

1 OBJETIVO

A maior parte das ocorrências consignadas na região são aluvionares e, apesar da fonte do ouro ter sido mencionada por Ferraz (1928) e Oliveira (1936), pode-se considerar que os trabalhos mais recentes publicados sobre as mineralizações auríferas (BALTAZAR, 1984; NOCE; ROMANO, 2002) não trazem muitos esclarecimentos sobre o tema. Com tal, considerou-se que até o presente momento não ficou muito clara qual é efetivamente a fonte primária do ouro e qual o modelo para as mineralizações existentes.

De acordo com Grossi Sad (1982) e Baltazar (1984), as cristas das serras dispostas na área enfocada são compostas de um gnaiss granatífero com grafita. Sabendo que grafita é um acompanhante contínuo em vários estilos de depósitos minerais, pensou-se em estabelecer uma relação entre faixa grafitosa descritas pelos autores e a possível mineralização primária.

Dessa forma, o propósito deste estudo foi o de expandir o conhecimento geológico-metalogênico da área, buscando identificar o controle ou a(s) fonte(s) primária(s) de algumas das principais ocorrências de ouro da região compreendida entre o sudeste de Minas Gerais e o norte / noroeste do Estado do Rio de Janeiro.

Secundariamente, com relação à metodologia prospectiva para a detecção de anomalias auríferas, tem-se a proposta de verificar na fase de amostragem:

- a) Qual o melhor tipo de amostragem (SC x CB) a ser coletada em áreas antropicamente tão modificadas quanto a da região enfocada;
- b) Qual o volume de material mais apropriado a ser coletado para a realização de concentrados de minerais pesados, em áreas com essas características.

2 METODOLOGIA DE TRABALHO

Com a finalidade de se atingir os objetivos propostos nesta pesquisa, foram estabelecidas algumas etapas de trabalho colocadas a seguir.

2.1 Pesquisa Bibliográfica

Na primeira etapa, a pesquisa bibliográfica foi centrada na busca de trabalhos voltados para exploração de ouro, na região situada entre as cidades de Palma, MG e Laje do Muriaé, RJ, bem como em toda região do norte / noroeste do Estado do Rio de Janeiro.

Na segunda etapa, buscaram-se artigos relacionados à presença de mineralizações auríferas em zonas de alto grau metamórfico, de modo a que se pudessem estabelecer modelos tipológicos e prospectivos.

De modo complementar, foram adquiridos os principais mapas geológicos, em escalas diversas, publicados sobre a região em questão. Dessa forma utilizaram-se os mapas geológicos do DRM-RJ, na escala de 1: 50.000 da folha Miracema (BARBOSA *et al.*, 1981) e da CODEMIG, na escala de 1: 100.000 folha Muriaé (NOCE; ROMANO, 2002), além do Mapa Metalogenético e de Previsão de Recursos Minerais, elaborado pela CPRM, na escala de 1: 250.000, da folha Juiz de Fora (BALTAZAR, 1984).

2.2 Etapa de Campo

O estudo de campo englobou, em uma primeira fase de trabalhos, um reconhecimento regional calcado nas bases geológicas existentes. Tal atividade teve como objetivo o de reconhecer / confirmar a geologia da área, efetuar a cartografia dos principais elementos geológicos presentes, além de definir os possíveis metalotectos que controlam as mineralizações e buscar guias prospectivos (presença de quartzo leitoso, zonas de alteração hidrotermal, etc.) que pudessem vir a se constituir como bons indicadores, nos sítios visitados, de favorabilidade para a presença da mineralização aurífera.

Além disso, nessa primeira incursão à área, procurou-se localizar os antigos registros auríferos mencionados na pesquisa bibliográfica, tais como: principais córregos auríferos minerados e a ocorrência representada pelo gnaisse-granitoide piritoso (FERRAZ, 1928). Durante esta etapa, em uma fase de amostragem preliminar (de reconhecimento) foram coletados oito concentrados de bateia (CB) e dez sedimentos de corrente (SC). Algumas das amostras de CB acusaram a presença de algumas poucas pintas de ouro, mesmo com o pequeno volume de cascalho amostrado / ponto (entre 3 e 5 litros de material).

De posse das informações de visitas anteriores, foi realizada outra campanha de campo, com intuito de mapear / reconhecer um polígono tido como promissor, pois, o mesmo encerrava os principais sítios minerados para ouro na região. Nesse período, foi destinada parte do tempo para um aprofundamento do reconhecimento geológico, e a outra parte para novas amostragens. As amostragens de CBs foram centradas no sopé das serras (Goiabal, Água Limpa, Boqueirão, Limeira, Pedra Branca e Bom Retiro) drenadas pelos córregos tidos como auríferos, em ambos os flancos.

Durante o reconhecimento de campo foram realizados 8 perfis que geraram 281 pontos de afloramento e/ou coleta. Os perfis geológicos procuraram, na medida do possível, seccionar transversalmente os divisores d'água locais (serras), já que as antigas áreas exploradas para ouro se situavam em ambos os flancos das serras. Alguns deles foram estabelecidos ao longo das estradas existentes, em virtude do fato de, nesses locais, encontrarem-se boas exposições rochosas e, obviamente em função da facilidade de acesso aos pontos. Em linhas gerais, cada perfil tinha cerca de 6 quilômetros de comprimento sendo selecionados os seguintes perfis para serem alvo dos caminhamentos:

- Perfil 1 – Fazenda Boqueirão
- Perfil 2 – Corcovado
- Perfil 3 – Boa Sorte (parcial)
- Perfil 4 – Córrego São Pedro
- Perfil 5 – Barão de Monte Alto - Silveira Carvalho
- Perfil 6 – Silveira Carvalho - Fazenda Murici
- Perfil 7 – Silveira Carvalho - Palma
- Perfil 8 – Estrada MG-285

Cabe ressaltar que a região apresenta escassez de afloramentos, sendo a maior parte dos pontos constituídos por solos residuais jovens ou rocha alterada saprolítica, o que dificultou a individualização das litologias.

Em relação às novas amostragens realizadas, elas compreenderam a coleta de concentrados de minerais pesados (bateia) e de sedimentos de corrente. Este último, visando à obtenção de elementos farejadores (*pathfinders*) da mineralização (Estado da Arte). Para que os teores dos elementos tidos como farejadores pudessem ser reconhecidos como anômalos, eles teriam que ser comparados com teores desses mesmos elementos estabelecidos em amostras coletadas fora da região mineralizada. Desse modo, foram coletadas seis amostras de SC em locais fora da área de influência da zona que contém as mineralizações auríferas.

2.3 Etapas de Laboratório

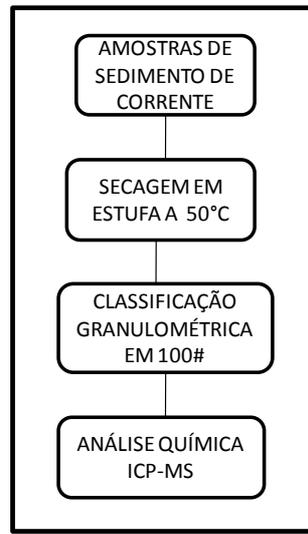
Nesta etapa foram utilizadas as dependências do Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA / FGEL) localizado na UERJ, e dos laboratórios do Centro de Tecnologia Mineral (CETEM / MCT), na Ilha do Fundão.

As amostras de sedimentos de corrente, concentrados de bateia e de algumas amostras de rochas foram submetidas a análises químicas, buscando a presença direta e indireta das mineralizações auríferas por intermédio da identificação de alguns dos principais elementos indicadores e farejadores para ouro (Au, Bi, As, Te, Sb, Mo, Hg, Pb, Ag, etc.).

Os sedimentos de corrente foram secos em estufa a 50°C e peneirados a 0,150mm. O método analítico utilizado foi o ICP-MS e os sedimentos foram dosados para os principais *pathfinders* para ouro: arsênio (As), antimônio (Sb), bismuto (Bi), telúrio (Te), molibdênio (Mo) prata (Ag), mercúrio (Hg), tungstênio (W), chumbo (Pb), dentre outros (Estado da Arte).

Os sedimentos de corrente (em conjunto com os concentrados de bateia) foram analisados quimicamente por ICP-MS, no laboratório da ALS Minerals Chemex.

Figura 3 - Fluxograma de preparação dos sedimentos de corrente



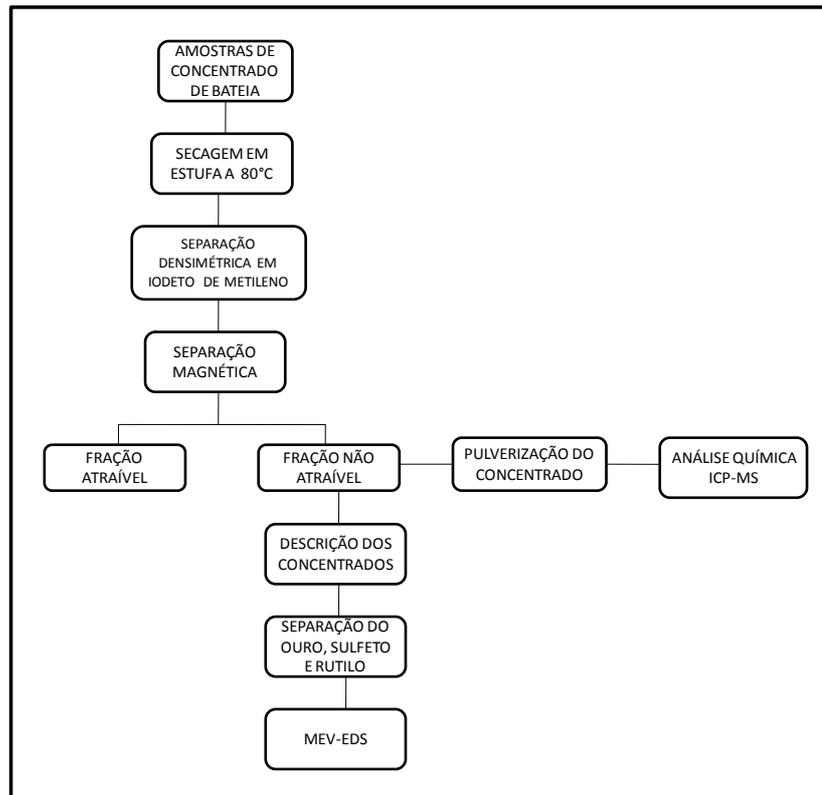
Fonte: O autor, 2014.

Os pontos de amostragem de concentrados de bateia foram selecionados a partir das ocorrências obtidas na revisão bibliográfica, e em campo foram escolhidos os melhores locais de amostragem. Em todos os pontos, as amostragens foram feitas no leito ativo dos ribeirões e córregos, preferencialmente, na sua parte mais cascalhosa.

Os concentrados de bateia foram secos em estufa a 80°C e depois separados densimetricamente com iodeto de metileno (densidade de $\sim 3.2 \text{ g/cm}^3$). Em seguida, foi realizada a separação magnética por meio de ímã embuchado em duas partes: atraída (magnética e paramagnética) e não atraída (diamagnética), de modo a facilitar a descrição e identificação dos minerais presentes em cada uma delas, com o auxílio de lupa binocular.

Dessas amostras de CB, foram retirados alguns minerais encontrados (ouro, sulfetos e rutilo) que após o polimento, foram montados em briquetes de resina para serem submetidos à análises microquímicas em Microscópio Eletrônico de Varredura acoplado a um analisador pontual por Dispersão de Energia (MEV-EDS), no CETEM / MCT.

Figura 4 - Fluxograma de preparação dos concentrados de bateia



Fonte: O autor, 2014.

2.4 Rocha

Em um ponto, estrategicamente escolhido, em virtude das rochas locais serem visualmente e notadamente ricas em sulfetos, foram coletadas duas amostras (Murici A e B) para serem britadas e concentradas em bateia, no laboratório, antes de seguirem a metodologia de preparação e estudo das outras amostras de CB. No primeiro ponto (Murici A) foram coletados 7 kg de material e no segundo ponto (Murici B) foram coletados 3,5 kg de material.

Analisou-se também o teor de carbono em 12 amostras de rochas contendo grafita, sendo 5 amostras coletadas no *trend* grafitoso e 7 amostras fora desse *trend*, mas ainda na unidade metassedimentar contendo grafita.

Também foram confeccionadas 12 seções polidas de rochas, 3 seções polidas de grãos minerais (rutilo e sulfetos) e 7 seções polidas de grãos – ouro (não puderam ser analisadas por problemas de manutenção do aparelho – Ver trabalhos: SIMEXMIN 2014 e Geosudeste 2015)

para serem analisadas em MEV-EDS. As seções polidas de rochas foram também analisadas em microscópios de luz refletida para a identificação dos minerais opacos.

2.5 Métodos Analíticos Utilizados

2.5.1 Microanálise química em Microscópio Eletrônico de Varredura com sistema EDS acoplado (MEV-EDS)

Seções polidas de rochas e grãos de ouro, sulfetos e rutilo foram recobertas com carbono e analisadas em microscopia eletrônica de varredura (MEV), com microanálise pontual por dispersão de energia (EDS).

As análises foram efetuadas ao MEV em equipamento FEI Quanta 400, com um sistema EDS Bruker Quantax acoplado. Este sistema conta com um espectrômetro de energia dispersiva Bruker XFlash 4030, com tecnologia SSD (*Silicon drift detector*) que, com uma janela de 30 mm², permite uma contagem da ordem de 150 kcps com tempo morto de 8 a 10% e resolução espectral melhor que 137 eV para Mn k α . O MEV foi manuseado em alto vácuo, tensão de aceleração de elétrons de 25 kV, e *spot size* de 5.0.

O sistema EDS apresenta um modo quantitativo de padrões com autocalibração a partir da radiação de fundo (*Bremstrahlung*) da análise, e correção de phi-rho-Z por parâmetros fundamentais. Antes de qualquer sessão, o espectrômetro foi calibrado tanto para energia quanto para as contagens com um padrão de cobre 99,995%.

As imagens adquiridas por este método analítico foram geradas predominantemente por detector de elétrons retro-espalhados (*Backscatter electrons detector* – BSD), no qual os níveis de cinza são proporcionais ao peso atômico médio dos elementos excitados pelo feixe de elétrons durante a varredura. Nas imagens composicionais os tons mais claros e escuros representam, respectivamente, as fases de pesos atômicos médios mais e menos elevados. A resolução da microanálise por EDS é da ordem de 1 μ m de raio em superfície e em uma profundidade da ordem de 1,5 a 5 μ m, dependendo da densidade do material, no ponto analisado.

2.5.2 Análises Químicas Multielementares

Para serem enviados à análise química, os concentrados de bateia tiveram que ser primeiramente pulverizados e peneirados em 0.150mm. Já os sedimentos de corrente foram apenas peneirados em 0.150mm. Em seguida, foram enviados para o laboratório ALS Minerals, e analisados pelo método ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*).

As amostras preparadas (0.50g) foram digeridas em água régia em um bloco de grafita aquecido. Após o resfriamento, o resultado da solução foi diluído com água deionizada, e analisada por ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry*). Seguindo estas análises, os resultados foram revisados para alta concentração em Bi, Hg, Mo, Ag e W. Combinadamente, as amostras foram, então, analisadas por ICP-MS para o restante dos elementos.

Quadro 2 - Limite de detecção dos principais *pathfinders* para mineralizações auríferas

Símbolo	Unidade	Limite Inferior	Limite Superior
Ag	ppm	0,01	100
As	ppm	0,1	10.000
Au	ppm	0,2	25
Bi	ppm	0,01	10.000
Co	ppm	0,1	10.000
Cr	ppm	1	10.000
Cu	ppm	0,2	10.000
Hg	ppm	0,01	10.000
Mo	ppm	0,05	10.000
Ni	ppm	0,2	10.000
Pb	ppm	0,2	10.000
Sb	ppm	0,05	10.000
Se	ppm	0,2	1.000
Te	ppm	0,01	500
V	ppm	1	10.000
W	ppm	0,05	10.000

Fonte: ALS Minerals.

2.5.3 Dosagem do teor de carbono

Utilizou-se o analisador LECO SC-632A para avaliar a quantidade de carbono, sob a forma de grafita, presente nas rochas metassedimentares da área de estudo. Este equipamento, não-dispersivo, foi projetado para medir carbono e enxofre total, simultaneamente, em uma grande variedade de materiais orgânicos e inorgânicos. O equipamento citado é constituído de um introdutor automático de amostras no forno de combustão, com capacidade para 36 amostras; um forno para combustão das amostras e uma unidade de medida de dióxido de carbono (CO_2) e de dióxido de enxofre (SO_2) liberados na combustão. O sistema de medida consiste num detector infravermelho, que mede as concentrações de dióxido de carbono bem como as de dióxido de enxofre. A quantidade medida é representativa dos teores de carbono e de enxofre presente na amostra, sendo o seu valor expresso em percentagem de peso relativo.

As amostras foram pulverizadas em gral de ágata, sendo em seguida, o material peneirado em 0,180mm. O material que ficou retido foi guardado e a alíquota passante (<0,180mm) foi utilizada para as análises de carbono no equipamento LECO - SC-632 (UERJ).

São basicamente três as etapas que foram realizadas para as referidas análises:

A primeira consistiu na pesagem de cerca de 0,25g de amostra de rocha pulverizada (<0,180mm) em barquinhas de cerâmica porosa. Logo após a pesagem, as amostras foram colocadas em uma bandeja (material que não sofre corrosão ao ataque do ácido clorídrico) e levadas à capela para serem acidificadas com ácido clorídrico a 50%. Este procedimento é realizado a frio, por um período de 24 horas, para que sejam eliminados os carbonatos presentes nas amostras.

A segunda etapa consiste em lavar as amostras no mínimo quatro a cinco vezes: a primeira com água destilada à quente (100°C) e mais três a quatro vezes com água fria, para que todos os cloretos presentes, formados durante a acidificação com HCl, sejam eliminados das amostras. Em seguida, as amostras foram secadas em um banho de luz com temperatura, não controlada, de 80°C .

Por fim, as amostras são levadas para uma nova pesagem, para que sejam calculadas as quantidades de carbonatos eliminados e de resíduo insolúvel (RI).

2.6 Estado da Arte

2.6.1 *Pathfinders* como Indicadores de Depósitos Auríferos

2.6.1.1 Introdução

A possibilidade da aplicação da prospecção geoquímica ao reconhecimento de um corpo mineral, depende de alguns fatores como: dispersão geoquímica acentuada, mobilidade do elemento, sensibilidade e limite dos métodos analíticos, etc (MARANHÃO, 1983).

Os *pathfinders* ou elementos rastreadores, por serem acompanhantes contínuos em muitos dos elementos tidos como econômicos, são uma importante ferramenta que auxilia na descoberta de um depósito mineral. Os principais *pathfinders* para ouro, segundo Bonnemaison e Marcoux (1990) são: Au, As, Sb, Te, Mo, Bi e W. Eventualmente, alguns outros elementos poderão ser utilizados, como: Tl, Se, Rb, Y, etc.

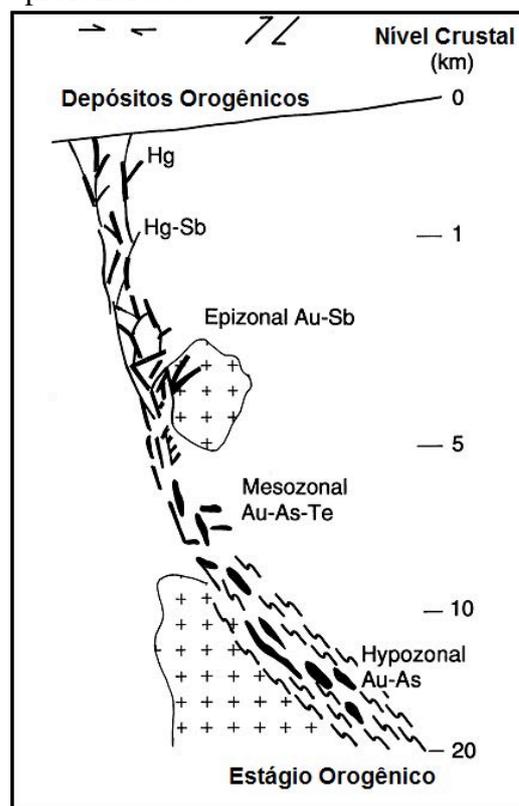
Groves *et al.* (1998) perceberam que muitos trabalhos foram publicados sob um único tipo: o ‘*quartz-carbonate lode gold deposit*’. Este tipo de depósito é conhecido como *synorogenic, turbidite-hosted, mesothermal and Archaean lode-gold*. Isso reflete a proliferação de tais termos em toda a literatura da geologia econômica, aumentando consideravelmente a confusão para os leitores. Alguns pesquisadores reconhecem estas diversas classificações de depósito como uma variedade de subtipos de um tipo único. *Mesothermal* é um termo que tem sido amplamente adotado durante os últimos anos, mas é uma classificação que foi, originalmente, definida para depósitos formados em cerca de 1,2-3,6 quilômetros, e mais aplicável a depósitos de tipo ‘*Carlin-Type*’, hospedados em rochas sedimentares. Um dos objetivos dos autores foi tentar unificar os diversos trabalhos sob o mesmo tipo, levando em conta as características de cada depósito, como: idade do veio e dos terrenos hospedeiros, paragênese do minério, composição e temperatura do fluido, tipos de alteração hidrotermal, rochas hospedeiras e eventos metamórficos. Nesse contexto, é feita uma tentativa de colocar estes depósitos ‘*Mesothermal*’ em uma classe mais ampla que enfatiza o seu ambiente tectônico e o tempo de formação em relação a outros tipos de depósitos de ouro. Para isso, Groves *et al.* (1998) sugeriram o termo *Orogenic* em substituição ao termo *Mesothermal*. Também foram sugeridos os termos epizonal, mesozonal

e hipozonal a serem usados para refletirem as profundidades crustais dos filões de ouro dentro do grupo dos depósitos orogênico. Os depósitos, então chamados de ‘*Mesothermal*’, são um tipo peculiar de depósitos de ouro que é caracterizado no espaço e no tempo. As principais características dos depósitos do tipo *Orogenic Gold Deposit* são:

- Talvez a característica mais consistente dos depósitos seja a sua associação com terrenos metamórficos deformados de todas as idades. Observações de *greenstone belts* arqueanos e cinturões metamórficos Fanerozóicos de várias partes do mundo indicam forte associação do ouro em rochas de fácies xisto verde. No entanto, alguns depósitos ocorrem em terrenos de grau metamórfico mais elevado, como também de menor grau metamórfico. Segundo Groves *et al.* (1998), no Arqueano da Austrália Ocidental, um grande número de depósitos *synmetamorphic* estão hospedados em rochas de fácies granulito.
- Os depósitos, em sua grande maioria, são dominados por um sistema de veios de quartzo, contendo $\leq 3-5\%$ de minerais sulfetados e $\leq 5-15\%$ de minerais carbonáticos. A albita, mica branca e fuchcita, clorita, scheelita e turmalina são também comuns em rocha na fácies xisto verde. Os veios podem ser contínuos ao longo de uma extensão vertical de 1-2 quilômetros com pequena mudança na mineralogia e no grau do ouro. A razão Au/Ag normal é 10, sendo fixado em veios e sulfetos nas paredes da rocha. A mineralogia dos sulfetos geralmente reflete a litogeoquímica da rocha hospedeira. A arsenopirita é o mineral sulfetado mais comum em rochas metassedimentares, e a pirita e a pirrotita são tipicamente comuns em rochas ígneas metamorfoseadas. Os veios de quartzo contendo ouro exibem um enriquecimento variável em As, Sb, Te, W, Hg, Bi e B. As concentrações de Cu, Pb e Zn são ligeiramente elevadas quando comparadas com os *backgrounds* regionais.
- Os depósitos exibem forte zonação lateral de fases de alteração de proximal a distal. A assembléia mineralógica dentro das zonas de alteração e a largura variam de acordo com a composição da rocha e o nível crustal. Os minerais carbonáticos mais comuns incluem calcita, dolomita e ankerita; os sulfetos mais comuns incluem pirrotita, pirita e arsenopirita; e o metassomatismo alcalino envolve a sericitização, sendo menos comum, a formação de fuchcita, biotita e k-feldspato e albitização, e minerais máficos são cloritizados. A sulfetação é forte em formações ferríferas bandadas e rochas hospedeiras ricas em ferro.

- Existe um forte controle estrutural da mineralização em diversas escalas. Os depósitos são normalmente instalados em estruturas de segunda ou terceira ordem de regimes transpressivos. As principais estruturas são: zonas de cisalhamento rúptil a dúctil com baixo a alto ângulo de mergulho, zonas de brechas e dobras dúcteis em sequências turbidíticas. A mineralização ocorre sin a pos pico metamórfico, com temperaturas em torno de 100°C.

Figura 5 - Representação esquemática do ambiente crustal de depósitos hidrotermais de ouro em termos de profundidade de formação e configuração estrutural dentro de uma margem de placa convergente. Esta figura mostra o estilo de depósitos dentro de um quadro de profundidade



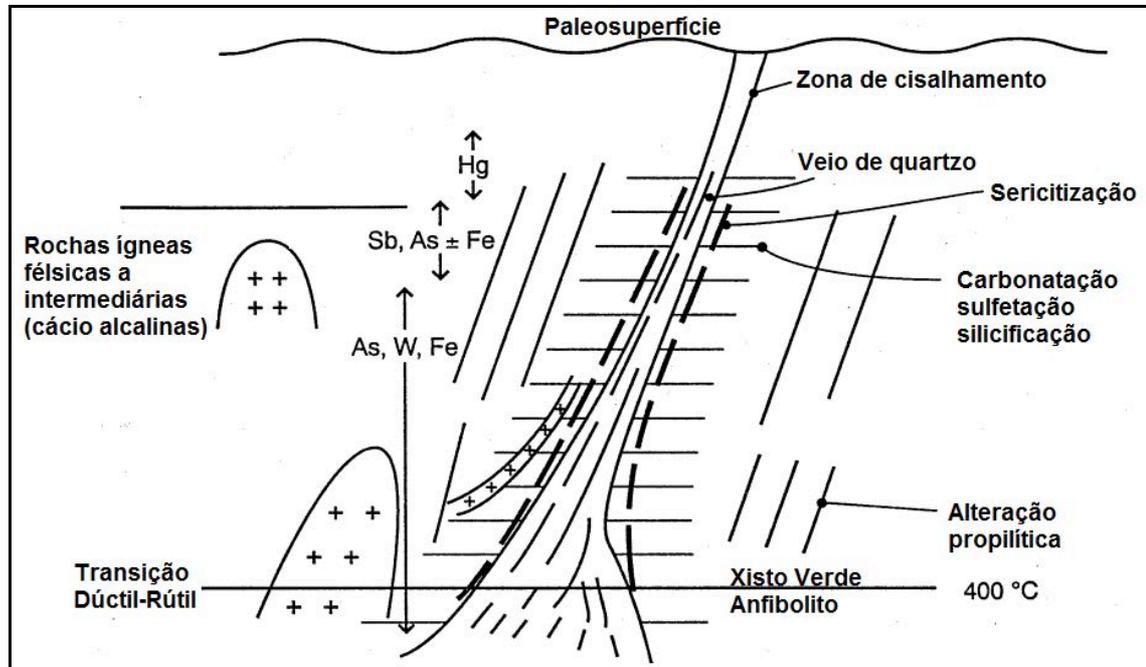
Fonte: GROVES (1998). Modificado pelo autor, 2014.

Groves *et al.* (1998) recomendam a classificação seguindo o conceito de zonas de formação dos depósitos. Os depósitos *Orogenic* são melhores subdivididos em *epizonal* (< 6 km; 150-300°C), *mesozonal* (6-12 km; 300-475°C) e *hypozonal* (> 12 km; acima 475°C).

Goldfarb *et al.* (1995) incluíram os depósitos de ouro do tipo ‘*Low Sulphide Au Quartz Veins*’ juntamente com os depósitos do tipo *mesothermal, Mother Lode-type, orogenic, metamorphic rock-hosted, greenstone gold (Archean), turbidite-hosted (Phanerozoic), and slate belt gold (Phanerozoic)*. Este tipo de depósito apresenta variadas idades, indo desde o Arqueano ao Terciário, contendo de 2 a 3% de minerais sulfetados, sendo a pirita o principal sulfeto. O ambiente geológico principal é representado por terrenos alóctones dominados por rochas da sequência *greenstone* e sequências turbidíticas que foram metamorfoseadas em fácies xisto verde. As alterações na rocha contêm abundantes minerais carbonáticos e sulfetados, além de quartzo e sericita. A sericita é um mineral de alteração comum, mas aparece discretamente próximo a veios de quartzo contendo ouro. Em alguns sistemas, a biotita também está presente próximo aos veios. O talco, a clorita e a fuchcita também são comuns em zonas de alteração de rochas ultramáficas, sendo a albita comum em rochas granitóides. As fases minerais variam de acordo com a largura do halo de alteração e o tamanho do sistema hidrotermal. Os autores afirmam que a zona de alteração é pouco desenvolvida em rochas hospedeiras metassedimentares, mas são amplas e variadas em rochas ígneas félsicas e máficas. Os minerais carbonáticos podem formar zonas de alteração restritas que variam de algumas dezenas de metros de distância a partir de pequenas zonas de cisalhamento ou pode se formar dentro de falhas maiores dentro de vários quilômetros. Os minerais carbonáticos formados dependem essencialmente da composição da rocha onde se desenvolveu a mineralização, mas os principais são: ankerita, calcita, magnesita, siderita, dolomita ferrosa. O ouro está presente como elemento nativo e electrum, e a scheelita e a grafita são comuns. Os principais minerais silicatados de ganga são: quartzo, clorita, muscovita, biotita, fuchcita, turmalina, rutilo, albita e/ou talco. Os principais sulfetos em ordem de abundância são: pirita e arsenopirita > estibinita > calcopirita, pirrotita,, galena, esfalerita > minerais teluretos, tetraedrita > bismutínietos > molibidénietos. As rochas são enriquecidas notavelmente em H₂O, CO₂, S, K, Au, As, W, Sb. O minério pode estar presente em veios de quartzo e/ou como alteração sulfetadas na rocha. O ouro é presente como grãos livres em quartzo, preenchendo pequenas cavidades nas rochas encaixantes ou em sulfetos. A arsenopirita e pirita são os minerais disseminados mais presentes nos halos. Os teores de Ag, As, Au e Fe são anomalias consistentes. O tungstênio e o antimônio são anomalias bem menos consistentes. O bismuto, o cobre, o mercúrio, o chumbo e o zinco são anomalias em muitos depósitos, mas não se pode extrapolar a todos. Menos comuns são as anomalias de telúrio e molibdênio. A concentração de arsênio em solos e sedimentos é da ordem de 50-1000 ppm perto de áreas mineralizadas, sendo de 10-40 ppm longe das áreas mineralizadas. A

concentração de antimônio são comumente de >5 ppm próximos aos depósitos, enquanto que em áreas não afetadas pela atividade hidrotermal é da ordem de <2 ppm.

Figura 6 - Seção geológica geral dos depósitos de ouro de baixa sulfetação



Fonte: GOLDFARB *et al.* (1995). Modificado pelo autor, 2014

Em geral, os principais guias exploratórios na busca do ouro, seja ele disseminado ou em veios de quartzo, são uma assinatura geoquímica com elevados valores de Au, As, Sb, Te, Bi, W, Ag (\pm Se, Cu, Pb, Zn, Hg, entre outros) em rochas, solos e sedimentos de corrente, e uma assinatura geofísica indicando falhas por anomalias magnéticas lineares e/ou identificadas por imagem de satélite ou fotografias aéreas. Eventualmente, outros guias exploratórios poderão ser aplicados, e os valores vão depender da dispersão dos elementos em cada área.

Bonnemaison e Marcoux (1990) observaram em diversos depósitos do tipo *auriferous shear zone* que as zonas de cisalhamento são polifásicas, e apresentam uma assinatura geoquímica principal em cada fase. Segundo eles, são sugeridos três estágios de acordo com diversos estudos em vários depósitos auríferos hospedados em zonas de cisalhamento: inicial (1), intermediário (2) e tardio (3).

As ações combinadas, de deformação e de circulação hidrotermal, causam importantes modificações na mineralogia e na composição geoquímica das rochas. Eles puderam observar

que no estágio inicial (1), a fixação do ouro ocorre dentro da estrutura dos sulfetos (pirrotita ou arsenopirita, principalmente).

Já na fase intermediária (2), com a evolução da zona de cisalhamento, o ouro é liberado sob a forma de soluções sólidas, cristalizando-se como inclusões dentro dos sulfetos. Ainda nessa fase, ocorre, simultaneamente, a silicificação e a carbonatação de algumas rochas, que são as alterações hidrotermais mais importantes dessa fase, juntamente com a sulfetação. Em áreas mais internas das zonas de cisalhamento, a alteração hidrotermal é mais intensa, e o fluxo de arsênio é maior. Além disso, pode ocorrer, mesmo que raramente, um aporte de antimônio. O estágio intermediário (2) é caracterizado pela criação de espaços preenchidos por veios de quartzo sacaroide, fumê e leitosos, e *emplacement* de rochas félsicas e máficas. A mineralização aurífera (Au, Sb, As) é transportada a partir do corpo principal da zona de cisalhamento rumo às estruturas hospedeiras (zonas de cisalhamento de segunda ordem) através de fluidos hidrotermais (comumente ricos em Fe, Pb, Cu, Zn), causando desestabilização em sulfetos auríferos (pirrotita e arsenopirita contendo ouro). Em alguns casos, com temperatura mais alta e provável influência plutônica, alguns elementos são incorporados a paragênese, como: Bi, Sn, Mo, W. Com a evolução do cisalhamento, mais espaços são criados.

O estágio tardio (3) é marcado pela precipitação de ouro livre, ricos em prata, cobre e chumbo, resultando numa paragênese complexa. A mineralização está disposta em veios de quartzo e *stockwork*, e a composição da rocha hospedeira implica em diferentes alterações hidrotermais e comportamento da mineralização.

Um programa integrado de prospecção geoquímica executado por Mulja (2003) faz uma boa correlação entre o ouro, zonas de cisalhamento e os elementos tidos como *pathfinders*, onde foi realizada uma varredura com amostragens de sedimentos de corrente, concentrado de bateia e amostras de rochas, em uma área de 240000 hectares, a noroeste de Sumatra. Executou-se um mapa, integrando lineamentos estruturais obtidos através da geofísica e imagens de satélite, litologia e análises de sedimento de corrente na área. Foi confirmado que as principais anomalias de Au, As, Cu, Mo, Pb e Zn estavam localizadas exatamente no *trend* estrutural do lineamento NE-SW interpretado anteriormente pela geofísica. Os valores dos elementos são variados, mas acima do *background* regional.

2.6.2 Principais *Pathfinders*

2.6.2.1 Antimônio (Sb)

De acordo com Boyle e Jonasson (1984) e Hale (1981), o antimônio é amplamente difundido na natureza e concentra-se em muitos depósitos minerais, particularmente, aqueles que contêm sulfetos e sulfossais. Essas características o tornam um *pathfinder* muito importante na busca de vários depósitos e uma ferramenta muito útil na prospecção geoquímica.

O antimônio nativo ou metálico é relativamente comum em certos tipos de depósitos minerais, apesar do elemento ter uma tendência a formar sulfetos e sulfossais, particularmente com os metais de Cu, Ag, Zn, Hg, Pb e Fe. Mas também podem formar óxidos e óxidos complexos na natureza. Em geral, o antimônio forma uma série de minerais dos grupos dos sulfetos, antimonetos, selenetos, teluretos, sulfossais, silicatos, oxi-sulfetos, hidróxidos e oxi-halogênicos.

Quadro 3 - Alguns minerais de antimônio

Nome do Mineral	%Sb	Natureza Química
Antimônio Nativo	100%	Elemento Nativo
Paradocrosita	91,92%	Composto Intermetálico
Velentinita	83,53	Óxido
Senarmontita	88,39	Óxido
Cervantita	79,19	Óxido
Estibiconita	76,37	Hidróxido
Kermesita	75,24	Óxido
Estibinita	71,68	Sulfeto
Aurostibita	55,28	Antimonieto
Jamisonita	35,39	Sulfossal

Fonte: BOYLE e JONASSON (1983).

O antimônio é encontrado em quantidades menores ou traços (Quadro 4) em muitos dos elementos nativos, sendo comum em sulfetos de uma grande variedade de produtos de

oxidação secundária, particularmente em sulfatos, arseniados, etc. Os principais portadores de antimônio em rochas e muitos depósitos minerais são arsenopirita e pirita. Os minerais podem conter 100 ppm ou mais de Sb, sendo elemento presente em nós da rede cristalina, substituindo o enxofre. A abundância terrestre do antimônio e do arsênio é da ordem de 0,5 e 3 ppm, respectivamente.

Quadro 4 - Antimônio contido em alguns minerais

Mineral	Sb (ppm)	Local de Amostragem
Ouro Nativo	1-100	Depósitos Minerais
Arsênio Nativo	até 9%	Depósitos Minerais
Bismuto Nativo	1-2000	Pegmatitos e Depósitos Minerais
Grafita	0.8-4	Depósitos Minerais
Cobre Nativo	1-1000	Depósitos Minerais
Prata Nativa	1-5000	Depósitos Minerais
Pirrotita	<1-2	Rocha
Pirrotita	<1-3	Depósitos Minerais
Pirita	5-124	Rocha
Pirita	5-1000	Depósitos Minerais
Arsenopirita	170-1160	Depósitos Minerais
Magnetita	<1-10	Depósitos Minerais
Ilmenita	<1-2	Depósitos Minerais
Molibdenita	<1-8	Depósitos Minerais
Galena	3-8000	Depósitos Minerais
Calcopirita	<1-180	Depósitos Minerais
Teluretos de ouro	Até 8%	Depósitos Minerais
Scheelita	<1	Depósitos Minerais

Fonte: BOYLE E JONASSON (1984).

Segundo Boyle e Jonasson (1984), existe uma diferença de concentração do antimônio em várias rochas, seja ela ígnea, sedimentar e metamórfica. Rochas ricas em ferro mostram grande variação no teor de antimônio. As formações ferríferas em fácies sulfeto são geralmente enriquecidas no elemento, principalmente na pirita. Pouco pode ser dito sobre as rochas metamórficas, exceto que contém teores de antimônio semelhantes às rochas a partir do qual foram derivadas, principalmente, em minerais sulfetados, como a pirita. Sedimentos

em córregos, rios e lagos variam muito seus teores (0,5-6,0 ppm a 2,5-1100 ppm), dependendo essencialmente da proximidade do depósito ou qualquer outra fonte rica no elemento. Valores mais altos que 5 ppm são invariavelmente associados com algum depósito. Em solos normais, o teor de antimônio é baixo (0,18-2,5 ppm), exceto quando depósitos vizinhos contêm o elemento. Em geral, o antimônio se encontra no horizonte B na maioria dos solos. O enriquecimento do horizonte B é resultado da forte adsorção e absorção do antimônio por óxidos de ferro hidratados e minerais de argila que predominam neste horizonte.

Eilu e Groves (2001), puderam reconhecer os halos de dispersão geoquímica em depósitos de ouro de alto grau metamórfico, de idade arqueana, na Austrália (Cráton Yilgarn). O depósito é do tipo: *Orogenic Au Deposit* (GROOVES *et al.*, 1998). Este tipo de depósito é dominado pelo sistema de veios de quartzo. Em alto grau, os veios podem conter anfibólio, diopsídio, biotita, turmalina e granada. A mineralogia sulfetada reflete o grau de metamorfismo e da disponibilidade litogeoquímica da rocha hospedeira. A pirita caracteriza a fácies xisto-verde, enquanto a pirrotita domina em fácies anfibolito. Este depósito e os halos de dispersão são, independente da idade, da rocha hospedeira e do grau metamórfico, enriquecidos em uma suíte única de elementos, incluindo: Ag, As, Au, B, Ba, Bi, Rb, Sb, Se, Te e W. Embora haja variação em alguns depósitos, os principais elementos enriquecidos são: Ag, As, Sb, Te e W. Estudos mineralógicos e geoquímicos dos depósitos Race Track e Wiluna mostram que o Sb é significativamente mais enriquecido em condições de P-T mais baixos. No entanto, em outros depósitos não há uma indicação clara que o Sb é enriquecido em condições P-T mais baixas, nem que o As, Te e o W são enriquecidos sob condições P-T mais altas.

De acordo com Schwarz-Schampera, Terblanche e Oberthur (2010), Vearncombe *et al.* (1988) e Jaguin *et al.* (2012), o *greenstone belt* de Murchison está localizado na parte oriental da província de Limpopo, na África do Sul. Ele pertence a um conjunto de cinturões arqueanos do Cráton kaapvaal. Segundo os autores, a mineralização aurífera está associada com o que se denomina *antimony line*. Este nível definido por uma zona de 250 m de largura por 35 km de comprimento estão hospedados os principais depósitos do tipo Au-Sb, encaixadas em rochas da sequência komatiítica. A origem da mineralização é controversa, e giram em torno das várias interpretações do *antimony line* como sendo um horizonte estratiforme, uma zona de falha ou uma zona semi-rútil em uma zona de cisalhamento dúctil. A mineralização ocorre em veios preenchendo fraturas em *boudins*. Os principais minerais que constituem a mineralização ao longo do *antimony line* são dominados por estibinita, com menor quantidade de pirita, berthierita, scheelita, antimônio nativo e outros minerais. O ouro

ocorre como grãos livres, finamente disseminados e como inclusões em sulfetos e silicatos. O ouro também pode ocorrer em pirrotita e arsenopirita associado com formações ferríferas ao longo do *antimony line*.

Segundo Muir; Schnieders; Smyk. (1995) e Tomkins; Pattison; Zaleski (2004), o depósito de ouro de Hemlo - Canadá está situado no *greenstone belt* Hemlo-Schreiber, da província superior, a noroeste de Ontário. O depósito de Hemlo está localizado numa zona de forte deformação conhecida como '*Hemlo Shear Zone*'. Os depósitos estão situados em uma zona de alteração metamórfica, em fácies anfíbolito, de aproximadamente 400 m de largura e 5 km de extensão. A alteração é caracterizada pelo enriquecimento Au (teor variado), Sb (>40 ppm), As (>300 ppm), Mo (>100 ppm), Hg (>2 ppm), Ba (>30%), K (>1300 ppm) e V (>96 ppm), e depletação em Na, Ca, Mg e Mn. Como a área de Hemlo é muito extensa, não existe um teor limite geral. Alguns grãos de ouro da área foram selecionados e analisados em MEV-EDS, e verificou-se uma composição de Ag (5,6%) e Hg (25,8%), além de um bordejamento de arsênio nativo, auroestibinita e estibinita, e exsoluções de realgar em estibinita.

Em geral, o antimônio é um bom indicador em muitos depósitos, não só aqueles quem contém o elemento, mas também para outros depósitos minerais enriquecidos em uma grande variedade de metais. O antimônio pode ser usado como indicador em praticamente todos os métodos de prospecção geoquímica, com sucesso. A escolha do método a ser empregado deve ser guiado pelo conhecimento da mobilidade ou fixação do elemento nos depósitos e rochas hospedeiras, em gossans e zonas oxidadas, em solos, águas subterrâneas, águas, sedimentos de corrente e etc. Uma das características vantajosas do antimônio como indicador para depósitos metálicos é a sua baixa abundância (<0,5ppm) na maioria dos terrenos geológicos. Quando os teores superam duas vezes a abundância média, pode-se dizer que existe a presença de minerais de antimônio ou minerais portadores do elemento em sua estrutura. Além disso, a razão As/Sb é geralmente uniforme em ambiente supérgeno e endógeno. Uma diminuição neste razão pode significar um acréscimo na concentração de antimônio, que podem ser relacionadas com a mineralização que contém o elemento. Os depósitos mais comuns associados com o antimônio são Cu, Ag, Au, Zn, Hg, Bi, Te, Mo, Fe, Co, P, As, W, Ni, S, Pb, Nb, Ta, S e EGP. Existe uma coerência notável entre o antimônio e o ouro em vários depósitos de ouro. Há também uma estreita relação entre antimônio, arsênio e bismuto em muitos depósitos.

Os sedimentos de corrente informam variados valores de antimônio. Na maioria das regiões o *background* regional é de <1 a 3 ppm, mas em locais com a mineralização antimonífera pode chegar a 1000 ppm ou mais. O halo de dispersão do enriquecimento em

antimônio acima do *background* nas redes de drenagem das áreas mineralizadas é relativamente longo (geralmente maior que 1 quilômetros). Em algumas drenagens, os halos de dispersão na área mineralizada de Hill Keno variam de menos de 0,5 a 6 km. Alguns cuidados devem ser tomados na avaliação de alguns teores. Falsas anomalias podem aparecer devido à absorção do antimônio em alguns materiais geológicos, como sedimentos com limonita.

2.6.2.2 Arsênio (As)

De acordo com Boyle e Jonasson (1973), o arsênio também é largamente encontrado na natureza, e concentra-se em muitos depósitos minerais, particularmente, aqueles que contêm sulfetos e sulfossais. Os principais depósitos são: Cu, Ag, Zn, Sb, Pb, Te, Mo, W, EGP, entre muitos outros. Essas características o tornam um bom indicador na prospecção geoquímica para os principais depósitos econômicos.

Devido aos vários estados de oxidação e a tendência para formar complexos solúveis e compostos complexos, a geoquímica do arsênio é complexa e não está bem definida. O elemento mais comumente associado com arsênio na natureza é o enxofre.

O arsênio nativo é relativamente comum em certos depósitos minerais, apesar de que o elemento tem afinidade calcófila, formando em sua maior parte uma variedade de sulfetos, sulfossais, em particular com metais de Cu, Ag, Zn, Pb, Hg, Fe. O mais comum desses sulfossais é a tetraedrita-tenantita. Os principais minerais de arsênio em ambiente endógeno (hipógeno) são: arsenopirita, nicolita, cobaltita, tenantita, enargita, arsênio nativo, orpimento, realgar e prousita. Os outros sulfossais são relativamente raros. Os principais minerais de arsênio em ambiente supérgeno, estes formados pela oxidação dos sulfetos e sulfossais do hipógeno, são: escorodita, beudantita, olivenita, mimetita, arsenolita, eritrita e anabergita.

Os principais minerais de arsênio são apresentados no Quadro 5. Apenas os arseniatos mais comuns e alguns minerais complexos oxigenados foram representados.

Quadro 5 - Principais minerais de arsênio

Nome do Mineral	%As	Natureza Química
Arsenio Nativo	100%	Elemento Nativo
Etibarsenita	38.09	Arsenieta
Realgar	70.03	Sulfeto
Orpimento	60.90	Sulfeto
Arsenopirita	46.01	Sulfeto
Nicolita	56.07	Arsenieta
Cobaltita	45.16	Sulfeto
Loelingita	72.85	Sulfeto
Enargita	19.02	Sulfeto
Tenantita	20.37	Sulfeto
Proussita	15.14	Sulfeto

Fonte: BOYLE; JONASSON (1973).

O arsênio é encontrado como traço ou em menores quantidades em praticamente todos os sulfetos e comum em uma grande variedade de produtos secundários de oxidação, particularmente, em sulfatos, fosfatos, vanadatos e etc. O principal portador de arsênio em rochas e em vários tipos de depósitos minerais é a pirita. Este mineral pode conter 6000 ppm ou mais de As, sendo o elemento aparentemente presente em nós da rede cristalina substituindo o enxofre. A abundância terrestre do arsênio é da ordem de 3 ppm. O teor de arsênio contido em alguns minerais pode se visto no Quadro 6.

Quadro 6 - Arsênio contido em alguns minerais

Mineral	As (ppm)	Local de Amostragem
Pirita	100-1600	Rochas
Pirita	5-5600	Depósitos Minerais
Pirrotita	5-50	Rochas
Pirrotita	<5-100	Depósitos Minerais
Estibinita	5-500	Depósitos Minerais
Molibidenita	5-500	Depósitos minerais
Galena	<5-60	Depósitos Minerais
Calcocita	95-225	Depósitos Minerais
Esfalerita	<5-400	Depósitos Minerais
Calcopirita	10-1000	Depósitos Minerais
Magnetita	<3	Depósitos Minerais
Ilmenita	<3	Depósitos Minerais
Scheelita	<5	Depósitos Minerais

Fonte: BOYLE E JONASSON (1973).

Segundo Boyle e Jonasson (1973) e Hale (1981), a abundância de arsênio é comum em rochas ígneas, sedimentares e metamórficas. O arsênio contido em rochas ricas em ferro depende da disponibilidade do elemento no momento da sua deposição. Pouco pode ser dito em relação às rochas metamórficas, exceto que elas contem um teor de arsênio um pouco semelhante às rochas de que foram derivadas. O valor médio indicado para arsênio em xistos parece muito baixo, mas alguns xistos piritó-grafíticos apresentam teores de 5-50 ppm de arsênio. Os valores de arsênio iguais ou que superam 25 ppm são invariavelmente associadas com rochas piritosas ou depósitos de arsênio. O teor de arsênio em sedimentos de correntes, lagos e rios dependem essencialmente da proximidade de rochas ou depósitos portadores de arsênio. O teor de arsênio em solos normais é baixo, exceto nas proximidades de algum depósito rico em arsênio. Em geral, o horizonte B é mais enriquecido (horizontes A, B e C, respectivamente, 1,15-9,6; 0,4-22; 0,4-11 ppm) que os outros horizontes. Em solos próximos a depósitos de arsênio foram observados enriquecimento nos horizontes B e C (20-1035, 190-2400, 98-1491 ppm, respectivamente horizontes A, B e C). O enriquecimento do horizonte B é resultado da forte adsorção e absorção de arsênio por óxidos de ferro hidratados que predominam neste horizonte.

Em depósitos do tipo ‘zonas de cisalhamento aurífera’, as rochas hospedeiras são variadas. Os principais minerais de arsênio neste tipo de depósito são arsenopirita, pirita arsenical e uma grande variedade de sulfossais. O conteúdo de arsênio pode variar de poucos ppm a porcentagens nos corpos de minérios e associados a zonas de alteração. Em veios de quartzo piritoso e zonas silicificadas contêm normalmente entre 100 e 500 ppm de As, principalmente em pirita. A maioria dos depósitos de ouro em cinturões vulcânicos de idade pré-cambriana ao terciário é enriquecida em arsênio. Uma relação semelhante vale para depósitos de ouro em grafita xistos em todo mundo.

Smith e Keele (1984), observaram que em Norseman, oeste da Austrália (bloco Yilgarn), o arsênio foi um *pathfinder* muito importante na descoberta da mineralização de ouro. O arsênio ocorre como *reef channel* em arsenopirita, e pode se estender até 30m de largura. As concentrações de As variam de 50 a 500 ppm, podendo chegar a 5000 ppm. Em seções estéreis da mesma zona de cisalhamento mineralizada são encontrados valores que variam de 20 a 100 ppm. Em zonas completamente estéreis os valores são < 1 a 10 ppm. Os outros elementos tidos como *pathfinders* apresentaram valores baixos, e não tem relação alguma com a mineralização aurífera neste depósito.

Craw, *et al.* (2007) analisaram a assinatura geoquímica de xistos grafitosos mineralizados em ouro, em Otago – Nova Zelândia. A área compõe um cinturão metamórfico em fácies que vão desde sub-xisto verde a xisto verde superior. A assembleia de minerais metamórficos é comum para essas fácies, e os acessórios incluem pirita e grafita. Durante a deformação foram desenvolvidas diversas zonas de cisalhamento que hidrotermalizaram todas as rochas do bloco. Os fluidos hidrotermais favoreceram a substituição das micas por arsenopirita e pirita, e a mineralização inicial em ouro, nos planos dos xistos. Em fases tardias, as zonas de cisalhamento foram impregnadas por grafita e sulfetos, principalmente pirita e arsenopirita. E em menor abundância estão a calcopirita, a esfalerita e a galena que são englobadas por pirita e arsenopirita contendo ouro. A assinatura geoquímica é tão sutil quanto à assinatura mineralógica principal. O arsênio é o indicador geoquímico mais importante, embora esteja localizado somente na zona de cisalhamento mineralizada. O maior teor de arsênio está localizado em zonas de cisalhamento com grafitas de coloração bem escura. O enriquecimento de antimônio está intimamente associado com o enriquecimento de arsênio, sendo o antimônio um substituto para arsênio em arsenopirita. Os outros metais enriquecidos são Cr, Mo e Bi.

Segundo Pals e Spry (2003), no depósito de ouro de Emperor, nas ilhas Fiji, o ouro é encontrado em três formas diferentes: invisível ou incluso em pirita arsenical; ouro nativo

visível e/ou electrum; e como teluretos (calaverita, silvanita, petzita, krenerita). Em microscópio eletrônico são identificados grãos de pirita contendo até 11 ppm de Au, 5 ppm de Te, e piritas arsenicais relacionadas diretamente com os depósitos que as formaram, contendo 11% de As em sua estrutura.

Em geral, o arsênio é, particularmente, um bom indicador para a maioria dos depósitos, não só para os depósitos que contém o elemento como um produto econômico, mas também para muitos outros depósitos enriquecidos em uma grande variedade de metais. Os metais mais comuns associados com o arsênio são: Au, Sb, Bi, Mo, W, Co, Cu, Ag, Zn, Ni, Hg, S, EGP, entre outros. Existe, particularmente, uma afinidade acentuada entre o arsênio e o ouro em praticamente todos os tipos de depósitos de ouro. Esta afinidade também se estende a prata em vários depósitos, na variedade de prata nativa contendo cobalto e níquel. Há uma estreita relação entre o arsênio, bismuto e antimônio em vários depósitos. O arsênio pode acompanhar minerais de cobre, zinco, mercúrio, estanho, cobalto, molibidênio, tungstênio, ferro, níquel e chumbo.

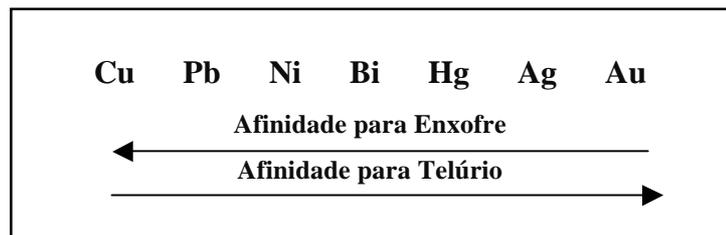
O arsênio é um elemento relativamente móvel em processos endógenos, e tende a formar halos primários e linhas dispersões nas proximidades de vários depósitos arseníferos. Os halos primários de arsênio associados a veios de quartzo aurífero e corpos silicificados tendem a ser restritos a zonas de alteração visíveis, que normalmente são de apenas alguns metros a dezenas de metros de largura. Em áreas onde tenha ocorrido uma intensa cloritização, os halos podem ser mais extensos. Em *yellowknife* (BOYLE; JONASSON, 1973) os halos associados com os depósitos em *greensotne belt* variam de 0.5 a 100m, chegando até 800m em alguns depósitos. Existe um aumento lateral bastante uniforme no teor de arsênio acompanhado de antimônio.

2.6.2.3 Telúrio (Te)

Segundo Watterson (1977), o telúrio é um dos elementos traços que ocorrem em zonas distintas em relação a alguns depósitos minerais. O hipógeno apresenta uma química diferente devido ao tamanho do íon de telúrio em comparação com o íon de enxofre. Uma vez que o íon de telúrio é 20% maior que o íon de enxofre (2.21 Å vs 1,84 Å), ele não é substituído isomorficamente em minerais de sulfeto. Há aproximadamente $1,2 \times 10^6$ átomos de S para cada átomo de Te na crosta. Do mesmo modo, grandes diferenças de concentração estão

presentes nas soluções formadoras dos minérios e tendem a evitar isomorfismo entre S e Te. As características de ligação dos grandes íons de telúrio ajudam a explicar por que os minerais de telúrio se formam no final de uma série de minerais, após a maior parte do S ter sido removida da solução para formar minerais sulfetados. O Te e o S tem afinidades opostas para os principais metais formadores de teluretos, como demonstrado na Figura 7.

Figura 7 - Ordem de afinidade crescente (seta) dos principais elementos formadores dos teluretos e sulfetos



Fonte: WATTERSON (1977).

Em zonas de intemperismo, o Te é geralmente imóvel. A oxidação de rochas ricas em pirita e subsequente produção de gossans ou zonas lixiviadas evita a migração do telúrio em zonas de intemperismo, porque sob condições ácidas, típicas de ambiente oxidante, os íons como TeO_3^{-2} podem ser substituídos por OH^- . Assim, os íons TeO_3^{-2} podem ser incorporados em óxidos de ferros hidratados, presumivelmente sob a forma de teluretos férricos básicos. Em um ambiente livre de pirita, o íon de telúrio poderá migrar por águas subterrâneas, mas a pirita está quase sempre presente em áreas onde o telúrio é relativamente enriquecido.

O telúrio é muitas vezes disseminado em processos mineralizantes hipogênicos. Em ambiente supérgeno, o telúrio é relativamente imóvel. Este fato o torna um elemento útil na busca por metais, principalmente o ouro.

De acordo com Weir e Kerrick (1987), Savage, Ashley e Bird (2009), Kerrich e Cassidy (1994) e McCuaig e Kerrich (1998), os veios de quartzo com ouro, em *Mother Lode*-Califórnia, são conhecidos historicamente. Os veios de quartzo são do tipo '*mesothermal*', e são frequentemente descritos como veios, com *emplacement* em xistos e rochas da sequência *greenstone belt*, paralelamente a xistosidade da rocha. Os veios de quartzo são compostos por pirita aurífera, ouro livre, arsenopirita, calcopirita, tetraedrita, esfalerita, galena, mas a pirita, de longe é o sulfeto mais abundante. Teluretos como calaverita e silvanita tem sido, ocasionalmente, detectados em pequenas quantidades. Localmente encontra-se bismuto nativo, scheelita, estibinita e molibdenita. Os veios de quartzo possuem coloração cinzenta a

azulada, devido à presença de finos grãos de sulfetos. Os veios ocupam previamente fraturas existentes na rocha. A mais conhecida é chamada de *Mother Lode*, que é uma sucessão linear de inúmeros veios gerados por uma zona de falha. O chamado ‘*auriferous slate belt*’ da Califórnia, o qual se inclui o *Mother Lode*, é apenas uma parte, e se estende por 250 km a noroeste, existindo várias minas instaladas nessa zona de falha.

Pode-se observar a presença do telúrio, seja presente como mineral ou elemento constituindo outros minerais. Sharwood (1911) afirma uma frequente associação do telúrio com o ouro, mas não é de todo necessário que os depósitos de ouro devem conter o elemento. Na verdade, esta associação deve ser considerada excepcional.

Segundo Sharwood (1911), pode-se classificar a ocorrência de telúrio-ouro em vários grupos.

- Teluretos de ouro, que podem conter prata e outros elementos.
- Minerais de telúrio tendo ouro livre depositado na sua superfície. A superfície do mineral original pode ou não estar apresentar sinais de oxidação. Esta condição é observável em amostras de teluretos contendo chumbo ou bismuto, em *Mother Lode*.
- Ouro livre associado com minerais de telúrio, aparentemente depositados ao mesmo tempo.
- Ouro livre associado com óxidos de telúrio e teluratos.
- Depósitos detríticos de telúrio com ouro.

2.6.2.4 Tungstênio (W)

Segundo Salminen *et al.* (2005), o tungstênio, também conhecido como volfrâmio, pertence ao grupo 6 da tabela periódica, juntamente com o Cr e o Mo. O tungstênio é mais semelhante, quimicamente, ao Mo, e sua química é umas das mais complexas entre os elementos de transição. O tungstênio é relativamente um elemento raro, com abundância crustal de cerca de 1 ppm, similar ao do seu vizinho, o molibidênio. Esta semelhança entre W e Mo se reflete em seus minerais, que são muitas vezes isoestruturais, mostrando substituição variável e solução sólida entre W e Mo. Os principais minerais de minério do W são a Wolframita (Fe, Mn) WO_4 e a Scheelita $CaWO_4$, podendo ser comparada a powelita $CaMoO_4$

e a Wulfenita $Pb (Mo,W)O_4$. O tungstênio ocorre como elemento traço em minerais formadores de rocha. É notável o enriquecimento em mica, de 5-50 ppm, mas em micas próximos a depósitos de W, o teor aumenta para 500 ppm. Em óxidos de Fe, Ti de rochas ígneas a concentração de W é de, aproximadamente, 10 ppm. Na prospecção geoquímica, o W é usado como *pathfinder* para identificação de muitos depósitos auríferos, hospedados principalmente em rochas da sequência *greenstone* e granitos.

Conforme Shabeer *et al.* (2001), a scheelita é um importante minério de tungstênio, sendo encontrada em vários ambientes geológicos, entre os quais, o skarn e em veios. A fonte do tungstênio tem sido muitas vezes atribuída a voláteis, em magmas félsicos enriquecidos. No sul da Índia, a scheelita ocorre como acessório em alguns depósitos polimetálicos-sulfetados em fácies xisto verde/anfibolito, derivados de rochas máficas. No entanto, até agora não havia nenhum relato sobre a metalogenia do tungstênio em terrenos granulíticos, ao sul da Zona de Cisalhamento Palghat-Cauvery, que separa o cráton arqueano (sutura?) a norte. Relata-se a descoberta da mineralização de scheelita em fácies granulito nas supracrustais do Khondalite Kerala Belt (KKB). Os estudos implicam na compreensão dos fluidos em KKB, e na formulação de estratégias de exploração para as mineralizações Pan-Africanas em terrenos Gondwanicos. O ouro, grafita, molibdenita, metais raros e ETR estão entre as várias mineralizações obtidas em diferentes fragmentos do Gondwana Oriental, e muitos destes mostram ocorrência comum em fragmentos continentais adjacentes.

De acordo com Salminen *et al.* (2005), as concentrações de W são, ligeiramente, mais elevadas nas rochas graníticas (1,5 ppm) do que em relação as rochas máficas (0,5 ppm) e ultramáficas (0,1-0,8 ppm). Os estágios tardios de processos magmáticos tendem a concentrar mais W, e muitas vezes a wolframita ocorre em pegmatitos e veios de quartzo associados. A scheelita é mais comum em depósitos do tipo skarn. Os poucos dados disponíveis para W mostram poucas evidências na mobilização em rochas metamórficas. No entanto, grafita xistos e filitos mostram em teores de W na ordem de 20 ppm, possivelmente refletindo o enriquecimento da rocha fonte, um *Black shale*. Em todas as amostras de solo, o teor de W não ultrapassou o limite de 5 ppm. O teor médio de W em sedimentos de corrente é da ordem de 1,2 ppm, variando entre <0,05 ppm e 81,5 ppm.

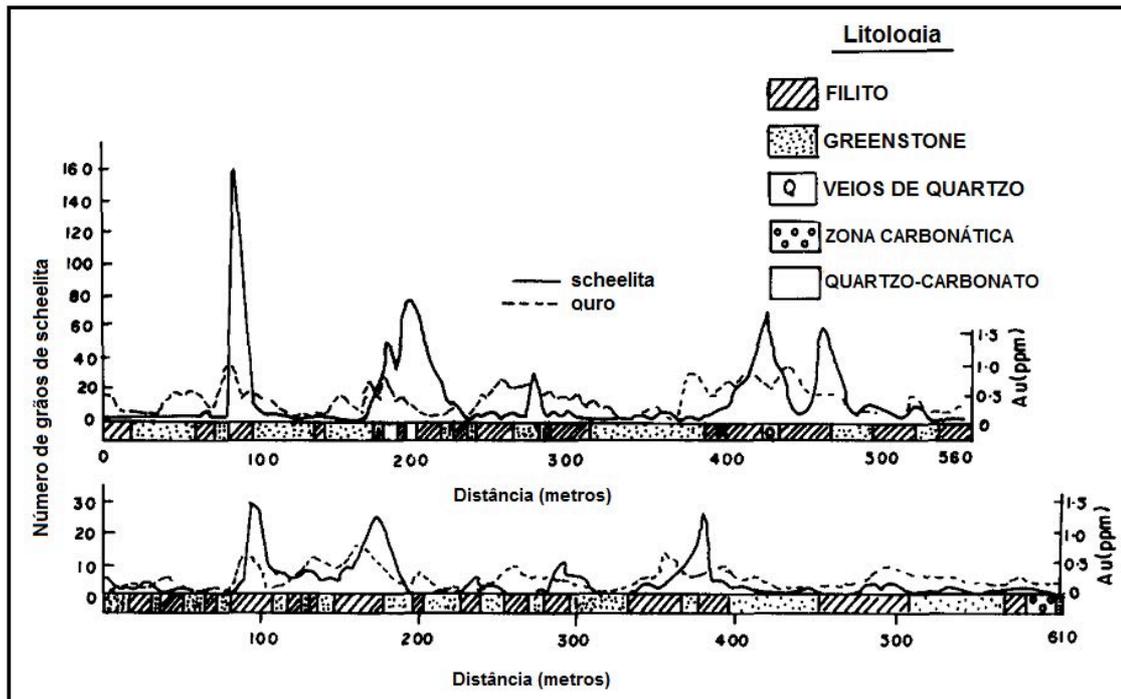
De acordo com Rao, Sastry e Raju (1989) a scheelita é utilizada com uma boa ferramenta prospectiva para ouro no *Greenstone Belt* Ramagiri (GBR), Andhra Pradesh, Índia. De acordo com ele, o *greenstone belt* (GB) constitui uma das principais rochas hospedeira para depósitos de ouro no mundo. Ao sul da Índia existem três faixas *greenstone*,

e o campo de ouro está situado no GBR. Os outros dois são o *Greentone Belt* Kolar e Hutti, onde o ouro e scheelita ocorrem em estreita associação.

O campo de ouro de Ramagiri está localizado em um GB com *trend* N-S cercado por rochas metassedimentares e gnaisses antigos que são intrudidos por um granito rosa (Granito Ramagiri) e diques doleríticos. O cinturão possui uma extensão de 50 km e uma largura de 2 km, mas a mineralização aurífera está confinada em apenas 10 km ao longo do *trend* deste cinturão. O ouro ocorre em corpos quartzosos cinzentos que estão localizados em formações xistosas altamente foliadas, que eles denominam como 'filitos'. A faixa de ocorrência aurífera é de 150-200 m de largura e compreende uma zona de veios de quartzo em sericita-clorita-filito. Os corpos quartzosos de vários tipos e gerações ocorrem no filito. Os três principais tipos são: (a) um cinza, com grãos finos e sem brilho; (b) um cinza, com grãos grossos e aspecto oleoso; e (c) um branco, com grão grosso. Dos três tipos, os veios cinza, com grãos finos e brilhosos são ricos em ouro. Os outros minerais associados a zona do minério e parede da rocha incluem scheelita, pirita, clacopirita, arsenopirita, ankerita, siderita, epidoto e turmalina.

Com propósito de estudar a distribuição da scheelita, amostras de rocha altamente intemperizada, que o autor chama de solo, foram coletadas em intervalos regulares em seis perfis diferentes. Ao todo, foram coletadas 676 amostras ao longo das seis linhas. Cerca de 3 kg de amostras (< 2 mm) e 100 g (< 0,2 mm) foram coletadas em cada poço. A fração < 2 mm foi bateada em campos para se obter um concentrado de minerais pesados e a fração < 0,2 mm foi separada para análise química. Os concentrados de minerais pesados foram visualmente examinados para a presença de scheelita com o auxílio de uma lâmpada ultravioleta de onda curta. A scheelita foi identificada pela cor azul claro a uma coloração azulado fraco. Os outros minerais foram identificados opticamente e por raio-X, como: arsenopirita, pirita, epidoto, turmalina, siderita, clorita e granada. Os resultados foram plotados em uma figura mostrando a geologia versus a distribuição da scheelita e ouro em um dos seis perfis analisados.

Figura 8 - Relação entre a scheelita e o ouro em dois perfis da área estudada pelo autor



Fonte: RAO, SASTRY e RAJU (1989). Modificado pelo autor, 2014

Os teores de ouro obtidos na pesquisa variam de 0,08-1,1 ppm. A avaliação das amostras com teores acima de 0,4 ppm, revelou a presença de clorita filitos e veios de quartzo, ambos cisalhados. Na mina Yeppamana, uma mina já implantada na área, algumas amostras foram coletadas a partir da zona do minério em intervalos de 1 m, 5 m, 10 m e 15 m. Análises de raio-X realizadas na zona do minério mostram um teor de 35 ppm, seguido de 25 ppm a 1m, 20 ppm a 5 m, 17 ppm a 10 m e 10 ppm a 15 m de distância. Assim, os valores de W mostram uma diminuição gradual lateralmente, a medida que se afasta da zona do minério.

Em geral, a contagem dos grãos de scheelita possui uma relação estreita com as anomalias de ouro. As concentrações de scheelita estão associadas com corpos quartzosos em estreita relação com veios de quartzo aurífero, podendo ser usado como um mineral *pathfinder* para localização de potenciais zonas auríferas.

Segundo Sarkar (1988), o sul da Índia é composto por diversos terrenos do tipo *greenstone belt*, entre eles se destacam o do tipo Ramagiri-kolar-Hutti (2) e o do tipo Dharwar. Os mais importantes depósitos minerais nas rochas da sequência *greenstone belt* na Índia são de Au, Fe e Mn. A mineralização de metais base é fraca, e ocorre em alguns poucos lugares. Os depósitos de Cr e magnetita contendo Ti-V são localmente encontrados na região. O aspecto econômico mais importante da geologia Peninsular da Índia até agora tem sido as mineralizações auríferas. O local conhecido *kolar Gold Field* (KGF), onde a mineração está

em curso a mais de um século, produziu ouro de profundidades superiores a 3 km. Os campos de ouro são limitados aos *greenstone belt* do tipo (2).

Em Kolar *Belt*, a mineralização aurífera está associada com um certo número de litotipos rochosos, embora a mineralização esteja confinada a rochas vulcânicas básicas. Com base na litologia, modos de ocorrência e os minerais associados dos minérios, os depósitos de Kolar *Belt* subdividem-se em: *Champion lode*, *Oriental Lode*, *Mallappakonda* e *Nayakanhalli*. Os depósitos do tipo *Champion lode* são localizados ao longo de uma zona de cisalhamento, atravessando uma xistosidade regional de baixo ângulo. A principal característica deste tipo de depósito é o desenvolvimento de veios de quartzo e alteração nas paredes da rocha encaixante, expressadas pelo desenvolvimento de diopsídio, hornblenda, epidoto, cummingtonita e biotita em KGF. O ouro nativo ocorre como discretos grãos. Disseminações de pirita, arsenopirita e galena, bem como teluretos de ouro podem ser vistos. Alguns filões ricos em sulfetos compreendem o tipo *Oriental*. O corpo de minério ocorre no contato entre rochas máficas e BIF-xistos sulfetados e grafíticos. A zona do minério é silicificada, e a pirrotita e arsenopirita são sulfetos importantes. A mineralização do tipo *Mallappakonda* ocorre em fácies sulfetadas (pirrotita + arsenopirita) em BIFs. O tipo *Nayakanahalli* ocorre dentro de BIFs e xistos grafíticos e sulfetados. Segundo Sarkar (1988), onde quer que ocorra a scheelita, ela é correlacionável com a mineralização aurífera. Em *Hutti Belt*, a mineralização difere um pouco, sendo discretos veios quartzo contendo ouro, que, aparentemente, são controlados por fraturas em rochas vulcânicas. As principais alterações hidrotermais em que as rochas foram submetidas são a carbonatação, biotitização e silicificação, sendo a arsenopirita o principal sulfeto presente no minério. Nesse cinturão, a scheelita foi localizada ao longo de três, dos seis filões.

Smeth, Rao e Schuiling (1985) fizeram um estudo de reconhecimento a norte do *Veligallu schist Belt*. O trabalho investigou uma área como parte de um programa detalhado de mapeamento, tentando identificar alvos mineralizados em ouro e sulfetos polimetálicos. Muitos dos *greenstone belts* do sul da Índia são mineralizados em ouro, mas a produção fica restrita aos depósitos em Kolar, *Hutti* e *Ramagiri Belts*, ou zonas xistosas com *ribbons* de quartzo ou sulfeto. O *Veligallu Schist Belt* é um cinturão com rochas granito-*greenstone* (metavulcânicas e metassedimentares), de alto grau metamórfico, com *trend* norte-sul, extensão de 60 km e largura de 10 km, separados por zonas de granito. O cinturão, basicamente, consiste em metabasitos alternados com mica xistos. A área é cortada por várias gerações de diques de diabásio, e veios de quartzo. Devido à má qualidade dos afloramentos, foi realizada uma varredura com concentrado de minerais pesados em alguns rios da área,

com uma malha de duas amostras por km². A fim de quantificar os resultados, foram recolhidas amostras com alíquota de, aproximadamente, 3,5 kg, utilizando uma peneira de 2 mm de tamanho. Em seguida, o número de grãos de scheelita foram contados com auxílio de uma lâmpada UV de onda curta. O resultado foi que mais de 70% dos 300 concentrados, mostrou, pelo menos, traços de scheelita, dos quais 9,5% mostrou mais 50 grãos. Seis áreas apresentaram altas concentrações de scheelita (mais que 100 grãos). Durante a prospecção noturna, feita com o auxílio de uma lâmpada UV portátil, a scheelita foi localizada principalmente em veios de quartzo, mas também ocorrem em pegmatitos e alguns metabasitos. Foi realizada uma pequena trincheira no solo, e percebeu-se que a scheelita era abundante, juntamente com partículas de ouro nas proximidades dos pontos de grande concentração de scheelita em córregos.

Ainda segundo o autor, a scheelita é conhecida por ocorrer em zonas de mineralização em ouro, embora não necessariamente em estreita relação genética, nos *greenstone belts* de Kolar e Hutti. Muitos *greenstone belts* arqueanos do sul da Índia mostram estreita relação espacial entre o ouro e a scheelita. Por isso a scheelita pode ser utilizada como um importante mineral *pathfinder* para ouro, sendo uma ferramenta barata e rápida para localizar potenciais zonas de mineralização de ouro.

2.6.2.5 Selênio (Se)

Na tentativa de estudar o padrão de distribuição de ouro e a tendência de distribuição de outros elementos traços, o selênio foi estudado e comparado com o selênio contido em outros materiais geológicos.

Segundo Malisa (2001), dos aproximadamente 50 minerais de selênio conhecidos, quase todos são selenetos, e ocorrem em pequenas quantidades. A maioria dos selenetos é encontrada em depósitos hidrotermais de baixa temperatura desprovidos de enxofre, onde o íon seleneto não é capaz de se “esconder” nas redes cristalinas de tais sulfetos comuns como pirita, pirrotita, calcopirita, arsenopirita, esfalerita e galena. O selênio e o enxofre têm fortes semelhanças químicas em condições profundas da crosta da Terra, e o comportamento do selênio é definido através dos teores de enxofre, que normalmente é muito mais abundante. Em condições magmáticas e metamórficas, o selênio entra nas estruturas dos sulfetos, e em processos hidrotermais ele é, em relação ao enxofre, enriquecido na fase final. Em emanções

vulcânicas ou *black smokes*, o selênio pode aparecer na sua forma elementar. Em processos supergênicos, o enxofre e o selênio são separados durante a migração. Estudos indicam que o Se é mais estável na forma elementar próximo a superfície.

Pouco se sabe sobre os teores de selênio em rochas metamórficas, mas para análise ambiental, inúmeras dados estão disponíveis em rochas sedimentares e sedimentos, devido à toxicidade do elemento em áreas urbanas. Uma comparação de rochas metamórficas com rochas sedimentares e sedimentos mostra que o teor de selênio diminui com o aumento do metamorfismo. São relatados traços de selênio em glaucofana xistos, o que indica uma migração precoce em zonas de subducção, onde a crosta é destruída por processos tectônicos. Com o aumento da pressão e temperatura, o selênio é mobilizado precocemente durante o metamorfismo, e migra para as partes superiores da crosta, onde a temperatura é alta o suficiente para formar silicatos. Em gnaisses, e mesmo rochas vulcanogênicas fortemente metamorfoseadas, o teor é baixo, embora em rochas metamórficas ricas em sulfetos, carbono (grafita) e ferro, o teor de selênio tende a ser mais alto.

Hawley e Nichol (1959) estudando alguns sulfetos, como pirita, marcasita, pirrotita, calcopirita e outros sulfetos, confirmou o baixo conteúdo de selênio em amostras de rochas hidrotermais, supergênicas e sedimentares, porém descobriram que o teor de selênio em sulfetos hidrotermais varia de lugar, e sugerem que “soluções hidrotermais, bem como águas meteóricas, podem ser deficientes em selênio”. As concentrações de selênio em minerais sulfetados provam a origem hidrotermal ou magmática, porém a ausência de selênio não é uma prova positiva de origem sedimentar. A ordem preferencial de concentração de selênio em vários sulfetos foi definida seguindo esta sequência: sulfeto de Pb-Bi-Sb, galena, calcopirita, arsenopirita, esfalerita, pirita e pirrotita.

Em piritas e marcasitas sedimentares australianas, estes valores variam de menos de 1 a 9 ppm de Se, enquanto em piritas hidrotermais variam entre 2 a 132 ppm com a maior concentração entre 30 e 50 ppm de Se. Em pirrotitas, neste mesmo depósito, variam de 1 a 30 ppm, e em calcopiritas são tão ricas quanto ou mais ricas em Se quando associadas a pirita, porém este valor raramente ultrapassa 100 ppm.

Ainda de acordo com o autor supracitado, pirita sedimentar encontrada na Noruega contém menos de 1 ppm de selênio, enquanto piritas hidrotermais contém de 20 a 30 ppm. Pirita do depósito de Boliden, na Suécia (depósito tipo VMS Cu-Pb-Zn-As-Au) contém 0,004-0,03% de Se e calcopirita valores acima de 0,14%.

O autor determina o teor de Se em diversos minerais sulfetados e em diversos tipos de depósitos. Nos quadros (7 e 8) apresentam o resultado analítico de algumas amostras de pirita,

pirrotita e calcopirita de uma grande variedade de depósitos. Os resultados mostram claramente que a maior concentração de Se em pirita está em depósitos de sulfetos maciços de cobre como em Noranda-Quebec (mina Horne) e no depósito de Geco, em Manitouwadge, Ontário.

Quadro 7 - Teor de selênio em algumas piritas do Canadá

Tipo de Depósito	Local	Variação do Selênio Contido em ppm	Média do Selênio Contido em ppm
Minério de Sulfeto de Cobre Niquelífero	Subdury, Ontário	25-60	50
Depósito de Sulfeto Maciço de Cu-Fe (Zn)-S	Noranda-Quebec Upper Levels	390-1000	590
	Lower Level	38-445	175
	Mina Geco, Manitouwadge Ontario 250' Level	44-88	60
	50'-450' Levels	50-270	127
	350' Level	97-310	163
Veio de Quartzo com Ouro-Pirita	MC Intyre Mine, Porcupine, Ontario	< 15-111	33
	Miscell - Renabi, Hardrock, Howey-Hasaga (Red Lake) Cathroy - Larder, Ontario; Granada, Quebec; Cariboo, B. C.	<15	<15
	Powell Rouyn, Quebec	23-24	34
	Fondulac, Algold, Sask		23

Fonte: HAWLEY e NICHOL (1959).

Quadro 8 - Teor de selênio em algumas pirrotitas do Canadá

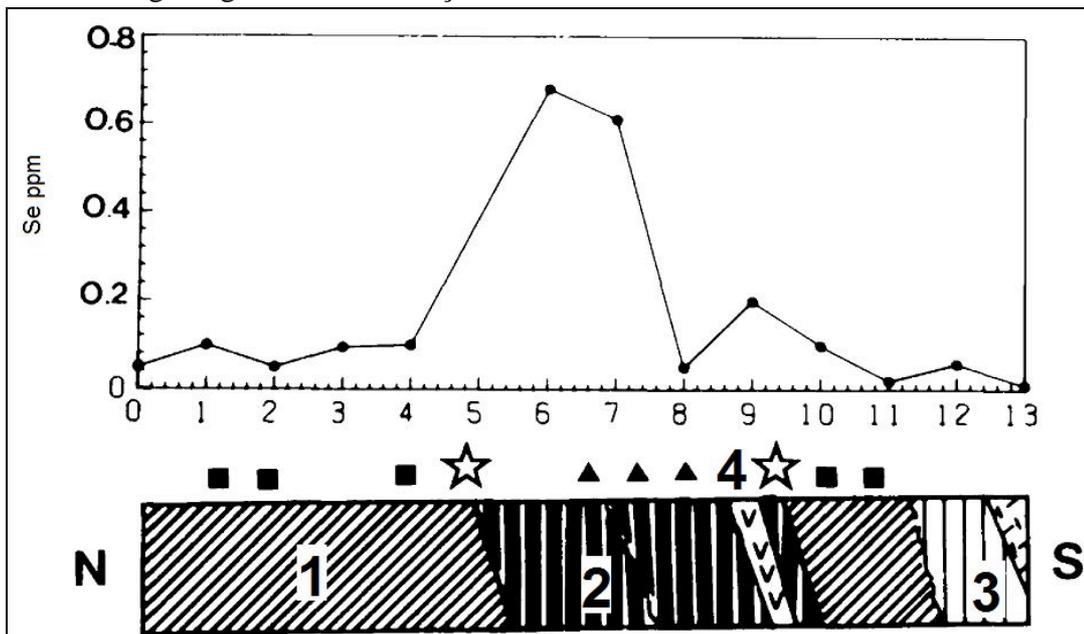
Tipo de Depósitos	Local	Varição do Selênio Contido em ppm	Média do Selênio Contido em ppm
Minério de Sulfeto de Cobre Niquelífero	Sudbury, Ontário	17-230	63
Depósito de Sulfeto Maciço de Cu-Fe (Zn)-S	Noranda-Quebec Upper Levels	90-555	375
	Lower Levels	36-145	97
	Mina Geco, Manitouwadge, Ontario	<15-595	160
	Quemont, Quebec	54-425	203
	Campbell-Chibougamau, Quebec	20-82	42
Veio de Quartzo com Ouro-Pirita	Hollinger, Ontario	23-24	30
	Discovery-Yellowknife, N.W.T.		26
	Powell Rouyn, Quebec	23-24	34
	Fondulac, Algold, Sask		23

Fonte: HAWLEY e NICHOL (1959).

De acordo com Moom e Hale (1983), valores anômalos de elementos *pathfinders* calcófilos, especialmente As e Sb, mas também Bi e Se, são comumente associados a depósitos de sulfetos maciços. Recentes análises geoquímicas no depósito de Avoca, Eire, puderam comparar padrões de dispersões primárias e secundárias de As, Sb, Bi e Se com elementos maiores e metais pesados. O depósito de Avoca é de origem vulcanogênica com similaridades ao depósito tipo Kuroko. Existem três tipos distintos de mineralização no depósito de Avoca: a) piratas cupríferas maciças com 1% de Cu, 0,6% de Zn e 0,2% de Pb; b) esfalerita-galena maciças, com 7% de Zn, 3,5% de Pb e 0,3% de Cu; c) *stringers* silicosos com pirita, calcopirita e esfalerita disseminadas, com 0,6% de Cu, 0,4% de Zn e 0,15% de Pb.

Concentrações típicas do *background* de elementos *pathfinders* são consideradas médias em seções litogeoquímicas, e são de 25 ppm As, 6 ppm Sb, 3 ppm Bi e 0,1 ppm Se. As anomalias de Se (0,6 ppm) e Sb (60 ppm) estão associadas c

Figura 9 - Litogeoquímica de subsolo comparando o teor de Se com a seção geológica e mineralizações existentes



Legenda: 1. Tufos? 2. Tufos sericíticos e folhelhos. 3. Finos sedimentos. 4. Fluxo intermediário.

Quadrado: stringers com calcopirita e pirita. Triângulo: galena e esfalerita. Estrela: pirita.

Fonte: O autor, 2014.

Ainda de acordo com o autor, o enriquecimento primário de Se associado com pirita e em zonas de esfalerita-galena é atribuído a substituição de Se para S nos vértices da rede cristalina de sulfetos. Ainda de acordo com o autor, o As, Sb, Bi e Se são importantes *pathfinders*, principalmente em áreas onde há um capeamento por uma camada de till,

sedimentos recentes e etc., e pode ser usado em outras áreas para reconhecimento de uma dada mineralização.

2.6.2.6 Tálíio (Tl)

O tálíio, ultimamente, vem se consolidando como um importante elemento químico capaz de auxiliar a prospecção geoquímica, se tornando mais um *pathfinder* na busca por depósitos minerais.

Os minerais de tálíio são muito raros, e formam-se exclusivamente durante o estágio epitermal da atividade hidrotémal ou condições sub-supergênicas. Os minerais que proporcionam uma fonte importante de tálíio em rochas ígneas incluem o plagioclásio (100ppm), o k-feldspato (0,4-610ppm), e minerais micáceos como flogopita (0,8-380ppm) e muscovita (1-280ppm). A concentração de tálíio na crosta parece aumentar a partir de rochas ultramáficas a félsicas, com um aumento no teor em rochas sedimentares argilosas. Rochas ultramáficas a máficas contêm baixa concentração de Tl (0,07-0,3 ppm e 0,05-0,7 ppm, respectivamente), e rochas graníticas contêm altos teores de Tl (0,6-3,5 ppm). Os minerais sulfetados de depósitos minerais mostram um incremento na concentração de tálíio, o qual é atribuído a substituição do metal por processos metassomáticos durante a formação do depósito mineral. Em depósitos polimetálicos da região do Caucasus, galena e esfalerita contêm 5000 e 1000 ppm de Tl, respectivamente.

Em geral, os valores de tálíio em águas de rios e córregos são baixos, ficando abaixo 0,002ppm. Ao sul da zona de cisalhamento Armorican-França, há ocorrências de pirita-antimônio-ouro, e o tálíio é um importante *pathfinder* para este tipo de mineralização. Geralmente, anomalias de tálíio isoladas são relacionadas a poluição ou ação antropogênica. Os valores de tálíio em sedimentos de corrente são baixo, em torno de 0,24 ppm. Os valores acima de 0,59ppm podem estar relacionados a alguma mineralização, principalmente, aurífera. Alguns exemplos onde os valores são iguais ou superior são: Variscan, a norte de Portugal (mineralização aurífera hidrotermal, tipo veio), Massif Central, France (zona de cisalhamento mineralizada). Em sedimentos de corrente, o tálíio possui forte correlação com K, Rb, Cs e Ta, e boa correlação (>0,4) com Li, Be, Ga, Th, e U e fraca correlação com (>0,3) com Nb, Pb, Sn, As, Y e ETRs.

Segundo Ikramuddin, Besse e Nordstrom (1986), elementos *pathfinders* comuns para ouro (As, Sb e Hg) nem sempre provaram ser confiáveis em localizar potenciais alvos devido as diferentes mobilidades dos elementos quando comparadas ao ouro em determinadas condições, e sua associação principalmente com sulfetos. Estudos mostram que o tálio apresenta uma correlação com Rb, K, Ba e Sr em depósitos de Au, Ag, U, Cu-Mo e Mo, sugerindo que altas concentrações de tálio, baixas razões K/Tl e Ba/Tl e alta razão Tl/Sr são potenciais guias para depósitos minerais de origem hidrotermal. Em seu trabalho, conclui que rochas mineralizadas do depósito tipo Carlin contém altos teores de Tl e baixa razão K/Tl quando comparadas com rochas não mineralizadas. O tálio pertence ao grupo dos elementos indicadores mais usualmente utilizados (As-Sb-Hg), o qual são comumente associados com depósito de ouro tipo Carlin. Neste depósito, o tálio ocorre como silicatos, sulfetos, sulfatos e óxidos, diferindo dos outros (As, Sb e Hg) que, na sua maioria, formam sulfetos. Devido às características calcófilas, siderófilas e litófilas, o tálio pode formar um halo de dispersão mais amplo e fornecer um alvo de exploração maior.

3 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

A área de estudo localiza-se na região sudeste de Minas Gerais e norte do Estado do Rio de Janeiro, sendo atravessado a noroeste por um cordão de serras que serve como divisa entre os estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. Estas serras, todas situadas na folha Miracema, recebem as designações de Água Limpa, Santo Antônio, Boqueirão e Limeira, de sul para norte.

Essas quatro serras orientam-se segundo a direção N 30° E, que coincide genericamente com a tendência geral dos alinhamentos de cristas de morros por toda a área estudada. Os pontos mais baixos da região correspondem às planícies de aluvião desenvolvidas às margens dos rios Muriaé e Pomba.

Os principais coletores de água na área estudada são os rios Muriaé, na folha topográfica Miracema (RJ) e o Pomba, na folha Palma (MG). A folha Miracema integra as bacias do rio Pomba e Muriaé. Na bacia do Rio Pomba situam-se as principais sub-bacias de captação, onde encontram-se as mineralizações auríferas da região, correndo todos os seus tributários na área - o Ribeirão da Capivara e o Córrego Braúna são os seus principais afluentes - para sudoeste. O Rio Muriaé não corta a folha Miracema, mas os rios que correm para nordeste, entre os quais se destacam os ribeirões do Campo, da Jararaca e do Salgado, integram sua bacia hidrográfica. Também pertencem à Bacia do Rio Muriaé, os rios cujas cabeceiras se encontram na vertente ocidental da Serra do Boqueirão, que forma a divisa entre os estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro, no canto noroeste da folha.

O principal padrão de drenagem é o retangular, bem evidenciado pela disposição dos córregos Limeira, Santo Antônio e Alegre.

Os principais acidentes do relevo são:

- a) A serra da Água Limpa - Serra do Boqueirão, de rumo norte / nordeste, que atravessa o canto noroeste da folha Miracema e nordeste da folha Palma, e cuja crista apresenta cotas de 550 metros nas selas, e até 759 metros no ponto mais elevado.
- b) As serras de Santo Antônio, ainda no quadrante noroeste da folha Miracema, a sudeste da Serra da Água Limpa. O ponto culminante da Serra de Antônio fica a 853 metros de altitude, na divisa de Minas Gerais e Rio de Janeiro.

O clima é tropical, com duas estações bem definidas: chuvosa no verão e seca no inverno. A precipitação média anual está em torno de 1.200 mm de chuvas, sendo junho, julho, e agosto os meses mais secos (médias de 22,5 mm / mês) e novembro, dezembro e janeiro, os meses mais chuvosos (média de 266,5 mm / mês). As temperaturas são elevadas, tendo média anual em torno de 23,5°C, com variações entre 18°C (média das mínimas) e 31°C (médias das máximas). Os meses mais quentes são dezembro, janeiro e fevereiro. Os meses mais frios são também os mais secos - junho, julho e agosto.

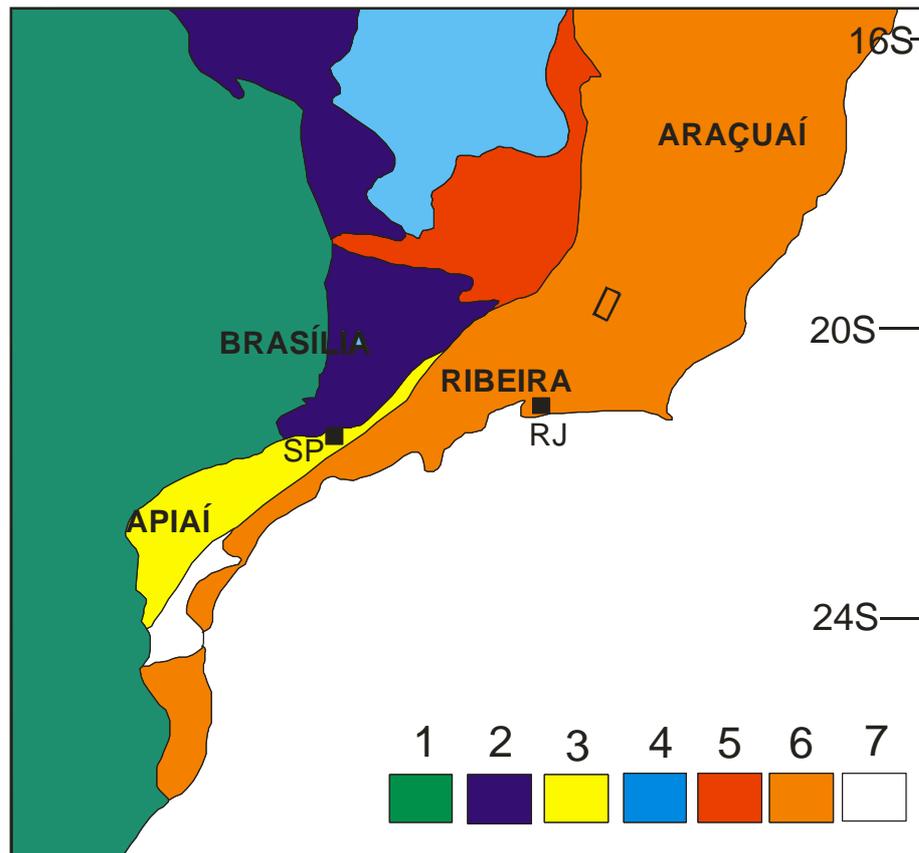
Os principais divisores de água da área, ora drenando para o rio Pomba, ora drenando para o rio Muriaé, são as Serras da Pedra Branca, Bom Retiro e Santo Antônio. Os rios Muriaé e Pomba são afluentes do Rio Paraíba do Sul, que ocorre ao sul da área, fora dos seus limites.

4 CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO

4.1 Introdução

A porção meridional do Cráton do São Francisco é limitada por duas províncias estruturais desenvolvidas durante o Ciclo Brasileiro: a Província Tocantins, representada pela Faixa Brasília e a Província Mantiqueira (ALMEIDA, *et al.*, 1977), representadas pelas Faixas Ribeira e Araçuaí (Figura 10).

Figura 10 - O cráton do São Francisco e suas faixas móveis



Legenda: O retângulo em destaque representa a área de estudo deste trabalho. Cobertura Fanerozóica: 1 - Bacia do Paraná Província Tocantins: 2 - Faixa Brasília. Província Mantiqueira: 3 - Faixa Apiaí; 6 - Faixas Ribeira e Araçuaí. Embasamento pré-1,7 Ga: 5 - Cinturão Mineiro; 7 - Maciço de Joinville. Coberturas do Cráton do São Francisco: 4 - Grupo Bambuí. RJ - Rio de Janeiro; SP - São Paulo.

Fonte: TUPINAMBÁ, *et al.*, (2007). Modificado pelo autor, 2014.

A área de estudo está inserida dentro do contexto geológico-tectônico da Província Mantiqueira, mais especificamente no âmbito da Faixa Ribeira (HEILBRON *et al.*, 2004), cuja história inicia-se no Paleoproterozóico.

A Faixa Ribeira localiza-se a sudeste do estado de Minas Gerais, englobando os estados do Rio de Janeiro e partes dos estados de São Paulo e Espírito Santo. Em relação ao compartimento geotectônico predominante, o Orógeno Ribeira localiza-se a sudeste do Cráton de São Francisco, margeado a norte / nordeste pela Faixa Araçuaí e a sul / sudoeste pelo Terreno Apiaí, perfazendo grande parte do território sudeste brasileiro.

No presente trabalho, serão apenas apresentadas as informações pertinentes à porção norte / noroeste da Faixa Ribeira.

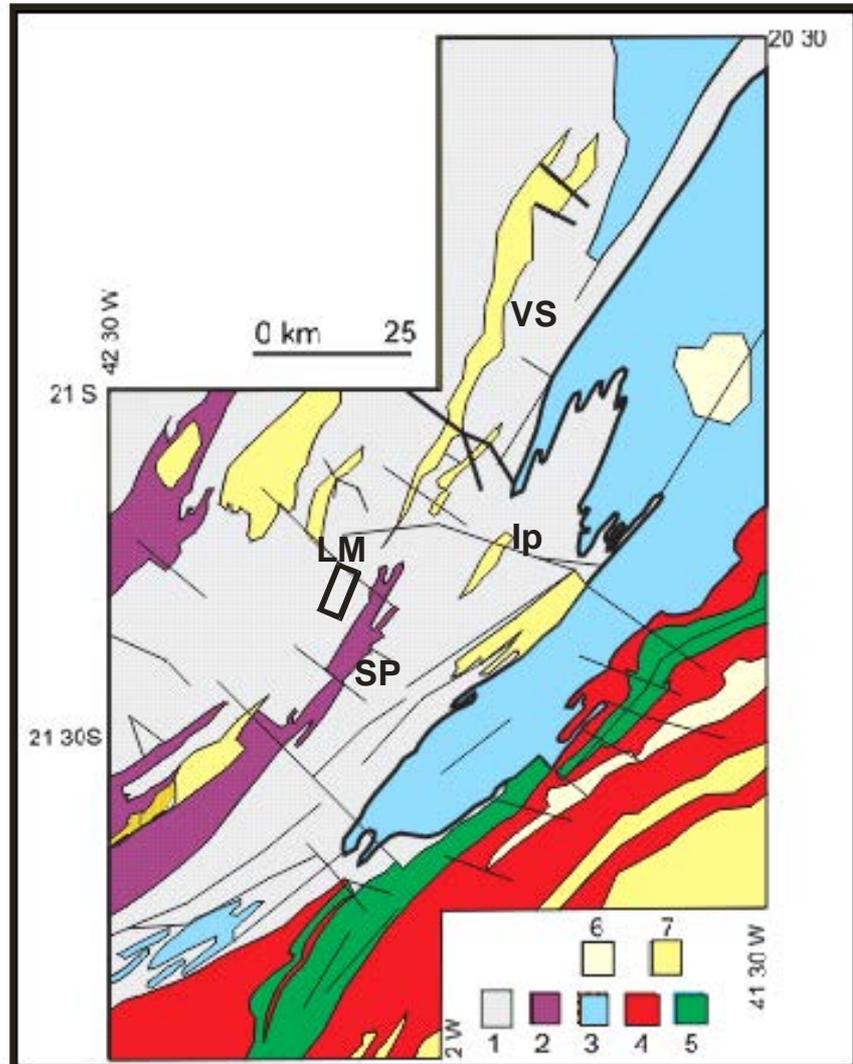
4.2 Contexto Geotectônico

4.2.1 Faixa Ribeira

A Faixa Ribeira é uma faixa móvel Proterozóica que se estende na direção NE-SW por cerca de 1.400 km transicionando a nordeste para a Faixa Araçuaí (Figura 10). Sua evolução está ligada a subducção com direção para sudeste da paleoplaca Sanfranciscana e posterior colisão desta com outras microplacas e/ou outros terrenos acrescionários. Esta colisão resultou no empilhamento estratigráfico dos terrenos de leste para oeste, imbricados para noroeste/oeste, em direção ao Cráton do São Francisco durante as várias etapas de convergência brasileiras.

Os terrenos e seus domínios estruturais são separados por importantes zonas de cisalhamento dúcteis com componente inverso e transpressivo dextral, geradas durante a deformação principal ($D_1 + D_2$). Tardiamente, em D_3 e D_4 , duas importantes estruturas foram geradas: a Megassinforma do Rio Paraíba do Sul e a Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul ou Lineamento Além Paraíba (HEILBRON, *et al.*, 2004; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007) (Figura 11).

Figura 11 - Domínios tectônicos da Faixa Ribeira Setentrional. O retângulo em destaque representa a área de estudo



Legenda: 1 – Terreno Ocidental, Domínio Juiz de Fora; 2 – Klippe Paraíba do Sul; Terreno Oriental 3 a 5: 3 – Domínio Cambuci; 4 – Domínio Costeiro; 5 – Klippe de Italva; 6 e 7 - Rochas plutônicas mais ou menos gnaissificadas: 6 – Granitóides tipo-S ou híbridos meta a peraluminosos; 7 – Granitóides Tipo-I metaluminosos. Cidades mencionadas: Sp, Santo Antônio de Pádua; Re, Lm, Laje do Muriaé; Ip, Itaperuna; Vs, Varre-Sai.

Fonte: TUPINAMBÁ, *et al.*, (2007). Modificado pelo autor, 2014.

4.2.2 Compartimentação Tectônica do Orógeno Ribeira

O Orógeno Ribeira é subdividido em cinco terrenos tectono-estratigráficos separados ora por falhas de empurrão, ora por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas. Esses terrenos são denominados Ocidental, *Klippe* Paraíba do Sul, Embu, Oriental e Cabo Frio.

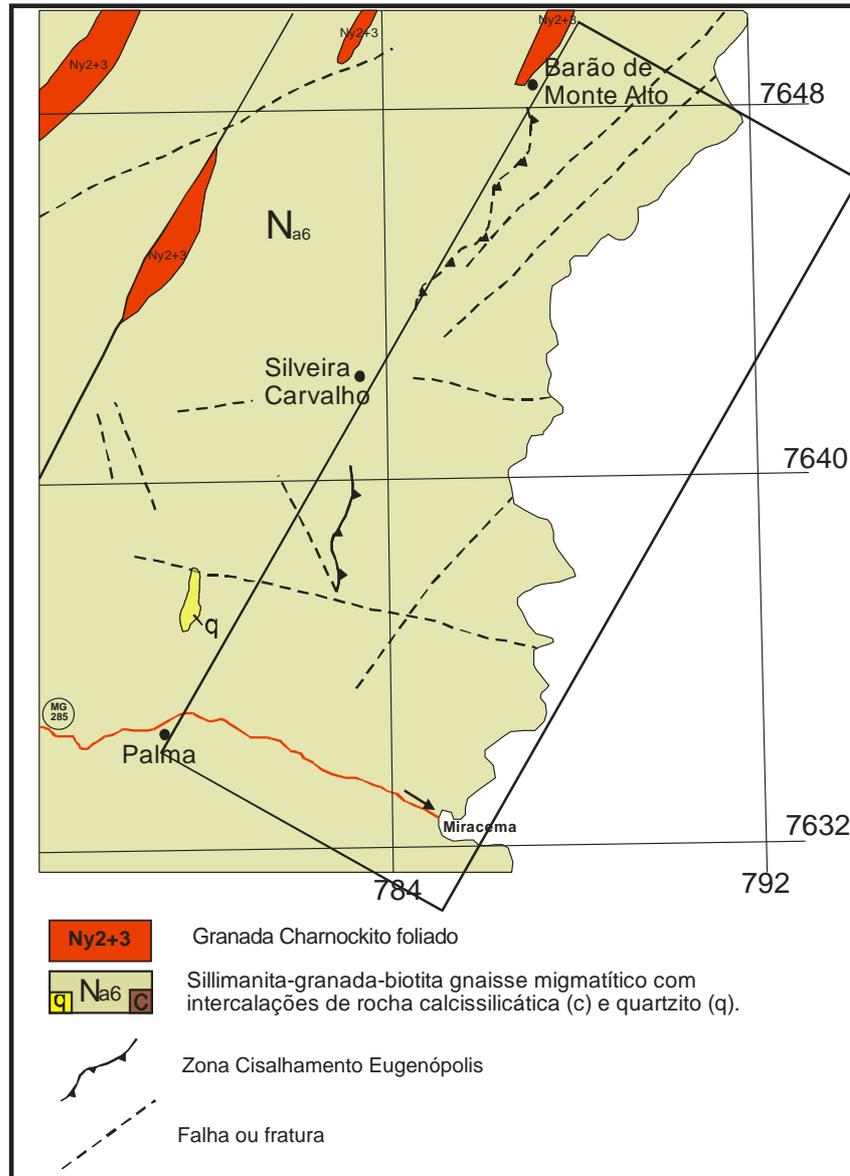
Cada terreno e/ou domínio tectônico possui sua identidade litoestratigráfica. Com vistas a simplificar e tornar clara a confusa e ambígua nomenclatura litoestratigráfica da região, estes terrenos tectono-estratigráficos foram subdividido nas seguintes unidades (HEILBRON *et al.*, 2003):

- a) O embasamento Arqueano e/ou Paleoproterozóico mais velho que 1,7 Ga;
- b) Sequências de rochas metassedimentares e metavulcano-sedimentares Neoproterozóicas que incluem sequências de margem passiva (abertura oceânica), sequências relacionadas ao fechamento de oceanos (bacias de ante-arco e retro-arco), e ao estágio da colisão continental (bacias molássicas e de antepaís);
- c) Os granitos Neoproterozóicos, subdivididos ainda conforme idade relativa à deformação Neoproterozóica.

A geologia regional, compreendendo a área, é baseada nos dados obtidos através do mapeamento geológico em escala 1:100.000 realizado pelo Projeto Sul de Minas, produzido pela Companhia Mineradora de Minas Gerais - COMIG (NOCE; ROMANO, 2002).

A área de estudo encontra-se totalmente no Domínio Tectônico Juiz de Fora que é dominado pelas rochas da Megassequência Andrelândia (Figura 12), e que por razões de escala, não pôde ser individualizada em mapa (NOCE; ROMANO, 2002), mas sabe-se da existência de anfibolitos, quartzitos, metachertes, lentes grafitosas, gonditos, lascas de embasamento granulítico interdigidadas e rochas ultramáficas.

Figura 12 - Mapa geológico regional da área na escala de 1:100.000 da folha Muriaé



Fonte: NOCE e ROMANO – COMIG (2002). Modificado pelo autor, 2014

4.2.3 Domínio Tectônico Juiz de Fora, Terreno Ocidental

4.2.3.1 Embasamento

O embasamento pré-1,7 Ga, é representado por um conjunto muito heterogêneo de ortogranulitos, denominado Complexo Juiz de Fora, segundo Heilbron, Duarte e Nogueira (1998). O Complexo Juiz de Fora compreende granulitos gnaissificados de origem ígnea, com

derivações variando entre gabros, dioritos, tonalitos e granodioritos (TUPINAMBÁ *et al.*, 2007).

4.2.3.2 Megassequência Andrelândia

A área de estudo está inserida no Domínio Tectônico Juiz de Fora. De acordo com Heilbron, *et al.* (2003), a sucessão metassedimentar neste compartimento é representada pelas rochas da Megassequência Andrelândia, uma associação de gnaisses de origem sedimentar com idade entre 1,0 e 0,79 Ga, de composição pelítica a semi-pelítica. São compostas essencialmente de paragnaisses (sillimanita-granada-biotita gnaisse com intercalações de rochas calcissilicatadas, anfibolíticas e quartzíticas. Esta unidade pode formar amplas faixas de ocorrências, como visto no mapa geológico na escala de 1: 100.000, da Folha Muriaé (NOCE; ROMANO, 2002).

Em geral, os paragnaisses possuem uma granulação variando de fina a média, apresentando uma cor cinza, exibindo bandamento milimétrico. A granada, biotita e sillimanita, além de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico, constituem sua mineralogia principal. Ortopiroxênio pode aparecer, indicando também o metamorfismo de alta temperatura.

Mais raramente são encontradas intercalações de quartzito, metacherte, anfibolito e gondito. As rochas calcissilicáticas possuem cor cinza escura a esverdeada, grão fino e aspecto maciço, por vezes com cristais visíveis de granada. Podem conter também sulfeto visível a olho nu.

Corpos de quartzito são restritos. As camadas de gondito e metacherte são muito raras, apresentando o gondito uma forma lenticular e geralmente de pequena espessura, porém na citação de Noce e Romano (2002) não foi informado o local das ocorrências.

Estruturalmente, na folha Muriaé, a foliação torna-se progressivamente menos verticalizada para leste, onde, grosso modo, acompanha o limite entre os estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. Esta se estende por uma larga zona de milonitização tardia (Zona de Cisalhamento de Eugenópolis), materializada por uma falha de empurrão de 45°, direção norte-sul e vergência para oeste, que vai desde Antônio Prado de Minas até as proximidades de Silveira Carvalho.

5 RESULTADOS OBTIDOS

Neste item serão apresentados os resultados obtidos referentes aos trabalhos de campo e laboratoriais efetuados durante o desenvolvimento da presente pesquisa.

5.1 Geologia Local

Inicialmente, o reconhecimento geológico procurou, a partir da base delineada pelo mapa geológico elaborado na escala de 1:50.000 da Folha Miracema (BARBOSA *et al.*, 1978), inserir na área da pesquisa, alguns elementos prospectivos que eventualmente pudessem estar presentes. Dessa forma, começou-se a trabalhar com unidades tais como: Comendador Venâncio, Raposo e Itaocara.

Posteriormente, considerou-se mais conveniente adotar a geologia proposta por Noce e Romano (2002) para a folha Muriaé na escala de 1: 100.000 já que, Tupinambá *et al.* (2007), em uma revisão da estratigrafia da região, tinha englobado as Unidades Comendador Venâncio e Itaperuna, no embasamento Arqueano-Paleoproterozóico, e as Unidades Raposo e Itaocara, na Megassequência Andrelândia. Com tal, seguiríamos a atual tendência da divisão e compartimentação estratigráfica e tectônica regional.

Quadro 9 - Correlação entre a nomenclatura de unidades litoestratigráficas adotadas e trabalhos prévios

Domínios / Comparimentos	Unidades propostas por Tupinambá <i>et al.</i> (2007)	Idades	Unidades descritas por Barbosa <i>et al.</i>, (1978)
Domínio Juiz de Fora/ Terreno Ocidental	Leucocharnokitos e charmoenderbitos com granda	580-570 Ma	Raposo e Comendador Venâncio
	Megassequência Andrelândia. a) gnaisses pelíticos; b) gnaisses bandados com quartzito	Neo-Proterozóico	Raposo e Catalunha para os gnaisses pelíticos; Itaocara e Santo Eduardo para os gnaisses bandados
	Complexo Juiz de Fora	2,4-1,7 Ga	Comendador Venâncio, Itaperuna e São José de Ubá

Fonte: TUPINAMBÁ *et al.* (2007). Modificado pelo autor, 2014.

De todo modo, os contatos estabelecidos entre as diferentes unidades descritas tanto por Barbosa *et al.*, (1978) quanto por Noce e Romano (2002) foram checados antes de serem mantidos. As unidades foram simplificadas para facilitar o entendimento, pois o objetivo desta pesquisa não era o mapeamento geológico, puro e simples. Portanto, de modo geral, durante o reconhecimento geológico efetuado para a presente dissertação, considerou-se tudo que é Arqueano-Paleoproterozóico como englobado no embasamento, e tudo que é Neoproterozóico como pertencente as rochas metassedimentares da Megassequência Andrelândia.

Foram reconhecidas três principais unidades litológicas em campo: os gnaisses ortoderivados, as rochas metassedimentares da Megassequência Andrelândia e os granitos sintardi colisionais (Anexo C).

O que foi aqui considerado como embasamento - unidades Comendador Venâncio e Itaperuna de Barbosa *et al.*, (1978) - corresponde a um conjunto de rochas caracterizado por intercalações de tipos máficos, representados principalmente por biotita-(anfibólio) gnaisses e tipos félsicos quartzo-feldspáticos (Figura 13). A granada pode estar presente no nível máfico, mas em geral, não é abundante. Em raros afloramentos observa-se uma foliação difusa na rocha, além de *boudins* de rochas máficas (Figura 13).

Figura 13 - Afloramentos do embasamento



Legenda: a) e b) afloramento com gnaisses quartzo-feldspáticos intercalados com camadas máficas; c) pequena zonas de cisalhamento sinistral preenchida por veios de quartzo e d) *boudins* de rochas máficas concordantes com a foliação.

Fonte: O autor, 2014.

As rochas da Megassequência Andrelândia, na área, são representadas basicamente por granada-biotita gnaisses com grafita. A composição mineralógica do gnaisses na área é: quartzo, feldspato potássico e sódico, granada, biotita, sillimanita e grafita, com rutilo e monazita como acessórios comuns. Esse gnaisses predomina em quase toda região de estudo, diferindo apenas sua fácies em alguns locais, sendo mais psamíticos ou pelítico, ou ainda contendo mais ou menos grafita.

Diferentemente do indicado por Tupinambá *et al.* (2007), constatou-se a presença de monazita e grafita na composição das rochas gnáissicas, o que faz com que esses dois minerais tenham uma importante participação nas rochas da Megassequência Andrelândia, na região de estudo, entrando na composição do tipo gnáissico local, conforme proposta de caracterização da Unidade Raposo (BARBOSA *et al.*, 1978). Foi a grafita que permitiu, inclusive, a diferenciação dentro do domínio das rochas metassedimentares, de uma faixa mais intensamente grafitosa e que conta inclusive com a participação de sulfetos (pirita e pirrotita) na sua composição mineralógica (Figura 14).

Figura 14 - Exemplos de granada-biotita gnaisses com grafita da área



Legenda: a) Grafita (destaque em círculo) no solo proveniente de gnaisses decompostos. b), c) e d) granada-biotita gnaisses “chuva de granada” com grafita.

Fonte: O autor, 2014.

Isso fica melhor demonstrado no quadrante noroeste da folha Miracema e nordeste da folha Palma, onde essa rocha particularmente rica em grafita e granada apresenta uma largura, em mapa de, aproximadamente, 500 metros. Em geral, essa rocha é constituída por porfiroblastos de feldspato, separadas por filmes ondulados de biotita, com granada e grafita, sendo a granada dispersa em toda a matriz da rocha. Na localidade conhecida como Murici, onde o Ribeirão do Sul secciona essa rocha, expondo-a de maneira sã, foram identificadas as diferentes fácies que a constituem. Esse pacote rochoso foi dividido em duas sub-faixas distintas chamadas de Murici B e A, respectivamente, da base para o topo da estratigrafia (Figura 15).