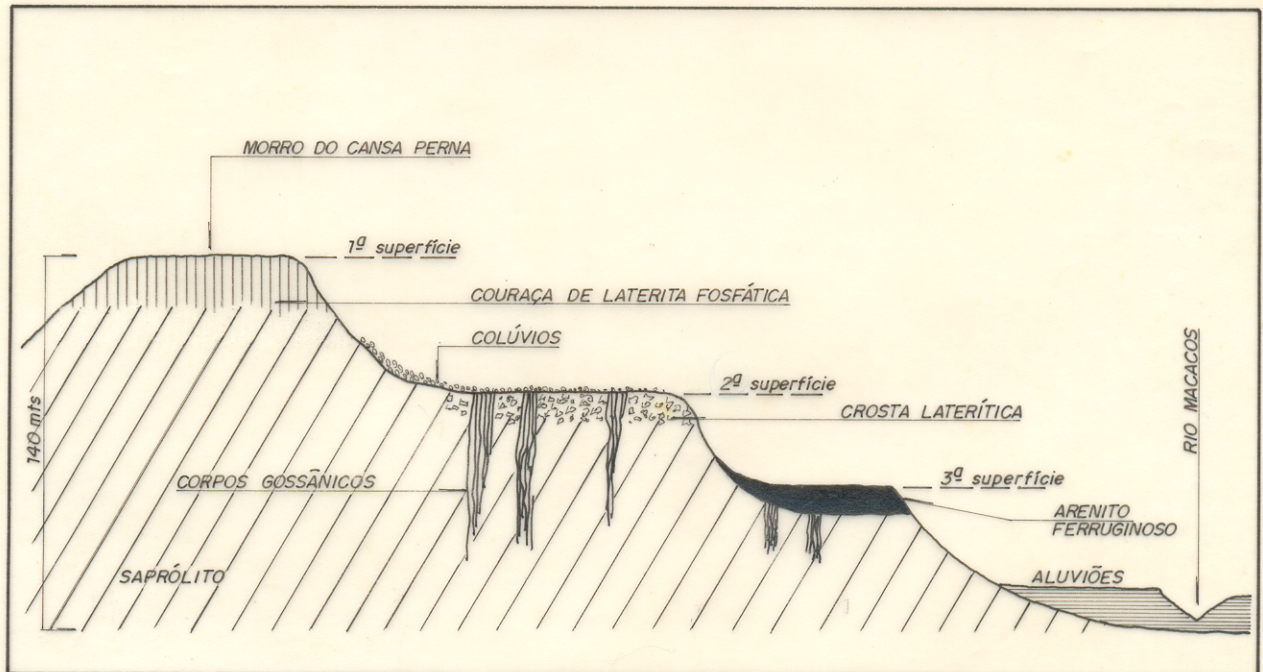


Figura 3 - PERFIL ESQUEMÁTICO MOSTRANDO AS DIFERENTES SUPERFÍCIES NA ÁREA DE CACHOEIRA-PA.

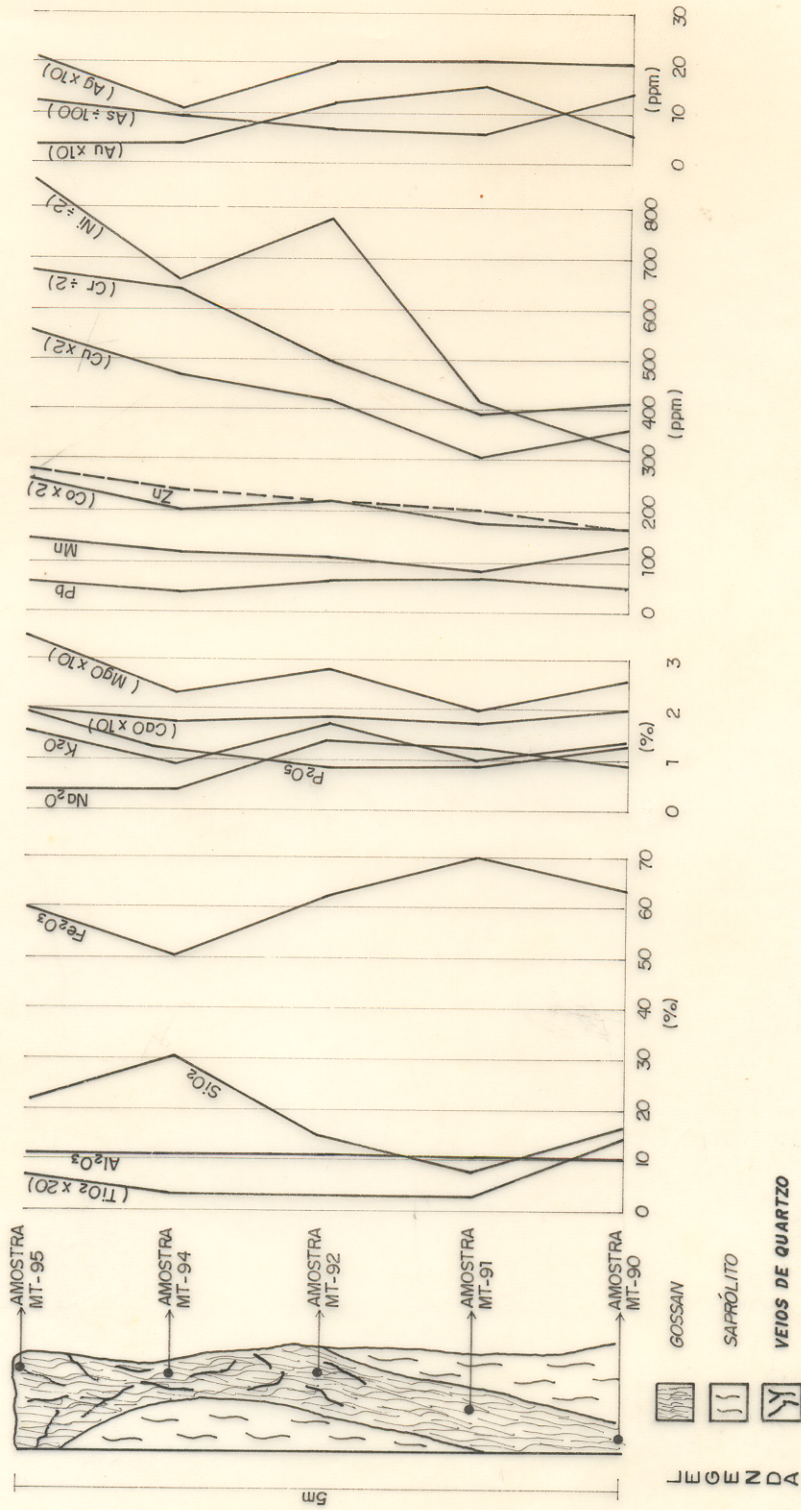


Figura 12 - DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS QUÍMICOS (PRINCIPAIS E TRAÇOS) AO LONGO DO PERFIL GOSSÂNICO DO SETOR MINA DO XICÁ.

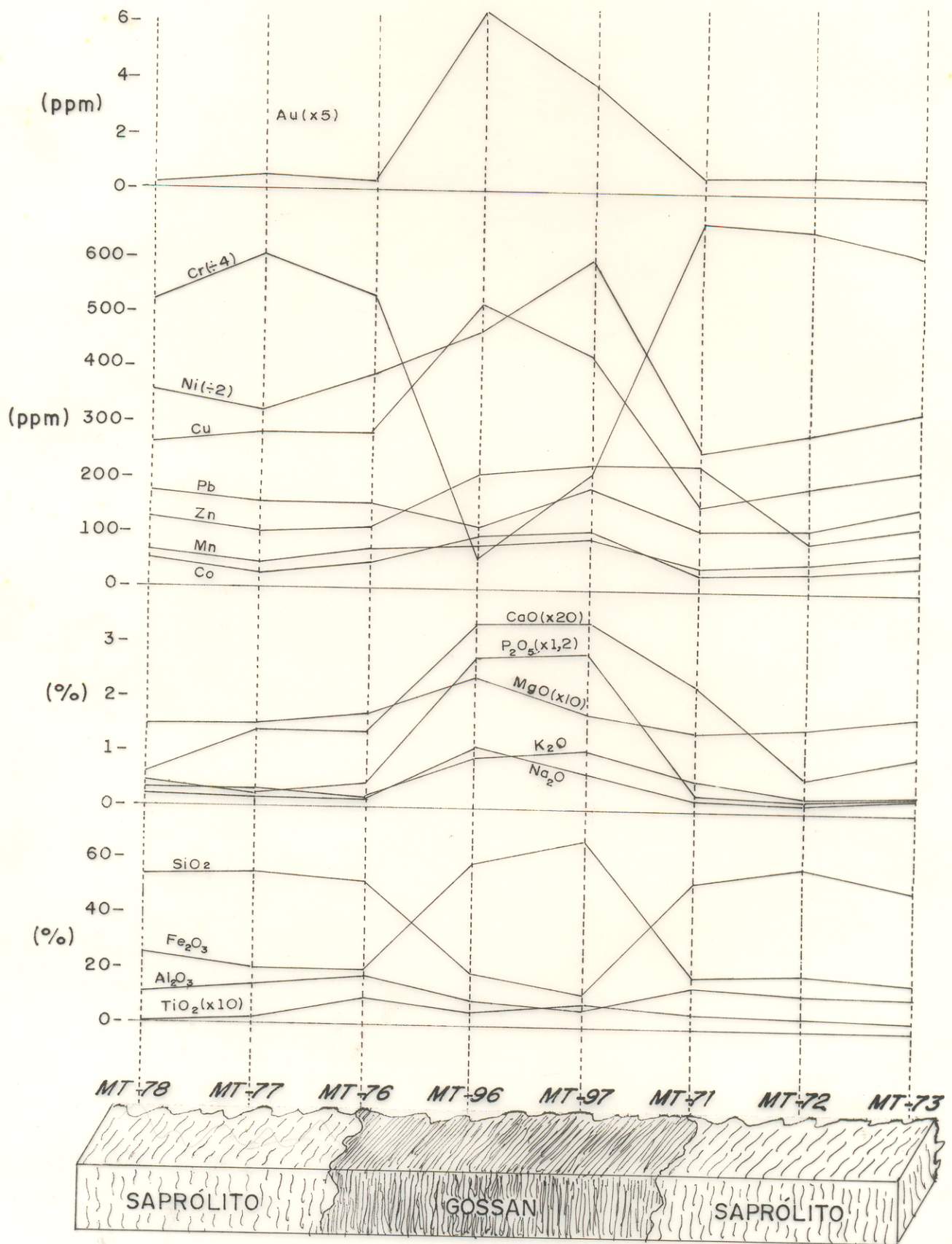


Figura 13 - DISTRIBUIÇÃO LATERAL DOS ELEMENTOS QUÍMICOS (PRINCIPAIS E TRAÇOS) DO CORPO GOSSÂNICO DO SETOR XICÁ.

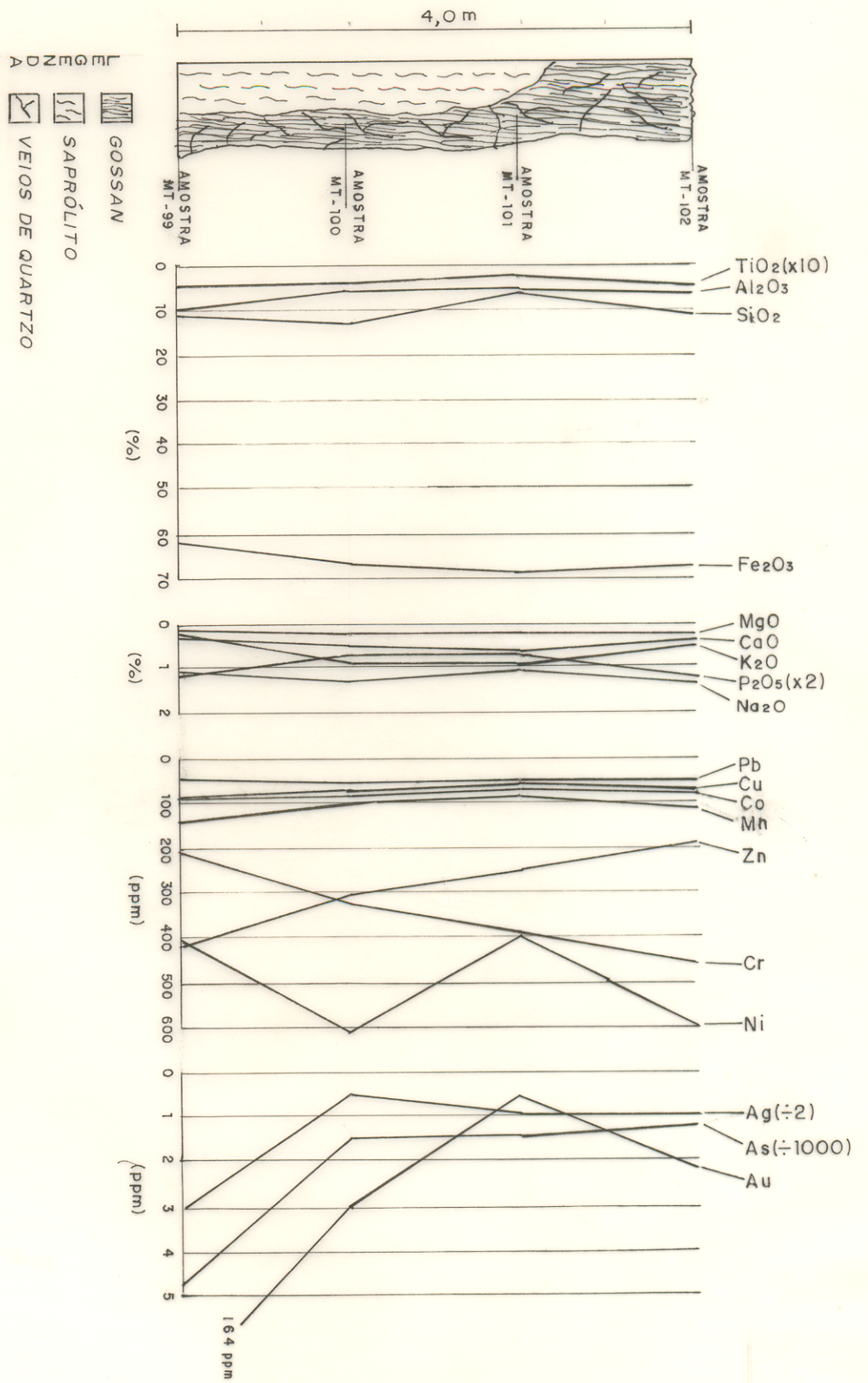
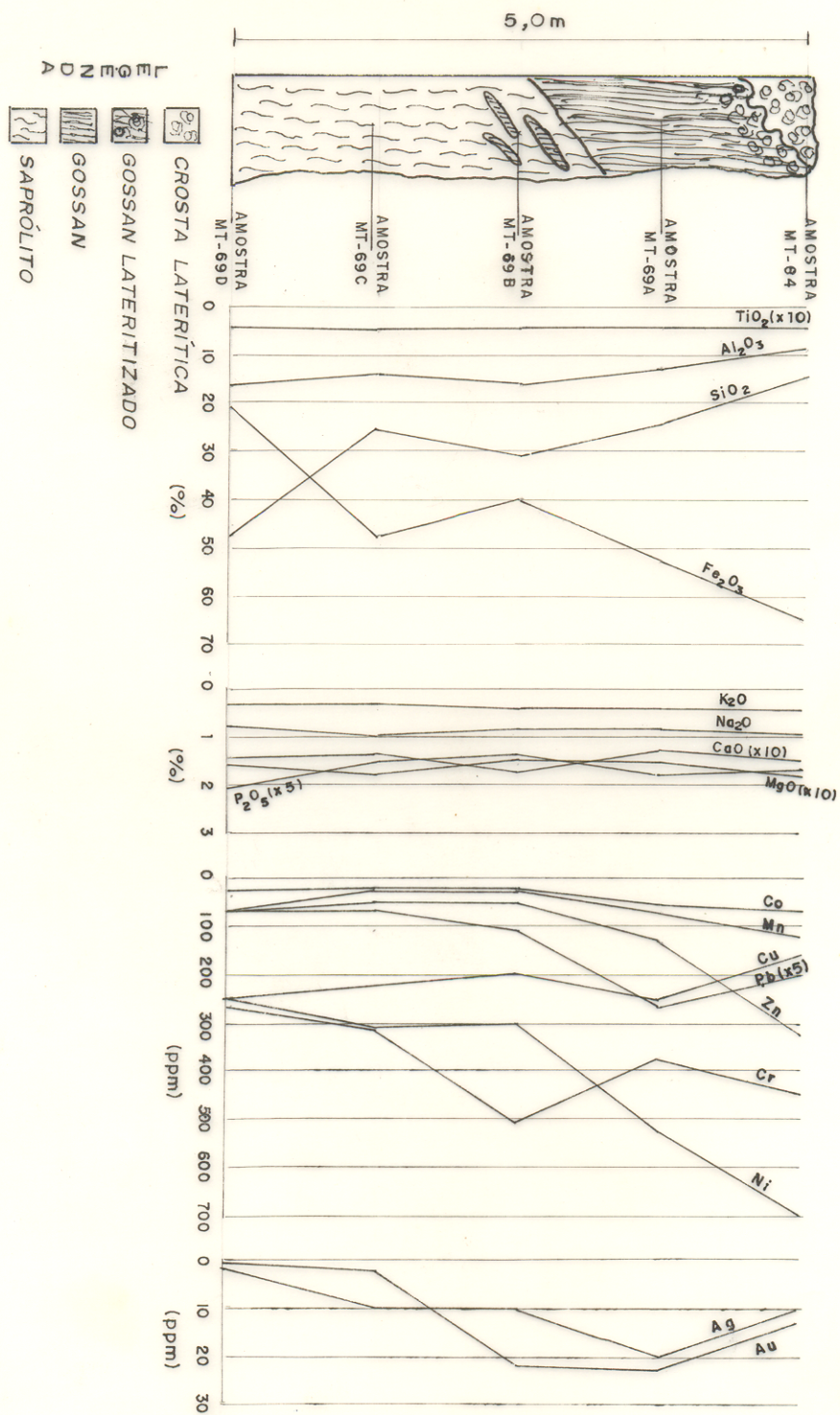


Figura 14 - DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS QUÍMICOS (PRINCIPAIS E TRAÇOS) NO PERFIL GOSSÂNICO DO SETOR MINA VERDE.

Figura 16- DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS QUÍMICOS (PRINCIPAIS E TRAÇOS) NO PERFIL VERTICAL CORTANDO O CORPO GOSSÂNICO INCLINADO DO SETOR MINA DO CEDRO.



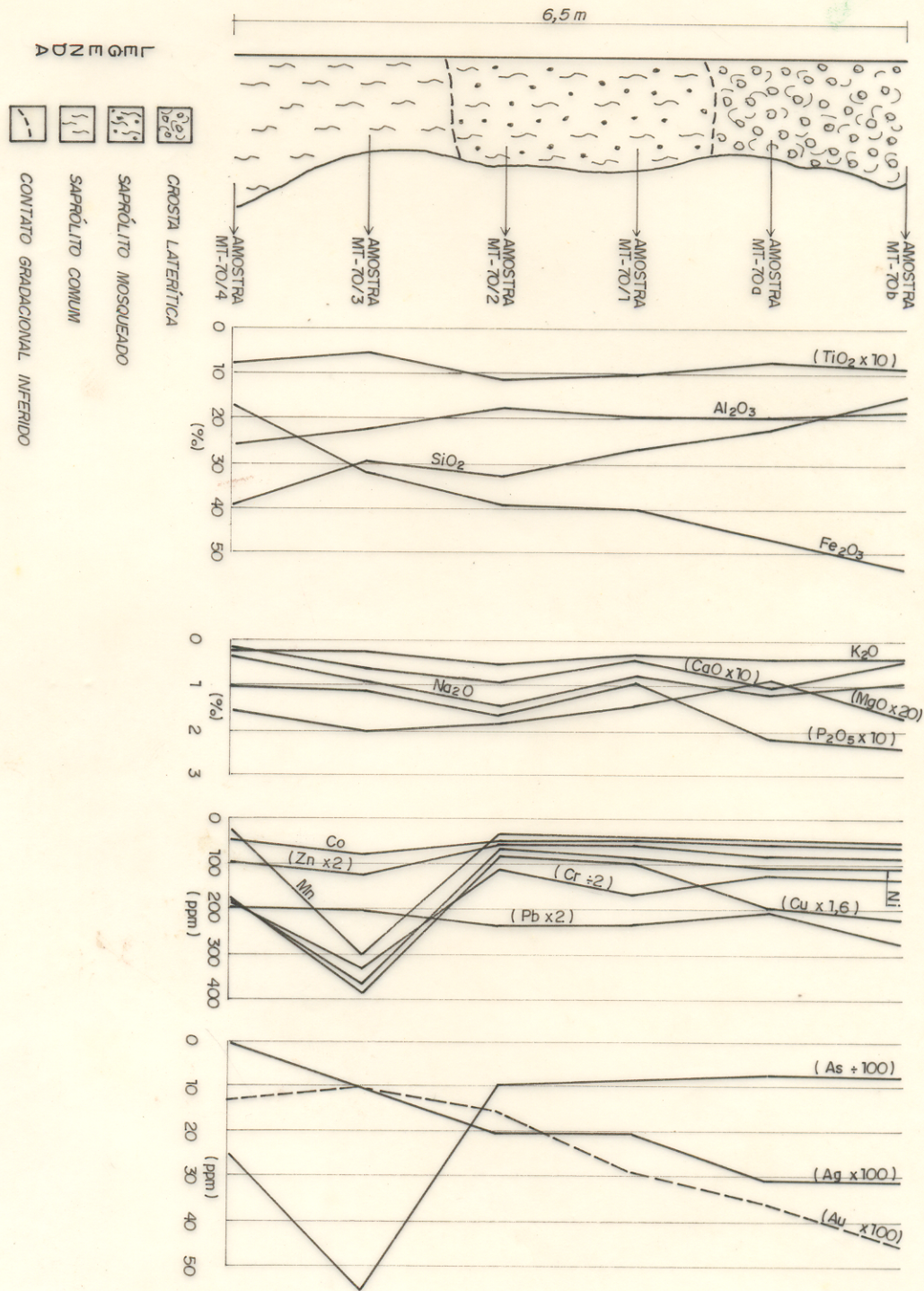


Figura 21 - DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS QUÍMICOS (PRINCIPAIS E TRAÇOS) AO LONGO DO PERFIL LATERÍTICO DO SETOR MINA DO XICÁ.

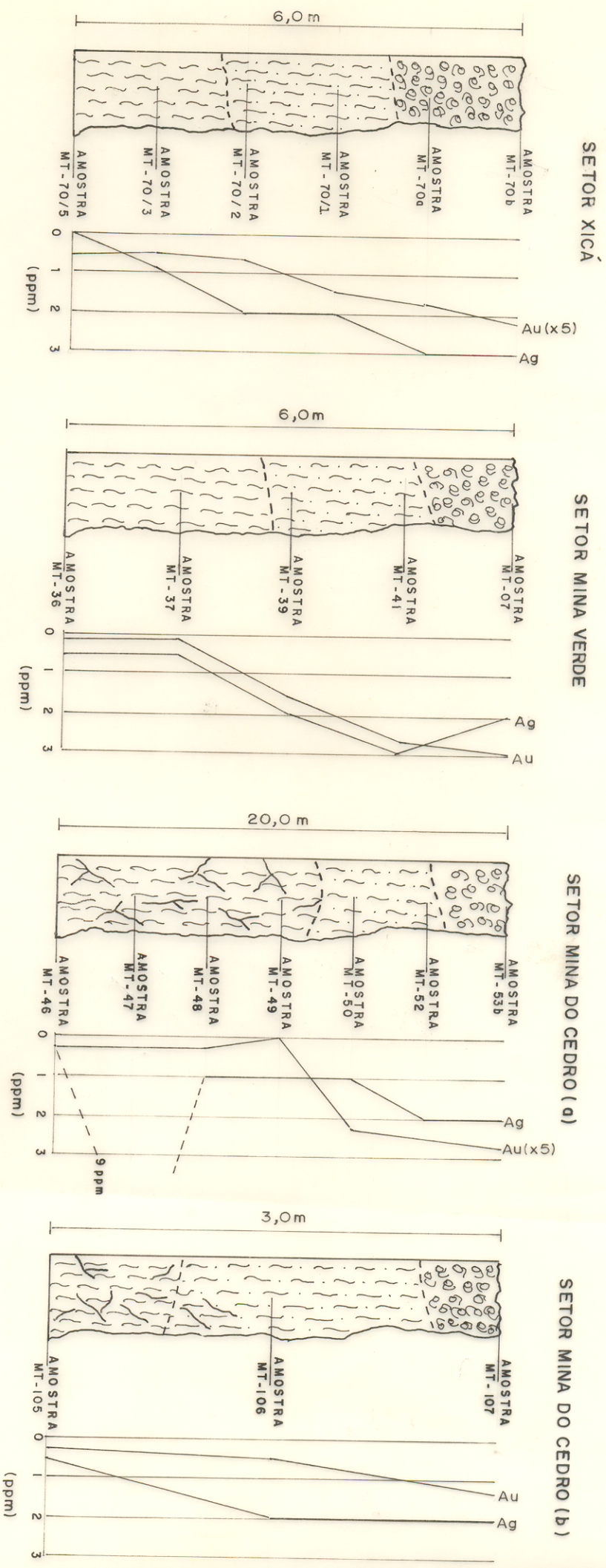


Figura 30- Distribuição do ouro e da prata nos perfis lateríticos, da região do Gurupi, Pará.

35

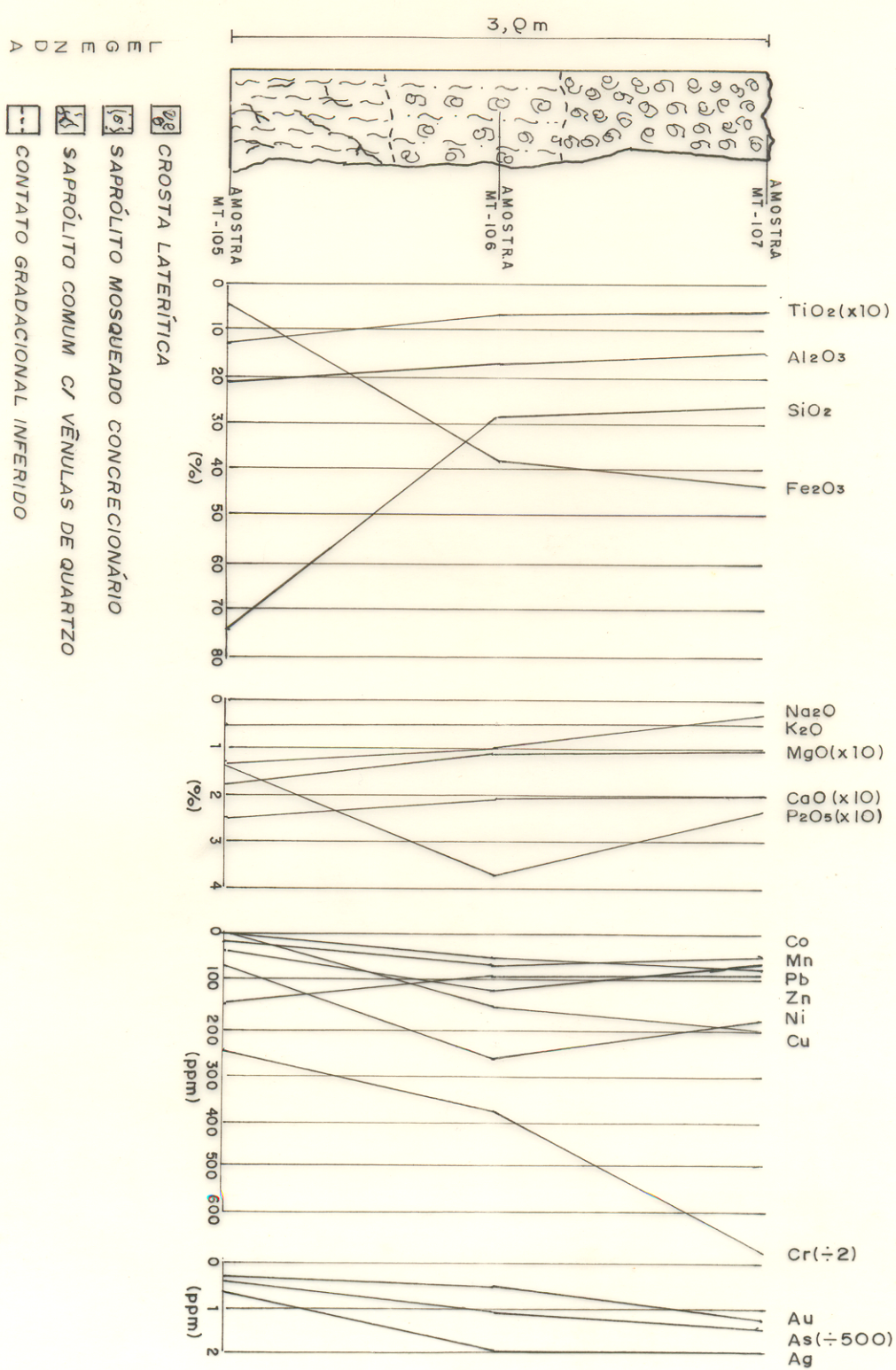


Figura 24- DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS QUÍMICOS (PRINCIPAIS E TRAÇOS) DO PERFIL LATERÍTICO DO SETOR MINA DO CEDRO (perfil b).