



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
GEOLOGIA**



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**O SUPERGRUPO ESPINHAÇO ENTRE SERRANÓPOLIS
DE MINAS E MATO VERDE (MG):
ESTRATIGRAFIA E IMPLICAÇÕES PARA O ENTENDIMENTO
DOS DEPÓSITOS ALUVIONARES DE DIAMANTES DA REGIÃO**

AUTOR: Valdinei Alves Egger

ORIENTAÇÃO: Prof. Dr. Mario Luiz de Sá Carneiro Chaves

**BELO HORIZONTE
DEZEMBRO/2006**

Valdinei Alves Egger

**O Supergrupo Espinhaço entre Serranópolis de Minas e Mato Verde
(MG): Estratigrafia e implicações para o entendimento dos depósitos
aluvionares de diamantes da região**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geologia.

Área de concentração: Geologia Econômica e Aplicada.

Orientador: Prof. Dr. Mario Luiz de Sá C. Chaves

BELO HORIZONTE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UFMG
DEZEMBRO/2006

E29s
2006

Egger, Valdinei Alves.

O supergrupo Espinhaço entre Serranópolis de Minas e Mato Verde (MG) [manuscrito]: estratigrafia e implicações para o entendimento dos depósitos aluvionares de diamantes da região / Valdinei Alves Egger. – 2006.

ix, 094 f. : il. color; enc.

Orientador: Mário Luiz de Sá Carneiro Chaves.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2006.

Área de concentração: Geologia Econômica e Aplicada.

Bibliografia: f. 86-93

Inclui anexos.

1. Mapeamento geológico – Serranópolis de Minas (MG) – Teses. 2. Mapeamento geológico – Mato Verde (MG) – Teses. 3. Geologia estratigráfica – Minas Gerais – Teses. 4. Diamante – Teses. 5. Geocronologia – Minas Gerais - Teses. I. Chaves, Mário Luiz de Sá Carneiro. II. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

CDU: 55(815.1)

AGRADECIMENTOS

Resolvo escrever como última tarefa notas de reconhecimento que irão figurar com adequada singeleza nas primeiras páginas desta dissertação. O receio de não aludir alguns justos merecimentos ainda me abespinha.

Inicio desde já agradecendo ao sublime **DEUS**, ao qual eu devo minha esperança, vida, sabedoria e total confiança. O único que é digno de receber toda honra, glória e louvor.

Destaco aqui, minha adorada mãe Valtenicie Alves Egger e meus irmãos: Valdir, Valdicéia, Valdinéia, Valdileia (*in memorian*), Sama, Sandra e Samuel, a e Valdir Nascimento Egger, meu pai (*in memorian*).

Destaco também o entusiasmo a amizade do Prof. Dr. Mario Luiz de Sá C. Chaves, na orientação do meu mestrado e sem me esquecer do amigo, se assim posso chamar, Prof. Dr. Joachim Karfunkel, que também tanto me apoiou.

À Prefeitura Municipal de Porteirinha, na pessoa do Prefeito Alonso Reis da Silva e do seu assessor João Gledson Santos, o meu agradecimento pelo apoio financeiro durante as campanhas de campo.

Das muitas recompensas pessoais logradas com o desenvolvimento desta dissertação, merece ser destacado o mestrando Sérgio Melo, por sua destreza e alta capacidade profissional na área de geoprocessamento.

Também à Prof. Maria Márcia Magela Machado, e aos amigos Charles Rezende Freitas, Vladimir Diniz Vieira Ramos, Ana Maria Coimbra Carneiro, Renata Hungari de Oliveira, Sheyla Aguilar de Santana, Elcio José do Nascimento, Kerley Wanderson Andrade, os meus agradecimentos.

Sou grato aos Drs. Marco Antonio Galarza e Jean-Michel Lafon, ambos da UFPA, por disponibilizar, ajudar e orientar na interpretação das análises de datação de zircões.

Antes de terminar não posso deixar de mencionar a gratidão ao Sr. Klinger F. Viana, sua Sra. Helena Cristófolo Viana e sua filha Veridiana M.F.C. Viana, por me acolherem, outra hora um estranho, mas que agora transformaram-se também em minha família.

MUITO OBRIGADO A TODOS VOCÊS!!!

SUMÁRIO

Agradecimentos.....	i
Sumário.....	ii
Lista de Figuras.....	v
Lista de Tabelas.....	iv
Lista de Fotos.....	vii
Resumo.....	viii
Abstract.....	ix
 CAPÍTULO 1	
Introdução.....	10
1.1 Objetivos.....	10
1.2 Justificativas.....	11
1.3 Localização da área.....	11
 CAPÍTULO 2	
Aspectos Fisiográficos.....	13
2.1 Clima.....	13
2.2 Solo e Vegetação.....	13
2.3 Hidrografia.....	14
 CAPÍTULO 3	
Geologia Regional.....	16
3.1 Trabalhos Anteriores.....	17
3.2 Estratigrafia.....	17
3.2.2 Complexo Basal.....	17
3.2.3 Supergrupo Espinhaço.....	19
3.2.2.1 Grupo Diamantina.....	22
3.2.2.1.1 Formação São João da Chapada	22
3.2.2.1.2 Formação Sopa-Brumadinho.....	22
3.2.2.1.3 Formação Galho do Miguel.....	23
3.2.2.2 Grupo Conselheiro Mata.....	23
3.2.2.2.1 Formação Santa Rita.....	23
3.2.2.2.2 Formação Córrego dos Borges.....	24

3.2.2.2.3 Formação Córrego da Bandeira.....	24
3.2.2.2.4 Formação Córrego Pereira.....	24
3.2.2.2.5 Formação Rio Pardo Grande.....	25
3.2.2.3 Supergrupo Espinhaço no Espinhaço Central e Setentrional.....	25
3.2.2.4 Grupo Macaúbas.....	27
3.2.2.5 Grupo Bambuí.....	28
3.2.2.6 Rochas Granitóides.....	29
3.2.2.7 Cobertura Terciária – Quaternária.....	30
3.3 Geologia Estrutural e Metamorfismo.....	31
3.3.1 Compartimento Tectônico Ocidental.....	31
3.3.2 Compartimento Tectônico Oriental.....	31
3.3.3 Compartimento Tectônico da Curvatura Norte.....	32
3.3.4 Metamorfismo.....	32
3.3.5 Neotectônica.....	33
3.4 Evolução Tectônica.....	34
3.4.1 As Bacias Paleo/Mesoproterozóicas.....	34
3.4.2 As Bacias Marginais do Paleocontinente São Francisco no Neoproterozóico.....	35
3.4.3 O Cráton do São Francisco e suas Faixas Móveis Marginais.....	36
CAPÍTULO 4	
Geologia Local.....	37
4.1 Unidades de Mapeamento.....	37
4.1.1 Complexo Porteirinha.....	37
4.1.2 Supergrupo Espinhaço.....	38
4.1.2.1 Unidade Mato Verde.....	39
4.1.2.2 Unidade Talhado.....	45
4.1.2.3 Unidade Gerais de Santana.....	48
4.1.2.4 Unidade Resplandecente.....	54
4.1.2.5 Unidade Serra Nova.....	59
4.1.2.6 Grupo Macaúbas.....	61
4.2 Geologia Estrutural e Metamorfismo.....	62
4.3 Evolução Geológica.....	66

4.4. Depósitos Diamantíferos.....	69
CAPÍTULO 5	
Geocronologia de Zircões Detríticos.....	70
5.1 Prospecção aluvionar aplicada a região.....	70
5.2 Mecanismo de transporte fluvial.....	70
5.2.1 Leques aluviais.....	70
5.2.2 Sistema de rios entrelaçados.....	71
5.2.3 Minerais ultra-estáveis.....	71
5.3 Aspectos gerais sobre o método Pb-Pb.....	75
5.4 Resultados obtidos.....	76
5.5 Discussão.....	80
CAPÍTULO 6	
Considerações Finais.....	83
CAPÍTULO 7	
Referências Bibliográficas.....	86
CAPÍTULO 8	
Anexos.....	94

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização e acesso à da região de Porteirinha – Mato Verde, norte de Minas Gerais.....	12
Figura 2: Mapa geológico simplificado da Serra Espinhaço em Minas Gerais ao norte de Diamantina.....	21
Figura 3: Mapa Geológico preliminar da região a leste de Porteirinha, entre Serranópolis de Minas e Mato Verde.....	37
Figura 4: diagrama triangular de Jensen.....	42
Figura 5: Imagem de aerofoto mostrando estruturas circulares ao norte da localidade de Gerais de Santana (Fonte: Aerofoto USAF 69).....	47
Figura 6: Mapa de Falhas e Lineamentos baseado em fotos aéreas na escala 1:60.000 - USAF.	48
Figura 7: Diagrama de rosetas mostrando a distribuição da orientação bidimensional das paleocorrentes sob a forma de um histograma circular.....	50
Figura 8: O Diagrama de rosetas mostrando a distribuição da orientação bidimensional das fraturas.....	61
Figura 9: Diagrama de contorno mostrando a distribuição da orientação das densidades dos planos de S_o e S_n	61
Figura 10: Coluna estratigráfica proposta para a região entre Serranópolis de Minas e Mato Verde.....	67
Figura 11: Variedade de zircões encontrados nas frações de minerais pesados do grupo de minerais ultra-estáveis.....	74
Figura 12: Gráfico representativo das idades (abscissa) <i>versus</i> etapas de aquecimento (ordenada).....	78
Figura 13: Gráfico representativo das idades (abscissa) <i>versus</i> etapas de aquecimento (ordenada).....	80

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Resultados quanto a composição química das rochas metavulcânicas da Unidade Mato Verde.....	41
Tabela 2: Composição química das amostras de magnetita e rutilo analisadas por MEV-EDS.....	71
Tabela 3: Composição química das amostras de zircão analisadas por MEV-EDS.....	71
Tabela 4: Composição química das amostras de turmalina e xenotímio analisadas por MEV-EDS.....	73
Tabela 5: Resultados analíticos Pb/Pb obtidos pela evaporação de zircões da Serra do Espinhaço na região do Rio da Cruz, a leste de Serranópolis de Minas.....	77
Tabela 6: Resultados analíticos Pb/Pb da evaporação de zircões da região do Rio Mosquito, a leste de Serranópolis de Minas.....	79

LISTA DE FOTOS

Foto 1: Vista da Serra do Espinhaço, desde Serranópolis de Minas. Destaca-se ainda o corte transversal E-W) dado pela falha normal que gerou o <i>Canyon</i> do Talhado.....	15
Foto2: Unidade Mato Verde. Rocha ácida de aspecto piroclástico, localizada na cachoeira do Serrado (município de Porteirinha), mostrando megaclastos de quartzo e quartzito.....	39
Foto 3: Unidade Talhado, aflorando no falhamento onde se encaixa o Rio Mosquito. No lado direito do paredão, a seta indica uma dobra de arrasto, mostrada na foto 9.....	44
Foto 4: Unidade Talhado. Marcas de ondas mostrando variações no sentido das correstes – comprimento de onda entre 2 e 4 cm.....	45
Foto 5: Afloramento de metaconglomerado polimítico da Unidade Gerais de Santana, na estrada aberta em direção as torres de alta tenção da CEMIG, a leste de Serranópolis de Minas.....	52
Foto 6: Contato entre o metaconglomerado da mesma unidade e filito.....	52
Foto 7: Estratificação cruzada tabular da Unidade Resplandecente.....	56
Foto 8: Estratificação cruzada chegam a medir mais de 5 metro de espessura, estendendo-se por uma distância de 160 m, pertencentes à unidade Serra Nova (Fazenda do Índio).....	56
Foto 9: Falhas de alto ângulo com rebatimento de bloco em gráben (próximo à cachoeira do Serrado, município de Porteirinha).....	62
Foto 10: Unidade Serra Nova. Acamamento dobrado em estrutura de dimensões métricas, de ângulo apical aproximadamente 70° e vergência para WNW (Fazenda do Índio, município de Rio Pardo de Minas).....	63
Foto 11: Dobra de arrasto do tipo dúctil-rúptil (em vermelho), deslocamento e imbricamento de alto ângulo, indicando cavalgamento (em azul) de zona de cisalhamento nesse sentido.....	64
Foto 12: O Rio Mosquito no local conhecido como Poção do Talhado, onde na década de 1980 ocorreram atividades de lavra diamantífera.....	69

RESUMO

A cartografia geológica da Serra do Espinhaço na região entre Serranópolis de Minas e Mato Verde foi levantada através de fotografias aéreas na escala 1:60.000 visando principalmente o estudo de sua estratigrafia e o condicionamento dos depósitos diamantíferos locais. O Supergrupo Espinhaço foi gerado por evento tafrogenético iniciado a 1,75 Ga (U/Pb em zircão). É a unidade que compõe a maior parte da serra, capeando os granitos, migmatitos e gnaisses do Complexo Porteirinha. Recobrimo o Supergrupo Espinhaço, aparecem metassedimentos pelíticos, atribuídos ao Grupo Macaúbas (Supergrupo São Francisco). O Supergrupo Espinhaço na região foi dividido em cinco unidades de mapeamento: i) Unidade Mato Verde, representada por rochas vulcânicas e piroclásticas ácidas; ii) Unidade Talhado, com quartzitos finos e níveis ferruginosos com estratificações plano-paralelas, cujo ambiente está relacionado a um mar raso; iii) Unidade Gerais de Santana, onde os quartzitos com estratificações cruzadas acanaladas se intercalam com metaconglomerados e filitos, rochas de provável ambiente fluvial distal; iv) Unidade Resplandecente, caracterizada pelos quartzitos maciços a friáveis, dependendo da quantidade de mica, relacionados a um ambiente eólico costeiro e, no topo, v) Unidade Serra Nova, com estratificação cruzadas de médio e grande portes, provenientes de ambiente eólico desértico. Seis localidades onde ocorrem diamantes associados a depósitos aluvionares estão sobre, ou nas proximidades onde a Unidade Gerais de Santana está a montante. Como essa última contém abundantes lentes metaconglomeráticas, revela-se assim uma aparente associação de relacionamento de tais rochas com os sítios diamantíferos. Deste modo, futuros estudos sobre a fonte do diamante na região devem priorizar essa unidade. Dados geocronológicos pelo método Pb-Pb, obtidos de zircões de depósitos aluvionares, sugerem a influência de fontes relacionadas a três eventos termotectônicos distintos, que podem ser relacionados aos eventos Rio das Velhas (2,8-2,6 Ga), Transamazônico (2,2-2,0 Ga) e Brasiliano (0,7-0,5 Ga). Um grupo de zircões com idades obtidas entre 1,2-1,0 Ga ainda é de significado geológico desconhecido.

Palavras-chave: Mapeamento geológico, Supergrupo Espinhaço, Estratigrafia, Geocronologia, Diamantes.

ABSTRACT

The geologic cartography of the Espinhaço Range, located between Serranópolis de Minas and Mato Verde towns, was mapped by aerial photographs in a scale 1:60,000 aiming mainly the study of its stratigraphy and their diamondiferous deposits. The Espinhaço Supergroup was developed by a taphrogenic event that begun in 1,75 Ga (U/Pb age in zircon). This supergroup is the predominant unit in the range, covering the granites, migmatites, and gneiss of Basement Complex, that is related to the Porteirinha Complex. Covering the Espinhaço Supergroup, occur pelitic metasediments that are attributed to the Macaúbas Group (São Francisco Supergroup). The Espinhaço Supergroup on that region was divided in five units of mapping: i) Mato Verde Unit, represented by acid volcanic rock and piroclasts; ii) Talhado Unit, with fine quartzites with ferruginous levels with plane-parallel stratifications, and whose environment is related to a marine shallow water; iii) Gerais de Santana Unit, where the quartzites with crossed channel stratifications alternate with metaconglomerados and phyllites rocks of an environment probably of fluvial distal type; iv) Resplandecente Unit, characterized by friable quartzites, depending on the quantity of mica minerals, related to an environment aeolian coastal, and at the top, v) Serra Nova Unit, with cross stratifications of medium and large proportions, originated on a coastal eolic environment. Six locations where diamonds occur associated with alluvial deposits are on, or nearby in the montant area of the Gerais de Santana Unit. As this last one contains abundant metaconglomerate lens, an apparent association of relation between such rocks with the diamonds sites is revealed. Thus, future studies about the origin of diamonds in that region must prioritize this unit. Geochronological data by Pb-Pb method obtained from detritic zircon, suggest an influence of sources related to three different thermotectonic events, that can be related to the Rio das Velhas (2.8-2.6 Ga), Transamazonian (2.2-2.0 Ga) and Brasiliano (0.7-0.5 Ga) events. A group of zircon ages with 1.2-1.0 Ga, still of unknown geologic significance.

Keywords: Geologic Mapping, Espinhaço Supergroup, Stratigraphy, Geochronology, Diamonds.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A região de Porteirinha, onde a leste situam-se as pequenas cidades de Serranópolis de Minas e Mato Verde, área em que se desenvolveu o estudo, está inserida no contexto da Serra do Espinhaço a qual faz parte do domínio geográfico-tectônico conhecido como Espinhaço Central, situado no extremo norte do Estado de Minas Gerais. No século XVIII, o interesse por essa região ocorreu em virtude de que algumas localidades, tais como Itacambira e Grão Mogol, apresentarem diversas áreas de ocorrências diamantíferas.

Embora a Serra do Espinhaço Meridional tenha sido bastante estudada no tocante às geociências, pouco se sabe da geologia do Espinhaço Central, talvez, em virtude da distância dos grandes centros urbanos e das dificuldades de acesso ao local. Os trabalhos científicos mais antigos são de Schobbenhaus (1972a, 1972b), que realizou na porção norte de Minas Gerais dois importantes estudos geológicos. O primeiro, caracterizando os depósitos de ferro do Rio Peixe Bravo e, o segundo visando o potencial geoeconômico geral da serra entre os municípios de Porteirinha e Monte Azul.

Neste último trabalho, foi pela primeira vez documentada a ocorrência de diamantes na região. Desde então, garimpos esporádicos são conhecidos em diversos trechos serranos. Nas últimas duas décadas o interesse pelo local foi novamente realçado pela descoberta da mina de ouro de Ouro Fino, em Riacho dos Machados, e pelo prospecto de Cu-Zn de Salobro, em Porteirinha, ambos da Cia. Vale do Rio Doce (CVRD), os quais limitaram-se à borda oeste da serra. Estudos sobre diamantes não foram mais realizados.

Em virtude do exposto acima, a região a leste de Porteirinha, entre Serranópolis de Minas e Mato Verde, vem sendo considerada como uma área com potencial acadêmico para investigações sobre depósitos diamantíferos.

1.1 OBJETIVOS

O presente estudo tem como objetivo central realizar o mapeamento geológico básico da região, com vista a conhecer os depósitos diamantíferos da mesma em função desse enquadramento geológico.

Para esse fim, enfoques específicos sobre a estratigrafia, geologia estrutural e tectônica da bacia foram realizados.

A estratigrafia do Supergrupo Espinhaço foi levantada segundo 12 perfis detalhados, transversais a serra. Esses perfis tiveram por fim integrar e complementar o mapeamento geológico na escala na escala 1:60.000 sobre uma área de aproximadamente 1.125 km², apresentados na forma final de um mapa geológico 1:100.000.

1.2 JUSTIFICATIVAS

Diversos são os motivos que justificam o estudo da geologia e estratigrafia da Serra do Espinhaço na referida região:

- Relações de contato inferior (como o Complexo Porteirinha) e superior (com o Grupo Macaúbas);
- Existência das rochas vulcânicas ácidas na base do Supergrupo Espinhaço, ainda não perfeitamente caracterizadas;
- Empilhamento estratigráfico geral desta seqüência, no domínio da Serra do Espinhaço Central, o qual, baseado em conhecimentos prévios, parece ser distinto das regiões melhor conhecidas situadas ao sul;
- Existência de magníficas estruturas sedimentares primárias, tais como estratificações cruzadas e marcas onduladas e também estruturas secundárias tais como grandes falhas e dobramentos, conforme observações preliminares em incursões de campo e fotografias aéreas 1:60.000;
- Depósitos diamantíferos muito pouco conhecidos;
- Conhecimentos mineralógicos sobre o diamante e seus depósitos.

1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A região, objeto deste estudo (Figura 1) abrange 1.125 km², em terras pertencentes aos municípios de Porteirinha, Serranópolis de Minas e Mato Verde, no extremo norte de Minas Gerais. A primeira e mais importante cidade se encontra a 639 km de Belo Horizonte. A área de estudo está contida nas folhas topográficas Rio Pardo

de Minas e Monte Azul, escala 1:100.000 (IBGE 1977), e está situada entre os paralelos 15°20' e 16°00' de latitude sul e os meridianos 42°45' e 42°52' de longitude oeste.

O acesso à área, partindo-se de Belo Horizonte, é feito através das rodovias pavimentadas federais BR-040, BR-135, BR-342 e pela MG-122. Completam o sistema viário, inúmeras estradas vicinais que interligam as localidades, distritos, vilas e fazendas da região. As cidades de Rio Pardo de Minas e Porteirinha dispõem de campos de pouso, não contando, todavia, com vôos regulares de aeronaves.



Figura 1: Localização e acesso à região de Porteirinha – Mato Verde, norte de Minas Gerais (Fonte: GuiaNet - Guia Internet Brazil, 2000).

CAPÍTULO 2

ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

2.1 CLIMA

O clima da Serra do Espinhaço, segundo dados do IBGE (2000), é classificado como “Mesotérmico Brando”, predominando temperaturas amenas durante todo o ano, devido principalmente à orografia regional. As médias de temperatura anual variam de 22 a 23° C. Em geral, o verão é brando, com médias inferiores a 35° C no mês mais quente e o inverno apresenta médias inferiores à 20° C, notadamente nos meses de junho e julho, quando são registradas mínimas diárias em torno de 15° C.

A Serra do Espinhaço mostra pluviosidade média anual em torno de 1.500 mm, média superior às das zonas adjacentes (IBGE *op. cit.*). A distribuição de chuvas é diferenciada nitidamente em duas estações: chuvosa e seca. A primeira inicia-se em outubro persistindo até fevereiro, com máximas registradas no período de novembro a janeiro. A estação seca compreende todo o inverno, iniciando-se em maio indo até o final de agosto; neste período o índice pluviométrico é praticamente nulo. Nos meses de setembro, março e abril são comuns à ocorrência de precipitações rápidas e esparsas, notadamente nestes dois últimos meses.

Na área estudada, além das características citadas acima, é comum ocorrerem neblinas na serra durante o inverno, desde a madrugada até o final da manhã. Os ventos são constantes e mais frios, em relação às áreas mais baixas.

2.2 SOLO E VEGETAÇÃO

A cobertura vegetal da área estudada é controlada pelo solo e pelas condições de drenagem e umidade, que aliados às condições climáticas da região proporcionam uma imensa variedade de espécies. Os contrastes de formações vegetais que aparecem lado a lado determinam uma paisagem exótica, notadamente entre as coberturas de cerrado e as matas exuberantes que recobrem o domínio de solos argilosos.

A região do Espinhaço a leste de Porteirinha apresenta uma grande quantidade de rochas expostas, em sua maioria quartzitos, mostrando paisagens de

campos e vales estreitos. Em tal domínio, a vegetação é localizada, geralmente formada por gramíneas, musgos, arbustos e pequenas árvores. Nestas regiões, quando prevalecem os campos, a vegetação é rasteira, rica em arbustos e algumas árvores de pequeno porte, que se instala geralmente sobre solos essencialmente arenosos e esbranquiçados, provenientes da decomposição de quartzitos, e com baixa taxa de drenagem.

Uma outra formação vegetal, geralmente sob a forma de enclaves no domínio dos "Campos Rupestres", é o cerrado. Difere dos campos pela presença mais freqüente de arbustos, muito deles espinhosos e uma maior freqüência de pequenas árvores. O revestimento do solo torna-se mais denso sendo também de gramíneas. O cerrado instala-se quando o solo adquire um caráter mais argiloso (associados à decomposição de filitos), ou quando ocorre uma ligeira melhoria nas condições de drenagem.

As matas ciliares medram ao longo dos cursos hídricos da região. São matas compondo faixas estreitas, assentadas às margens das drenagens, no domínio da planície de inundação. Geralmente mostram árvores grandes e copadas. O solo varia de arenoso grosso a argiloso, com uma camada de espessura variável de matéria orgânica (húmus), às vezes constituindo pequenas turfeiras arenosas.

Nas matas exuberantes o solo é revestido por uma vegetação arbustiva de pequeno porte, principalmente por espécimes da família das gleiqueniáceas (samambaias). Completam estas matas, árvores entre 3 a 6 m de altura, copadas e lenhosas. Estas árvores produzem madeira de lei; em função disto, da ocupação agrícola e de especuladores, o desmatamento destruiu parte destas matas.

2.3 HIDROGRAFIA

A Serra do Espinhaço é o divisor de águas das bacias do Rio São Francisco, a oeste, e dos rios Doce, Jequitinhonha e Pardo a leste, que deságuam diretamente no Oceano Atlântico. Os cursos de água da parte oeste da área (por exemplo, o Rio Mosquito), pertencem à bacia do Rio São Francisco, enquanto os da parte leste pertencem à bacia do Rio Pardo, sendo de caráter predominantemente subsequente na serra. Os rios maiores mostram, localmente, caráter obsequente ou conseqüente, o mesmo ocorrendo com alguns pequenos cursos hídricos.

O padrão de drenagem é notavelmente retangular, imposto pelas estruturas que cortam as seqüências rochosas, como falhas, fraturas e superfícies de acamamento. É comum a imposição de drenagens em longos trechos de falhas (Foto 01) ou lineamentos que lhe conferem um traçado essencialmente linear.



Foto 1: Vista da Serra do Espinhaço, desde Serranópolis de Minas. Destaca-se nessa vista o corte transversal (E-W) dado pela falha normal que gerou o *Canyon* do Talhado.

CAPÍTULO 3

GEOLOGIA REGIONAL

O estudo geológico da área mapeada envolve as fases de aquisição de dados e redação. Neste contexto, as seguintes atividades foram executadas:

- Pesquisas bibliográficas, foto interpretação preliminar e digitalização do material cartográfico;

- Trabalhos geológicos de campo, para identificar e amostrar os litotipos, coletar medidas estruturais, conhecer o contexto geológico regional e esboçar o mapa geológico da área;

- A base planialtimétrica de referência a partir dos trabalhos de fotointerpretação preliminar de toda a área, na escala de 1:60.000, foi obtida de fotografias aéreas da USAF-1965, as quais permitiram uma interpretação prévia da geologia da região de estudo, como também ao planejamento dos trabalhos de campo;

- Tratamento dos dados de campo: descrição de lâminas petrográficas e construção de diagramas estruturais;

- Separação de minerais pesados com bromofórmio. O material mineralógico coletado em prospecção aluvionar, por bateamento no campo, foi conduzido ao laboratório de sedimentologia, onde foi separado através de peneiramento (as amostras submetidas a essa análise possuem granulometrias $< 0,250$ e $> 0,125$ mm), e posterior estudo com lupa binocular do tipo Zeiss;

- Minerais selecionados passaram por análises de EDS acoplado a microscópio eletrônico de varredura (MEV). Esse método fornece informações de ordem semiquantitativa da composição química de pontos no mineral com volume de alguns microns cúbicos. Portanto, permite a análise de quantidades ou fragmentos ínfimos de minerais, de modo que se pode visualizar o material ao tempo de sua análise. Tal técnica possibilita ainda a correlação direta entre a morfologia da amostra e sua composição química;

- Estudo de zircões detríticos coletados sobre a unidade considerada de maior interesse do ponto de vista da prospecção diamantífera (Unidade Gerais de Santana).

3.1 TRABALHOS ANTERIORES

Poucos são os trabalhos publicados a respeito da área de estudo e os que circulam esbarram no controle das informações restritivas das grandes empresas que investem em pesquisa mineral. Entretanto, ainda assim, são fontes valiosíssimas sobre a região.

Schobbenhaus (1972a, 1972b) realizou na região norte de Minas Gerais os primeiros estudos geológicos específicos. O primeiro, caracterizando os depósitos de ferro do Rio Peixe Bravo (Rio Pardo de Minas), e o segundo visando o potencial geoeconômico da Serra do Espinhaço na faixa entre os municípios de Porteirinha e Monte Azul. Nesta ocasião, foram relatados pela primeira vez com maior detalhe a ocorrência local de diamantes.

Em 1976 foi publicado, pelo Instituto de Geociências Aplicadas – IGA, o primeiro mapa geológico do Estado de Minas Gerais na escala de 1:1.000.000, que, após dezoito anos, foi atualizado pelo mapa geológico editado na mesma escala pelo convênio COMIG-CPRM (COMIG 2002).

O “Projeto Porteirinha-Monte Azul”, do convênio DNPM/CPRM (Drumond et al. 1980), levantou uma extensa área na região, objetivando mineralizações relacionadas à borda oeste da Serra do Espinhaço. Desse trabalho, uma pequena parte abrange a área de estudo (Figura 2), embora a estratigrafia do Supergrupo Espinhaço não tenha sido o objetivo central do mesmo. Estudos específicos sobre as rochas vulcânicas ácidas da base do Supergrupo Espinhaço foram realizados no âmbito desse projeto (Menezes Filho 1980).

Durante a década de 1990, foi desenvolvido em parceria COMIG/IGC-UFMG o “Projeto Espinhaço”. A Folha Rio Pardo de Minas, a mais setentrional desse projeto, abrange uma relevante parte da área de estudo (Roque et al. 1996). Entretanto, como o objetivo maior desse projeto era a integração de dados anteriores, assim também nele não foi particularizada a estratigrafia do Supergrupo Espinhaço, que foi dividido informalmente em duas unidades, designadas de “Espinhaço Inferior” e “Espinhaço Superior”.

Chaves (1997) e Chaves et al. (1999), realizaram estudos sobre a estratigrafia e depósitos diamantíferos da região de Grão Mogol, situada à cerca de 150 km ao sul da área em apreço. Esses estudos reconheceram uma estratigrafia bastante diferente da que ocorre na região de Diamantina, sendo o Supergrupo Espinhaço dividido nas formações Resplandecente (equivalente à Formação Galho do Miguel, da região de Diamantina) e Grão Mogol (sem equivalente naquela região). A Formação Resplandecente já havia sido reconhecida na região de Itacambira por Karfunkel & Karfunkel (1976).

A Cia. Vale do Rio Doce tem desenvolvido várias pesquisas no âmbito da extração mineral no norte do estado. Desde a década de 1970, essa empresa tem realizado mapeamentos nos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, municípios de Rio Pardo de Minas, Porteirinha, Riacho dos Machados e Grão Mogol (Viveiros et al. 1979). Na década de 1980, foi descoberto o depósito de ouro de Ouro Fino (Riacho dos Machados) (Fonseca & Lobato 2003) e, mais recentemente, o prospecto de Cu-Zn de Salobro, em Porteirinha (Abreu et al. 2005).

3.2 ESTRATIGRAFIA

3.2.1 Complexo Porteirinha

Em Minas Gerais, o Complexo Basal arqueano, vem recebendo diversas designações de caráter local, sendo conhecidos na porção norte do Estado, os complexos Belo Horizonte, Guanhães, Gouveia e Porteirinha. Eles são constituídos, predominantemente, por ortognaisses variados, com intercalações restritas de metassedimentos (quartzitos micáceos e/ou feldspáticos, micaxistos, rochas cálcio-silicáticas, gonditos e paragnaisses). Corpos de metamafitos e metaultramafitos podem representar rochas intrusivas e/ou vulcânicas.

O Complexo Porteirinha, que aflora na porção centro-norte do Estado, engloba, além de gnaisses bandados ou não e rochas granitóides, corpos metamáfico-ultramáficos dispersos e localmente milonitizados (Fonseca & Lobato 1993), e assim como os complexos anteriormente descritos, apresenta corpos concordantes de anfibolito. O bandamento gnáissico tem direção N-S e mergulhos altos (60°-85°), para leste, semelhante aos complexos aflorantes mais a sul. A figura 2 ressalta a principal área de exposição do Complexo Porteirinha, situada no núcleo do designado “Anticlinório de Itacambira”. Essas rochas limitam-se a oeste a Serra do Espinhaço na área de estudo.

3.2.2 Supergrupo Espinhaço

A estratigrafia do Supergrupo Espinhaço é melhor conhecida na faixa do paralelo de Diamantina, onde foi reconhecido o seu empilhamento sedimentar (Pflug 1968), e por isso tal região será aqui destacada. Durante o final do Paleoproterozóico, regimes distensivos foram implantados em vários pontos da crosta terrestre, produzindo adelgaçamentos, fraturamentos e ruptura de partes de tal crosta. Neste período, desenvolveu-se na região um processo de rifteamento que resultou na instalação de uma ampla bacia onde se depositou o Supergrupo Espinhaço. Espessas camadas de quartzitos com intercalações de conglomerados

e filitos constituem a maior parte da unidade. Na região do Espinhaço Meridional, nas proximidades de Diamantina, a seqüência foi dividida em oito formações (Pflug 1965), as quais foram depois reunidas, da base para o topo, nos grupos Diamantina e Conselheiro Mata (Dossin et al. 1990).

O Grupo Diamantina é representado por sedimentos terrígenos característicos de ambientes fluviais entrelaçados, deltáicos e marinhos pouco profundos, os quais se depositaram durante a fase rifte inicial. Nesta fase, a freqüência e a rapidez das variações faciológicas verticais e laterais, indicam a grande instabilidade da bacia. Sobre tal contexto foram depositadas as formações basais Bandeirinha, São João da Chapada e Sopa-Brumadinho, onde os litotipos mais freqüentes são quartzitos com intercalações de metassiltitos, filitos e conglomerados, localmente diamantíferos. Estes sedimentos foram recobertos por quartzitos de ambientes eólico e marinho raso (Formação Galho do Miguel) que correspondem à parte superior da seqüência e que registram o fim da instabilidade crustal neste período (Dussin & Dussin 1995).

Segundo diversos autores (ver síntese em Dussin 1994), rochas vulcânicas ocorrem na porção inferior do Grupo Diamantina, cortando ou intercaladas com a seqüência sedimentar. As relações estratigráficas indicam que o vulcanismo começou num estágio precoce da bacia e esteve ativo durante a sedimentação das formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho. Tais rochas ocorrem preenchendo diques verticais de direções N-S e E-W que cortam o embasamento ou como derrames de lavas com intercalações de tufos. Estudos geocronológicos baseados em determinações $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões dessas metavulcânicas indicaram idades de cristalização da rocha em 1.710 ± 12 Ma, sendo esta idade interpretada como o período inicial das atividades magmáticas e também da deposição do Supergrupo Espinhaço, nessa região.

Na porção superior do topo do Supergrupo Espinhaço, foi depositado o Grupo Conselheiro Mata, que assinala tendências gerais transgressivas em toda a bacia, numa fase de estabilidade tectônica. A unidade é constituída por uma sucessão de quartzitos, metassiltitos e filitos em alternâncias, sem registros de vulcanismo sinsedimentar.

As etapas evolutivas deste rifte são abaixo sumarizadas:

- etapa inicial vulcanossedimentar, a partir de $\pm 1,7$ Ma;
- etapa principal do rifte continental, flúvio-costeira;
- etapa final marinha transgressiva plataformal.

Do ponto de vista tectônico, diversos trabalhos demonstram que a deformação principal, acompanhada de metamorfismo na fácies xisto verde baixa é relacionada com a tectônica desenvolvida no Brasileiro (sínteses em Uhlein 1991, Uhlein et al. 1986, 1990). Isto permitiu a formação de um complexo leque de escamas imbricadas, que culmina com o cavalgamento dos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço sobre as unidades do Supergrupo São Francisco (grupos Macaúbas e Bambuí), a oeste da serra.

Na região do Espinhaço Central, uma outra proposta estratigráfica foi originalmente introduzida por Karfunkel & Karfunkel (1977), e outros trabalhos que se seguiram procuraram (por exemplo, Chaves et al. 1999) também aplicá-la a estudos localizados. Entretanto, ainda faltam trabalhos de integração regional entre tais setores da Serra do Espinhaço.

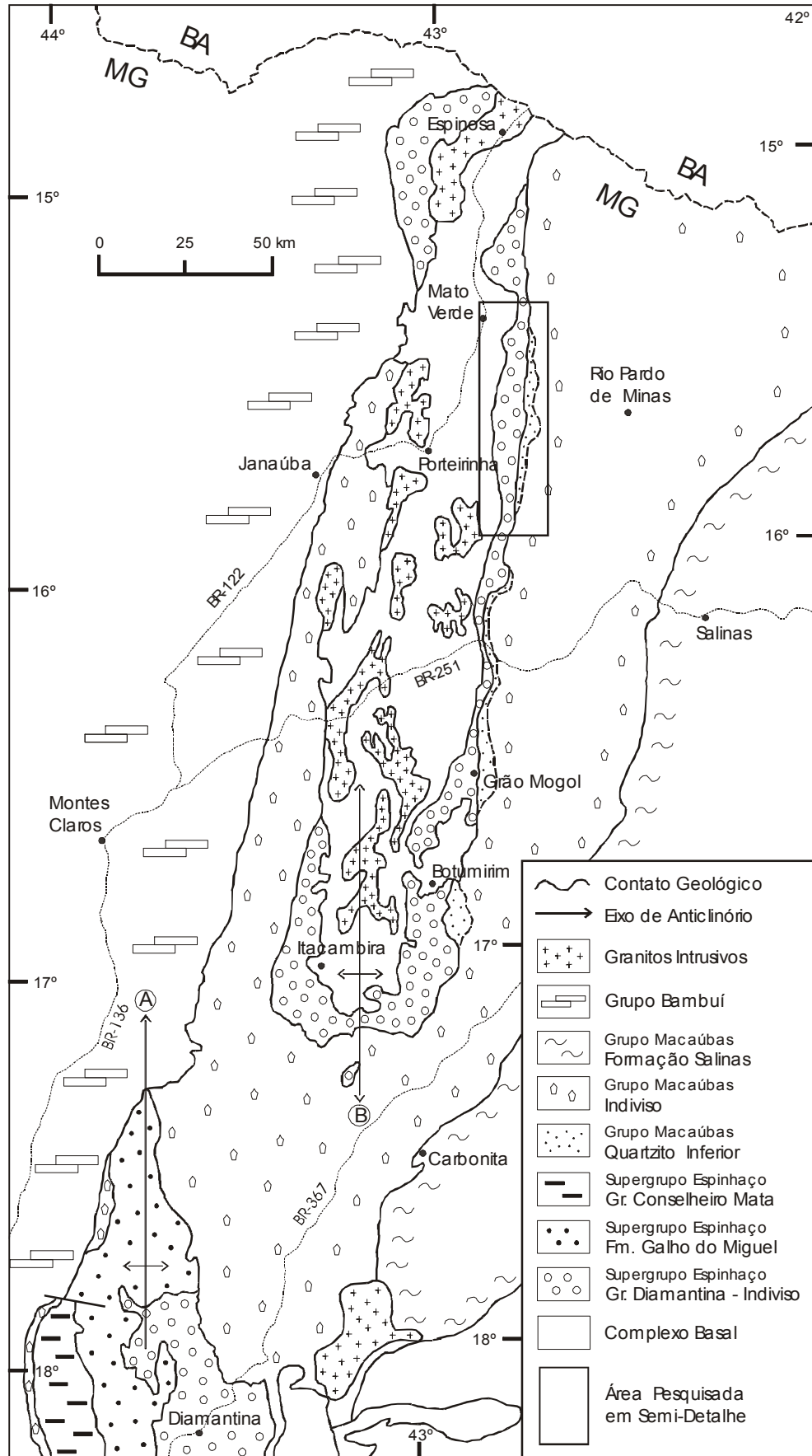


Figura 2: Mapa geológico simplificado da Serra do Espinhaço em Minas Gerais ao norte de Diamantina (Fonte: COMIG 2002, modificado).

3.2.2.1 Grupo Diamantina

3.2.2.1.1 Formação São João da Chapada

Os litotipos predominantes são quartzitos finos até grossos, com intercalações pelíticas de ordem centimétrica a métrica. É comum a ocorrência de lentes de metaconglomerados e/ou metabrechas, com seixos principalmente de quartzito e quartzo de veio em matriz quartzosa, às vezes micácea. Associados aos metassedimentos descritos, ocorrem intercalações de filito hematítico, uma rocha metavulcânica pouco conhecida que registra a ocorrência de um magmatismo sin-sedimentar de natureza recorrente bastante intenso durante a deposição da Formação São João da Chapada, mas contemporâneo inclusive à sedimentação da Formação Sopa-Brumadinho.

As estruturas primárias observáveis nos quartzitos são estratificações plano-paralelas, cruzadas tabulares e acanaladas, normalmente de baixo ângulo, que podem atingir de três a cinco metros, e marcas onduladas de cristas retas. As características descritas registram um contexto dominante de deposição fluvial do tipo *braided* (Garcia & Uhlein 1987). A abundância de areia fina na seqüência, especialmente na região de Diamantina, sugere depósitos mais distais do sistema fluvial, com ocorrência de porções com retrabalhamento marinho.

3.2.2.1.2 Formação Sopa-Brumadinho

O início da deposição da Formação Sopa-Brumadinho é marcado pela passagem de quartzitos de granulação média a grossa da Formação São João da Chapada, a quartzitos finos e micáceos com estratificações plano-paralelas e cruzadas de baixo ângulo, com intercalações de filitos e metassilitos de espessura centimétrica a métrica, sugerindo a existência de um rápido evento transgressivo com instalação de um ambiente marinho raso. Para o topo, os quartzitos apresentam granulação variável de fina a grossa, com cruzadas tabulares e acanaladas de baixo ângulo e, localmente, intercalações filíticas. É freqüente nos quartzitos a ocorrência de lentes de metaconglomerado polimítico com seixos de quartzitos, filito, metaconglomerado e quartzo, em matriz arenosa, muitas vezes diamantífera.

A tipologia e arranjo litológico, bem como a associação de estruturas sedimentares, sugerem deposição mais continental, do tipo fluvial *braided*. Leques aluviais desenvolveram-se simultaneamente, relacionados ao avanço do sistema fluvial. Metaconglomerados com seixos subarredondados e angulosos de quartzo, quartzito e, subordinadamente, filito, suportados por uma matriz ora quartzítica de granulação muito fina,

ora filítica, registram os fluxos de detritos associados. Intercalações lenticulares de quartzitos mostrando intervalos com estratificação *fining upward* podem ocorrer. Lateralmente, em direção às porções mais distais dos leques individuais, os detritos grossos passam lateral e verticalmente a quartzitos cada vez mais finos, os quais podem gradar a filitos.

3.2.2.1.3 Formação Galho do Miguel

A Formação Galho do Miguel é representada por uma seqüência monótona de quartzitos puros, esbranquiçados, de granulometria fina e boa seleção. Duas fácies podem ser individualizadas na seqüência. Na primeira, estão presentes estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de grande porte (de 3 m até 6-10 m) e de baixo ângulo. Marcas de onda assimétricas, de cristas sinuosas e bifurcadas, superimpostas a superfícies onduladas maiores que separam *sets* cruzados, são também observáveis. Laminação *grain fall* pode ser observada em determinados intervalos. Dossin (1983) e Dossin & Dardenne (1984) descreveram essa associação caracterizando os depósitos como de natureza eólica. A segunda fácies, que ocorre como intercalações no anterior, é marcado pela associação de quartzitos de granulação fina, às vezes micáceos, e outras com raras intercalações filíticas que geralmente não passam de lâminas muito delgadas nos planos de acamamento.

Os estratos têm tendência maior à tabularidade, com estratificações cruzadas truncadas por ondas. Tal sedimentação é característica de um ambiente marinho raso, sujeito a ação de ondas de tempestade. A associação de fácies representa uma sedimentação em ambiente litorâneo, com porções permanentemente expostas, retrabalhadas pelo vento (Dossin et al. 1985, 1987, Garcia & Uhlein 1987).

3.2.2.2 Grupo Conselheiro Mata

A unidade é constituída por alternâncias cíclicas de sedimentos arenosos e síltico-argilosos, caracterizando episódios transgressivos e regressivos em ambiente marinho.

3.2.2.2.1 Formação Santa Rita

O início da sedimentação da Formação Santa Rita é registrado por um progressivo aprofundamento da lâmina de água na bacia. Quartzitos de granulação fina, com *ripple drifts* e laminações plano-paralelas, com raras intercalações de metapelitos, marcam a base da seqüência. Em alguns locais, como por exemplo nas imediações sudoeste do povoado de Batatal, aparecem intercalações de conglomerados com seixos de quartzito, metassilito e filito, arredondados e subangulosos, suportados por uma matriz quartzítica com concentrações de lazulita.

Mais para o topo, caracterizando a unidade, predomina metassiltitos e filitos, com intercalações lenticulares subordinadas de quartzitos finos – os quais voltam a predominar próximo ao contato com a unidade superior, marcando novamente uma passagem do tipo gradacional. A litologia e as estruturas sedimentares são sugestivas de deposição em ambiente marinho raso, algo restrito, como registrado pela presença de depósitos de barras de plataforma. Estruturas cruzadas truncadas por ondas (*hummockys*) foram reconhecidas, indicando a ação de tempestades na bacia.

3.2.2.2.2 Formação Córrego dos Borges

A Formação Córrego dos Borges é composta por quartzitos de granulometria de fina a média, bastante micáceos. São caracterizados por laminações plano-paralelas, normalmente marcadas por níveis submilimétricos de óxidos de ferro. Estratificações cruzadas acanaladas, muitas vezes truncadas por ondas, estão freqüentemente representadas. Segundo J. C. Castro (informação verbal), a associação faciológica reconhecida na unidade implica na distinção de pelo menos dois ambientes deposicionais. O primeiro, do tipo marinho raso a litorâneo, com atuação de ondas de tempestades e possivelmente canais de tipo *washover* (depósito mineral). O segundo tipo estaria representado pelo avanço de uma frente deltáica sobre os sedimentos marinhos rasos subjacentes, marcando um novo episódio regressivo na evolução da bacia.

3.2.2.2.3 Formação Córrego da Bandeira

Um novo aprofundamento da lâmina de água marca a passagem para a Formação Córrego da Bandeira. As litologias dominantes são quartzitos finos, com estratificações cruzadas centimétricas e marcas de ondas, as quais transicionam a metassiltitos acinzentados com laminações plano-paralelas. Ocorrem lentes de filitos subordinadas. Dossin (1983) descreve o ambiente deposicional correspondente como marinho raso, com aporte clástico reduzido e sujeito à ação de ondas e tempestades.

3.2.2.2.4 Formação Córrego Pereira

A formação superior, Córrego Pereira, é constituída por quartzitos finos, localmente feldspáticos. As principais estruturas primárias preservadas são estratificações cruzadas acanaladas de ordem métrica, cruzadas sigmoidais, marcas de onda de pequeno porte, às vezes com orientações variadas e *hummockys*. Próximo ao topo da unidade, aparecem intercalações de metapelitos cada vez mais freqüentes, registrando um aprofundamento da lâmina de água e uma passagem gradual para a unidade superior. Nessas

porções são observados quartzitos com estratos cruzados tipo espinha de peixe, com estruturas de *slumps* associados. Tal associação faciológica é sugestiva de ambiente deposicional marinho raso dominado por tempestades, associado a planícies arenosas intermarés.

3.2.2.2.5 Formação Rio Pardo Grande

O topo do Supergrupo Espinhaço é compreendido pela Formação Rio Pardo Grande. Na unidade predominam metassiltitos, filitos e quartzitos muito finos, normalmente na forma de intercalações rítmicas finas. São comuns nesses intervalos laminações lenticulares e *waves*, além de estruturas diagenéticas de fluidização. Nos horizontes quartzíticos, as estruturas mais comuns são cruzadas estratificações acanaladas e sigmoidais de ordem centimétrica. Localmente, lentes de mármore dolomíticos de espessura métrica estão representadas. O ambiente deposicional registrado é de mar raso, com porções da bacia sujeitas à atuação de ondas e de marés, e, localmente, porções mais restritas com sedimentação carbonática (Garcia & Uhlein 1987).

3.2.2.3 Supergrupo Espinhaço no Espinhaço Central e Setentrional

O Supergrupo Espinhaço na região de Grão Mogol, ao sul da área enfocada no estudo, foi descrito por Chaves et al. (1999). Em toda faixa que vai desta última cidade até Itacambira, permite-se o reconhecimento de três conjuntos litoestratigráficos maiores, pré-cambrianos, designados de Complexo Basal, Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas. O Supergrupo Espinhaço foi ainda dividido nas formações Resplandecente e Grão Mogol. Coberturas lateríticas provavelmente desenvolvidas no Terciário, além de (restritos) depósitos de sedimentos holocênicos, complementam o quadro geológico da região do Espinhaço Central (Chaves et al. 1999).

A Formação Grão Mogol, foi ainda subdividida em dois membros: um basal, metaconglomerático, ao qual se associa secundariamente o diamante da região, e outro superior, quartzítico, localmente com lentes de metaconglomerado. O contato entre as formações Resplandecente e Grão Mogol é erosivo. Ambas as seqüências são tipicamente continentais, constituindo sedimentos originalmente eólicos cobertos por outros fluviais. Os diamantes encontrados na matriz dos conglomerados do membro inferior da Formação Grão Mogol são considerados de origem extra-bacia. Suportam este modelo, as características mineralógicas do diamante da região, apresentando predomínio de hábitos simples como rombododecaedros, octaedros e transicionais entre eles. De outra forma, cristais defeituosos e variedades policristalinas são raros, e minerais indicadores de fontes primárias faltam

completamente; eles são mais facilmente pulverizados durante um maior transporte no meio fluvial. Tais características, em associação com uma ótima qualificação gemológica dos diamantes, apontam depósitos com uma área fonte distante (Chaves et al. 1999). Ainda para a região do Espinhaço Central, mais ao sul Karfunkel & Karfunkel (1976) reconheceram, da base para o topo, as formações Itacambiruçu, Resplandecente, Água Preta e Matão. A primeira foi considerada por Uhlein (1991) como xistos milonitizados de rochas do Embasamento arqueano. Possivelmente a Formação Água Preta possa ser correlacionada com a Formação Grão Mogol de Chaves et al. (1999), mas ainda são necessários estudos adicionais para melhor se caracterizar a situação estratigráfica em questão e também a relação de tais unidades com as propostas no capítulo seguinte, referente à geologia local (Cap. 4).

Ao norte de Monte Azul (já ao norte da área de estudo) o Supergrupo Espinhaço “desaparece” por um longo trecho, só vindo a aflorar novamente na Bahia, onde vem a constituir o domínio geotectônico designado de Espinhaço Setentrional, já sob condições intracratônicas. Schobbenhaus (1996), descreve que o Supergrupo Espinhaço nessa região está exposto em ambos os lados do vale do Rio Paramirim, na maior parte sobreposto ao Complexo Paramirim, de idade arqueana. Já na margem oeste desse complexo, o Supergrupo Espinhaço seria representado, em trabalhos anteriores, pelo Grupo Santo Onofre (Schobbenhaus 1972a) edificando a Serra do Espinhaço Setentrional e, do lado leste, pelos grupos Rio dos Remédios (Schobbenhaus & Kaul 1971), Paraguaçu (Derby 1906) e Chapada Diamantina (Leal & Brito-Neves 1968), os quais sustentam a unidade morfológica conhecida como Chapada Diamantina.

Dominguez (1993) reúne os grupos Rio dos Remédios e Paraguaçu em uma única seqüência deposicional, enquanto o Grupo Chapada Diamantina é dividido por esse autor em duas seqüências distintas: Tombador-Caboclo (Derby 1906) e Morro do Chapéu (Brito Neves 1979) que representam as formações desse grupo, da base para o topo, respectivamente.

Schobbenhaus (1996) propõe uma modificação no conceito dado ao Grupo Santo Onofre, pois este seria representado tanto por unidades do Supergrupo Espinhaço, quanto por unidades correlatas ao Grupo Macaúbas (Schobbenhaus 1993). Para as primeiras, é proposta a denominação de Grupo Oliveira dos Brejinhos, enquanto para as outras sugere-se manter o nome Grupo Santo Onofre. Como já referido, essa interpretação propõe a existência de uma sedimentação neoproterozóica ao longo da faixa dobrada da Serra do Espinhaço, abrindo perspectivas para uma nova interpretação geotectônica dessa área. Essa unidade

neoproterozóica é representada pelo Grupo Santo Onofre redefinido, estando superposta a unidades do Supergrupo Espinhaço.

Danderfer (1990) e Danderfer & Dardenne (2002), caracterizam oito “sintemas”, os quais equivalem a grandes unidades limitadas por discordâncias ou descontinuidades estratigráficas de extensão regional na bacia. São eles: Algodão, São Simão, Sapiroanga, Pajeú e Bom Retiro, definindo o intervalo inferior, São Marcos e Sítio Novo, compreendendo o intervalo intermediário, e Santo Onofre, finalizando o empilhamento do Supergrupo Espinhaço. Os sintemas Bom Retiro e São Marcos correspondem ao preenchimento de duas sinéclises de interior continental, enquanto que as assinaturas sedimentares dos sintemas Pajeú, Sítio Novo e Santo Onofre são compatíveis com o desenvolvimento de bacias do tipo rifte, as duas primeiras geradas por tectônica distensiva e a última unidade mediante uma tectônica transcorrente; os sintemas Algodão e Sapiroanga são interpretados como o preenchimento de duas bacias do tipo rifte-sinéclise, ao passo que o São Simão, apenas relacionado com uma tafrogênese sem formação de uma bacia sedimentar associada.

Na Serra do Espinhaço Central, norte de Minas Gerais, as fácies pelito-psamíticas do Grupo Santo Onofre têm continuidade no Grupo Macaúbas, a leste da serra. A origem dessas unidades é sugerida, por Schobbenhaus (1996), a partir de uma junção tríplice, gerada em decorrência de uma fase extensional entre 1000 e 900 Ma. O ramo setentrional dessa junção, menos ativo, corresponde ao rifte Santo Onofre. Os dois ramos meridionais geraram o rifte/bacia oceânica Macaúbas/Araçuaí. Uma ligação do rifte Santo Onofre com o rifte (bacia) Rio Preto, a norte, é também admitida (sistema Araçuaí-Paramirim-Rio Preto). Com o fechamento do rifte durante a orogênese Brasiliana, a deformação que gerou a faixa dobrada Araçuaí, também atuou ao longo do corredor do Paramirim deformando o Grupo Santo Onofre, o Supergrupo Espinhaço e o seu embasamento.

Inexistem estudos detalhados “tentando” a ligação entre os contextos estratigráficos da Serra do Espinhaço em suas porções Central e Setentrional.

3.2.2.4 Grupo Macaúbas

Segundo a subdivisão proposta por Pedrosa-Soares et al. (1999), essa unidade é composta por uma subunidade proximal e uma distal. A unidade proximal do Grupo Macaúbas é composta por depósitos pré-glaciais e glaciais. A seqüência pré-glacial marca o estágio de rifte continental da bacia Macaúbas e é representada por quartzitos, filitos, metaconglomerados, metassiltitos e metadolomitos das formações Rio Peixe Bravo, Duas

Barras e Domingas, depositadas em ambiente que varia de fluvial a marinho raso. A seqüência glacial consiste de metadiamicritos, quartzitos e filitos da Formação Serra do Catuni, que representa um depósito glácio-litorâneo. Ocorrem ainda as rochas das formações Nova Aurora e Chapada do Acauã, caracterizadas por metadiamicritos interdigitados por quartzitos e raros filitos, ricos em hematita (formações ferríferas), e ritmitos de quartzitos e metapelitos. Essa seqüência foi depositada por corridas de detritos e turbiditos, caracterizando uma seqüência glácio-marinha extensiva e marcando a transição de um estágio de rifte para margem passiva. (Noce et al. 1997).

Na unidade proximal o metamorfismo grada da fácies xisto verde baixo para alto. Idades U-Pb em zircões detríticos, dos diamicritos dessa unidade proximal (Formação Serra do Catuni), limitam a idade máxima da sedimentação glácio-marinha por volta de 950 Ma, e também indicam fontes arqueanas e paleoproterozóicas (Pedrosa-Soares et al. 1999b).

A unidade distal do Grupo Macaúbas, Formação Salinas, é caracterizada por sedimentação de margem passiva, em regime transgressivo, depositada depois do final da glaciação (Pedrosa-Soares 1995). Essa formação inclui duas unidades: uma primeira turbidítica de mar profundo com areia e lama, composta por sucessões de quartzo-mica xistos, com intercalações de metagrauvas, rochas cálcio-silicáticas, metaconglomerados e xistos grafitosos; e uma segunda vulcano-sedimentar distal, chamada de Fácies Ribeirão da Folha, que inclui pelitos de mar profundo metamorfisados, metacherts, sulfetos maciços, formações ferríferas bandadas e ortoanfibolitos correspondentes a basaltos de fundo oceânico (Pedrosa-Soares 1995).

Estruturalmente, as rochas do Grupo Macaúbas possuem direções preferenciais NE, sendo ainda observada uma deformação posterior, gerando uma clivagem de crenulação NNW-NE (Siga Jr. 1986). O metamorfismo grada da fácies anfibolito baixo ao intermediário. A idade Sm-Nd isocrônica (em rocha total) obtida em ortoanfibolitos da Fácies Ribeirão da Folha, é 816 ± 72 Ma (Pedrosa-Soares et al. 1992). Idades modelo Sm-Nd calculadas para os ortoanfibolitos e metaultramáficas da Formação Salinas variam entre 970 Ma a 1.850 Ma, com ϵ_{Nd} (816 Ma) positivos de 3,4 a 5,0. A Formação Capelinha representa o estágio inicial de fechamento da bacia Araçuaí, quando ocorre a formação de um prisma acrescionário. Esse prisma recebeu sedimentos da placa cavalgante (Bloco Guanhães, ou Cráton do Congo) e não do setor oriental do Cráton do São Francisco (Pedrosa-Soares 1995).

Diques pegmatíticos intrusivos nos metassedimentos da Formação Salinas, com idades K-Ar entre 470-500 Ma, caracterizam a época pós-tectônica. Existem também idades

U-Pb (906 ± 2 Ma) e Sm-Nd (idade modelo entre 1.550 Ma e 1.630 Ma) em rochas relacionadas ao início da deposição do Grupo Macaúbas.

3.2.2.5 Grupo Bambuí

O Barão de Eschwege (1832) citou as observações realizadas em 1816 em um de seus relatórios: “camadas horizontais de calcário compacto do vale do rio São Francisco e sobre a formação arenosa, horizontalizada, que aflora no leito do rio”. Esse autor relacionou tais rochas aos terrenos de transição (*Übergangsgebirge*), denominação amplamente adotada na época para designar as rochas sedimentares sobrepostas a xistos e sotopostas a sedimentos recentes (Eschwege, 1832). Derby (1906) utiliza a expressão “Serie São Francisco” para denominar os sedimentos carbonatados e argilosos aflorantes em extensas áreas do vale. O termo Bambuí foi empregado por Rimann (1917), referindo-se à seqüência dobrada de calcário e ardósia dos arredores da cidade homônima. A expressão “Série Bambuí” foi consagrada pelo uso nos estudos geológicos e, com a adoção do Código de Nomenclatura Estratigráfica, foi substituído pela expressão “Grupo Bambuí”.

Segundo Pedrosa-Soares et al. (1999), o Grupo Macaúbas, juntamente com o Grupo Bambuí formam o Supergrupo São Francisco, ambos constituindo coberturas sedimentares cratônicas. As rochas que caracterizam esse supergrupo resultam da consolidação de sedimentos que formaram a cobertura neoproterozóica do Cráton do São Francisco. A sedimentação se inicia com a deposição de arenitos calcários, dolomitos, siltitos, argilitos, folhelhos e margas e passa à diamictitos e tilitos. Em tal contexto, os diamictitos seriam restos de depósitos das geleiras neoproterozóicas, dispersos em vales do paleocontinente e posteriormente recobertos pela sedimentação do mar epicontinental Bambuí (Pedrosa-Soares et al. 1994 e Uhlein et al. 1995). Babinski et al. (1999) interpretaram as idades obtidas pelo método Pb-Pb em rochas carbonáticas de 689 ± 69 Ma, como intervalo de deposição do Grupo Bambuí, que está com valores apresentados para a deposição do Grupo Una, um equivalente do Bambuí no Estado da Bahia (Trompette 1994).

A possibilidade da deposição da base do Grupo Bambuí ter iniciado por volta de 900 Ma ou 780 Ma, é corroborada com os dados isotópicos de carbono, que mostram um empobrecimento em ^{13}C nos carbonatos do Grupo Bambuí, indicando que tal deposição ocorreu durante ou logo após um evento glacial.

3.2.2.6 Rochas Granitóides

Os granitos neoproterozóicos da Faixa Araçuaí têm sido amplamente estudados, com o intuito de se reconstruir as etapas magmáticas da orogenia brasileira. Por meio de mapeamentos de detalhe, apoiados por idades U/Pb e Pb/Pb, cinco suítes graníticas (de G-1 a G-5) foram identificadas (Pedrosa-Soares et al. 1997, 1999a, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 1999; Noce et al. 1999).

Tectonicamente as suítes G-1 e G-2 são relacionadas ao estágio pré a sin-colisional da Faixa Araçuaí, enquanto que a suíte G-3 é associada ao estágio tardi a pós colisional, acompanhando o relaxamento do encurtamento crustal (Pedrosa-Soares et al. 1999). As suítes G-4 e G-5 associam-se à fase final do colapso orogênico da Faixa Araçuaí. Essa fase final marca o reinício dos episódios magmáticos, após um período de quietude relacionado ao relaxamento tectônico por todo o cinturão, que durou de 560 Ma até 535 Ma (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 1999).

3.2.2.7 Cobertura Terciária – Quaternária

São constituídas por sedimentos semi-consolidados, grosseiramente estratificados, de atitude horizontal, predominantemente pelítico-psamíticos, que apresentam horizontes delgados de conglomerados. Os sedimentos dominantes são compostos por clastos de areia quartzosa, em meio a proporções muito variadas de matriz caolinítica e/ou síltica. Os níveis conglomeráticos são, via de regra, monomíticos e constituídos por seixos de quartzo.

Os minerais pesados (cianita, granada, sillimanita, turmalinas, opacos) refletem áreas fontes próximas. Além disso, os grãos de areia sub-angulosos a angulosos denunciam transporte por curtas distâncias. Camadas decimétricas a métricas de sedimentos pelíticos ricos em argilas caoliníticas, intercalam-se nas porções meridiana e superiores da formação. O ambiente de sedimentação é interpretado como fluvial (depósitos de canais, planícies aluvionares e de fluxos densos), com marcado controle neotectônico (Saadi & Pedrosa-Soares 1990).

A unidade quaternária constitui depósitos sedimentares detríticos, inconsolidados, acumulados no vale dos grandes cursos d'água, em encostas atuais e pré-atuais e em superfícies de erosão mais novas que a superfície Sul-Americana, de King (1956). São aluviões e coluviões relacionados com a estruturação do relevo atual que mostram, eventualmente, feições neotectônicas (Saadi 1991). Os sedimentos aluvionares são representados por areias, cascalhos, siltes, argilas e termos mistos, com ou sem contribuições orgânicas, depositados em ambientes fluviais ao longo de calhas, planícies de inundações e

terraços. Depósitos de turfas são encontrados localmente. As coberturas coluvionares são constituídas por areia silto-argilosas, com grânulos e seixos, em geral de quartzo, quartzito e canga limonítica, tendo cascalheira ou linha de seixos (*stonelines*) na base. Recobrem encostas resultantes da morfogênese atual e pré-atual.

3.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO

O limite nordeste da Faixa Araçuaí com o Cráton do São Francisco é caracterizado por uma faixa de deformação dúctil de 30km de largura (Salto da Divisa-Potiraguá) limitada por zonas de cisalhamento NW-SE em rampas oblíquas a laterais. Na área cratônica, ocorrem zonas de cisalhamento dextrais de direção SW-NE.

Já o limite oeste da Faixa Araçuaí é constituído por empurrões em rampas frontais com direção N-S. O acervo estrutural da Faixa Araçuaí pode ser discriminado em três compartimentos tectônicos distintos, denominados de ocidental, oriental e de curvatura norte (Pedrosa-Soares 1996).

3.3.1 Compartimento Tectônico Ocidental

Este compartimento é representado pelas coberturas neoproterozóicas do Grupo Bambuí e pelas formações ocidentais do Grupo Macaúbas. Subdivide-se no domínio de antepaís, a oeste, e domínio do bloco Itacambira-Porteirinha (terrenos granito-*greenstone*), a leste.

O domínio de antepaís situa-se no limite oeste da Faixa Araçuaí, junto a área cratônica, sendo caracterizado por regime de deformação compressiva controlado por zonas de cisalhamento, falhas de empurrão e dobras assimétricas vergentes para oeste. A ocorrência de lineação de estiramento E-W, em planos de clivagem ardosiana e foliação milonítica com direção N-S e mergulho para E, registra o transporte tectônico no sentido oeste.

Já o domínio do bloco Itacambira-Porteirinha, onde se insere a área de estudo, está localizado a leste do domínio de antepaís, tendo seu limite balizado pela falha do Rio Vacaria ou, aproximadamente, pelo contato entre as formações ocidentais do Grupo Macaúbas e a Formação Salinas. O domínio é caracterizado por zonas de cisalhamento dúctil e de cavalgamento, além de megadobras assimétricas vergentes para oeste. Nos litotipos do Grupo Macaúbas registram-se xistosidade N-S (mergulhos baixos a médios para E) e lineação de estiramento *downdip* associadas (Uhlein et al. 1995). O acervo estrutural indica transporte tectônico predominantemente para oeste.

3.3.2. Compartimento Tectônico Oriental

A Formação Salinas é a principal unidade litoestratigráfica que caracteriza este compartimento. Ocupa parte da zona interna do orógeno Araçuaí, sendo limitada à oeste pelo compartimento tectônico ocidental, a leste por granitóides sin-tectônicos e gnaisses da Suíte Kinzigítica e a sul pelas rochas gnáissicas do Complexo Guanhães (Pedrosa-Soares et al. 1995).

O acervo estrutural demonstra o predomínio de tectônica tangencial dúctil, com ocorrências de zonas de cisalhamento com espessuras relativamente reduzidas. A xistosidade principal geralmente mergulha para SE ou NE, sendo NW em parte do domínio Araçuaí-Minas Novas. No setor sul a xistosidade possui direção E-W e mergulhos altos a médios para norte. A obliquidade da lineação de estiramento é *downdip* na porção oeste do compartimento, direcional no corredor central do domínio Araçuaí-Minas Novas, *downdip* a oblíqua no setor sudeste (Fácies Ribeirão da Folha) e direcional ou de baixa obliquidade no setor sul (zona limítrofe com o complexo Guanhães).

Uma etapa de deformação dúctil-rúptil é registrada pela presença de clivagem de crenulação, superimposta à xistosidade principal e à clivagem de fratura de alto ângulo (Uhlein et al. 1991, 1995). Na porção leste-nordeste do Compartimento Tectônico Oriental, a foliação dos granitóides sin-tectônicos e gnaisses mergulha predominantemente para SE e NE.

3.3.3 Compartimento Tectônico da Curvatura Norte

Este compartimento é tipificado pelos metadiamicritos deformados do Grupo Macaúbas e pelos litotipos do Grupo Rio Pardo. O padrão tectônico destas rochas neoproterozóicas é também acompanhado pelos litotipos da Suíte Kinzigítica (Complexo Juiz de Fora) e da Suíte Ortognáissica (Cinturão Itabuna). O limite norte do compartimento é representado pelo próprio limite da Faixa Araçuaí com o Cráton do São Francisco. Já o limite sudeste é encoberto pelos sedimentos do Grupo Barreiras (Pedrosa-Soares et al. 1995)

A foliação (seja xistosidade, foliação gnáissica ou milonítica) descreve um *trende* da curvatura e apresenta mergulhos médios a altos, sendo que a lineação de estiramento associada é predominantemente direcional a oblíqua. Este contexto estrutural indica um sistema de rampas oblíquas e laterais, controladas por zonas de médio a alto ângulo (Uhlein et al. 1991, 1995).

O limite norte deste compartimento é caracterizado, em parte, por larga e extensa zona de cisalhamento NW-SE, transcorrente a oblíqua. Entre Almenara e Salto da Divisa,

kinzigitos e ortognaisses apresentam foliação gnáissica com direção NW, mergulho subvertical e lineação de estiramento NW-SE. Na faixa entre o Rio do Prado e Guaratinga (interior da curvatura), predomina o *trend* N-S da foliação kinzigítica, marcadamente deformado pela intrusão de corpos granitóides e dobrado por esforços regionais (Pedrosa-Soares et al. 1995).

3.3.4 Metamorfismo

A Faixa Araçuaí (setor setentrional) é constituído por vários domínios metamórficos distintos, que podem ser sistematizados da seguinte forma: Região Metamórfica Meridional (englobando os compartimentos tectônico ocidental, e oriental e com aumento de temperatura no sentido leste); e o Domínio Metamórfico Setentrional (englobando o compartimento tectônico da curvatura norte e com polaridade metamórfica no sentido sul).

Em termos gerais, o setor setentrional da Faixa Araçuaí apresenta dois vetores metamórficos bem determinados, que convergem para o núcleo da faixa, indicando que a temperatura do metamorfismo cresce nos sentidos leste na Região Metamórfica Meridional, e sul no Domínio Metamórfico Setentrional. Ressalta-se ainda que, no núcleo da Faixa Araçuaí, registra-se intenso processo de granitogênese sin- a pós-tectônica, além de anatexia generalizada.

3.3.5 Neotectônica

Os estudos sobre as manifestações neotectônicas no território mineiro, são extremamente escassos antes de meados da década de 1980 e tomaram grande impulso no final desta década. A definição do limite temporal pretérito para o período neotectônico no Brasil é ainda ponto de discussão entre os estudiosos. Saadi (1991) enfatiza a relação obrigatória entre neotectônica e a configuração da morfologia atual, destacando que podem ser incluídos como limites neotectônicos os movimentos de idade superior a 10 Ma.

A análise das falhas neotectônicas realizada por Hasui (1990), mostrou que o regime de tensão atuante envolve movimentos sub-horizontais (de direção em torno de NW-SE e NE-SW) e sub-vertical. Esse regime de tensão relaciona-se com a rotação da placa Sul-Americana para oeste (com eixo de rotação ao sul da Groenlândia) e corresponde à atuação de um binário horizontal E-W, dextral. Neste contexto são geradas falhas transcorrestes de orientações diversas e são reativadas descontinuidades pré-existentes que se caracterizam, em função de suas atitudes, como transcorrências, falhas normais e inversas.

Saadi (1991) apresentou o primeiro mapa Morfo-Tectônico do Estado de Minas Gerais, em escala 1:2.500.000. Neste mapa, as grandes áreas positivas são indicadas pelos eixos do Espinhaço-Quadrilátero Ferrífero, da Mantiqueira, do Alto Paranaíba, da região de Formiga (eixo E-W a NW-SE) e da borda da Bacia do Paraná. Separando as áreas positivas encontram-se regiões deprimidas, algumas das quais encerram características de depressões tafrogênicas condicionadas por falhamentos neotectônicos. Onde se destaca o Gráben do médio Rio Jequitinhonha (Saadi & Pedrosa-Soares 1990) e o rifte de São João del Rei (Saadi & Valadão 1991; Saadi 1992). Nestas bacias acumularam-se sedimentos fluviais e flúvio-lacustres como, por exemplo, a Formação São Domingos, que apresenta grande expressão regional no Vale do Jequitinhonha.

As falhas neotectônicas também afetam saprólitos, colúvios e aluviões modernos, em várias regiões do Estado (Hasui 1990, Saadi 1991). Desta forma, a esculturação geral do relevo resultou, basicamente, dos soerguimentos no Mesozóico-Paleogeno, seguidos pela peneplanação regional que culminou com o estabelecimento da Superfície Sul-Americana no limiar do Paleógeno/Neógeno. Finalmente, sobreveio o entalhamento desta superfície, controlando, em intensidades muito variáveis, pelas manifestações neotectônicas em concorrência com variações paleoclimáticas.

3.4 EVOLUÇÃO TECTÔNICA

3.4.1 As Bacias Paleo/Mesoproterozóicas

O Bloco Brasília, já no Paleoproterozóico, atuava como extensa plataforma estável, sobre a qual incidiu a implantação dos riftes continentais mesoproterozóicos e ambientes marinho-plataformais. Estes riftes não atingiram etapa de geração da crosta oceânica, tendo sido abortados ainda no Mesoproterozóico (Dominguez 1993, Fuck et al. 1993, Schobbenhaus 1993, Uhlein et al. 1995). Ao longo da região oriental do Bloco Brasília desenvolveu-se a grande Bacia Espinhaço de direção Norte-Sul. O estágio inicial da evolução desta bacia corresponde à abertura de riftes continentais a partir de 1.750 Ma. Este estágio é representado por sedimentação clástica característica (dominada por quartzitos e conglomerados), associada a vulcanismo ácido a básico e à intrusão de granitos anorogênicos, sendo esta suíte magmática ácida denominada de Suíte Borrachudos (Machado et al. 1989, Uhlein 1991, Schobbenhaus 1993).

3.4.2 As Bacias Marginais do Paleocontinente São Francisco no Neoproterozóico

No limiar do Mesoproterozóico com o Neoproterozóico, as bordas da região que se estabelecerá como o “Cráton do São Francisco” e suas faixas marginais foram palco de marcante fraturamento. Este episódio denuncia o advento de importantes processos de rifteamento, cujas idades concentradas no intervalo 1.050-900 Ma, são indicadas pela cristalização de diques básicos e de rochas meta-ígneas ácidas a intermediárias. No sistema de bacias panafricanas este episódio de rifteamento também está bem documentado inclusive com a detecção de granitos anorogênicos de 1.000 Ma na faixa Oeste Congoleza (Pedrosa-Soares et al. 1992).

Nesta época, o Paleocontinente São Francisco encontrava-se em altas latitudes e sobre ele e suas margens, depositaram-se os sedimentos glaciogênicos dos grupos Macaúbas e Ibiá (Dardene et al. 1978). A diagênese dos sedimentos glácio-continentais foi datada em torno de 950 Ma (Macedo & Bonhomme 1984). Estes sistemas alimentaram, no caso da margem oriental, uma bacia marinho-plataformar ativada por falhas (Uhlein 1991), que foi entulhada por depósitos turbidíticos, com marcante presença de diamictitos gradados no rifte Araçuaí (Pedrosa-Soares et al. 1992).

A idade da sedimentação turbidítica do Grupo Macaúbas parece relacionar-se ao magmatismo básico que cortou o Supergrupo Espinhaço há cerca de 900 Ma (Machado et al. 1989). A ampliação das bacias a leste (Faixa Araçuaí) do Paleocontinente São Francisco é refletida pela deposição das seqüências marinhas distais que constituem as litologias da Formação Salinas, porção distal do Grupo Macaúbas (Uhlein et al. 1995). Esta etapa, que caracteriza o estabelecimento das margens passivas, a oeste (Faixa Brasília) e leste (Faixa Araçuaí) do Paleocontinente São Francisco, ocorreu entre 900 e 800 Ma (Uhlein et al. 1991, Pedrosa-Soares et al. 1992, 1993; Fuck et al. 1993). Brito-Neves et al. (1993), propõe que a área tenha sido na realidade, uma vasta península balizada essencialmente por margens passivas. Esta península, de comportamento isostaticamente positivo até cerca de 800 Ma, seria um apêndice da grande placa litosférica São Francisco-Gabão-Congo-Kasai-Angola.

Em decorrência do fim da Glaciação Jequitai e da evolução das margens passivas neoproterozóicas, o nível dos mares subiu generalizadamente e a subsidência propagou-se sobre a área continental (peninsular) do Paleocontinente São Francisco (Dardenne 1978, 1979). Neste tempo instalou-se a plataforma carbonática do Grupo Bambuí, no território mineiro caracterizada por uma bacia de gradiente de fundo muito fraco e dominância de lâmina de águas rasas; o que justifica a constância das litofácies por grandes distâncias e suas variações muito rápidas em função de pequenas modificações na paleogeografia.

3.4.3 O Cráton do São Francisco e suas Faixas Móveis Marginais

O Cráton do São Francisco (Almeida 1977) é caracterizado como a unidade geotectônica neoproterozóica que permaneceu estável, relativamente às faixas Araçuaí, Alto Rio Grande, Brasília, Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana, as quais estruturaram-se ao seu redor durante o evento tectônico Brasileiro. A Faixa Marginal Araçuaí representa o orógeno resultante da inversão tectônica da bacia que se instalou à margem leste do Paleocôntinente São Francisco. É constituída principalmente por cinturões de dobramentos e empurrões (*fold-and-thrust belts*), e no seu extremo nordeste, por cinturões expressivamente marcados por transcorrências.

A Faixa Araçuaí foi estruturada sobre rochas dos grupos Macaúbas, Rio Doce, Jequitinhonha e Bambuí; Supergrupo Espinhaço e sobre unidades mais antigas (complexos Guanhões, Gouveia, Juiz de Fora, Mantiqueira, Porteirinha e unidades da porção oriental do Quadrilátero Ferrífero). Essa faixa de dobramentos pode ser compartimentada em três domínios tectônicos: O domínio ocidental (externo) evoluiu segundo uma marcante tectônica de empurrões em geral frontais, que carregaram espessas lascas das unidades meso e neoproterozóicas e de seu embasamento, contra o Cráton do São Francisco (Uhlein et al. 1986, 1990, 1991, 1995, Marshak & Alkmim 1989; Alkmim et al. 1989).

No domínio oriental (interno) a evolução tectônica é mais complexa, envolvendo sistemas de rampas de empurrão (frontais, laterais e oblíquas) e estruturas com geometria em flor (Uhlein et al. 1995). O domínio setentrional, que em Minas Gerais apresenta-se apenas no extremo nordeste do Estado, é marcado predominantemente por transcorrências (Mascarenhas et al. 1979). O principal episódio metamórfico que acompanha a deformação regional Brasileira na Faixa Araçuaí pode ser monitorado pelo estudo das paragêneses do tipo ocorrente no Grupo Macaúbas. Neste, observa-se uma ampla zoneografia do tipo média pressão, que evolui desde a fácies xisto-verde baixo até a fácies anfíbolito médio no sentido geral leste. Esta zoneografia é truncada por outra, do tipo baixa pressão, no setor central da faixa. Já no Supergrupo Espinhaço, não ultrapassa-se o metamorfismo da fácies xisto verde (Uhlein 1991).

CAPÍTULO 4

GEOLOGIA LOCAL

4.1 UNIDADES DE MAPEAMENTO

Os trabalhos de campo realizados permitiram que fossem reconhecidos na região três conjuntos litoestratigráficos maiores de mapeamento, designados de Complexo Porteirinha, Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas, além de coberturas aluvionares recentes. No Supergrupo Espinhaço, um detalhamento mais aprofundado permitiu ainda sua separação em cinco unidades distintas. Estudos estratigráficos serão futuramente conduzidos, tendo em vista a formalização das unidades geológicas informais aqui propostas como formações, bem como a reunião dessas formações em um grupo.

4.1.1 Complexo Porteirinha

Guimarães et al. (1993) dividiram o Complexo Porteirinha em seis unidades: Complexo Metamórfico Córrego do Cedro, Grupo Riacho dos Machados, Suíte Granitóide Pedra do Urubu, Suíte Granitóide Gorutuba, Suíte Monzonítica Paciência e Suíte Granítica Confisco. Destas seis unidades, aparecem na região estudada o Complexo Metamórfico Córrego do Cedro, o Grupo Riacho dos Machados e, possivelmente, as Suítes Granitóides Gorutuba e Pedra do Urubu.

O Complexo Córrego do Cedro engloba as rochas mais antigas da região e é representado por gnaisses bandados, de composição granítica *sensu lato*. Contém freqüentemente intercalações métricas a decamétricas de anfibólitos e de rochas metaultramáficas (serpentinitos e talcoxistos). Todo esse conjunto encontra-se intensamente dobrado, com dobras apertadas (observáveis na escala de afloramento, de fotos aéreas e em imagem de satélite) com flancos subverticais e eixo de direção N-S, com mergulhos para N ou S. Efeitos locais de migmatização são evidenciados por estruturas do tipo *schlieren* e nebulítica.

Encaixadas no Complexo Córrego do Cedro, com contatos marcados por zonas de cisalhamento de médio e alto ângulo (40° a 70° de mergulho) encontram-se as rochas do Grupo Riachos dos Machados. Este agrupa xistos metassedimentares e rochas metaígneas, ocorrendo como faixas, de direção geral N-S, segmentadas e distribuídas desde a cidade de Porteirinha até a localidade de Barroão, em Grão Mogol. O tipo litológico dominante na

unidade é um quartzo-biotita xisto com quantidades variáveis de plagioclásio, muscovita/sericita, clorita, granada e estauroilita.

Ocorrem ainda localmente, no Grupo Riacho dos Machados, intercalações métricas de formações ferríferas e de metaconglomerados polimíticos (com seixos de gnaisse e quartzo). Especula-se sobre a existência de rochas vulcânicas nesta unidade, mas não foram identificadas até o momento texturas ou feições típicas que comprovem este fato. Tais rochas de possível origem ígnea constituem corpos isolados de espessura métrica a decamétrica, intercalados nos xistos ultramáficos e ainda rochas foliadas ou não, de composição ácida a intermediária. Ressalta-se ainda que nas proximidades da cidade do Riacho dos Machados encontra-se a Mina de Ouro Fino, da CVRD, instalada sobre rochas xistosas da unidade que foram afetadas por zonas de cisalhamento (Fonseca & Lobato 1993).

As suítes graníticas Pedra do Urubu e Gorutuba são constituídas por rochas graníticas (predominantes na primeira) a tonalíticas (predominantes na segunda), com mineralogia a base de feldspato potássico e plagioclásio (em proporções variáveis), e de quartzo, com subordinada biotita, sendo comuns terrenos porfiríticos com fenocristais de plagioclásio ou de feldspato potássico. A presença de foliação metamórfica definida por aglomerados recristalizados de feldspato, bem como pela presença local de migmatização, indica a presença de um metamorfismo em fácies anfíbolito. Localmente encontram-se corpos anfíbolíticos cortando ambas as suítes.

Todas essas unidades foram deformadas e alteradas em zonas de cisalhamento, onde se formaram rochas miloníticas com paragêneses a quartzo + muscovita, e completa destruição do feldspato. Feições semelhantes são observadas nas rochas do Grupo Riacho dos Machados (Guimarães et al. 1993).

4.1.2 Supergrupo Espinhaço

O Supergrupo Espinhaço recobre em discordância angular e erosiva profunda, na porção oeste da área, rochas graníticas, gnáissicas e xistosas do Complexo Porteirinha. A leste da serra, o pacote quartzítico serrano é sobreposto concordantemente pelo Grupo Macaúbas. A este respeito, existem controvérsias importantes de onde realmente “situar” tal contato. Karfunkel & Karfunkel (1977), consideraram a existência de uma unidade quartzítica na base do Grupo Macaúbas na região de Itacambira-Botumirim, no extremo sul do “Anticlinório de Itacambira”, do mesmo modo que Chaves et al. (1999) na região de Grão Mogol.

Entretanto, outros autores como Drumond et al. (1980) e o Projeto Espinhaço (por exemplo, Roque *et al.*, 1996), colocaram tal unidade no topo do Supergrupo Espinhaço. Embora a questão desse contato ainda esteja sendo alvo de pesquisas específicas, a princípio, como o padrão geomorfológico dos quartzitos situados a leste é bastante distinto da seção serrana contígua (observável em campo e nas aerofotos), eles serão inseridos na base do Grupo Macaúbas, não sendo assim detalhados no atual trabalho. A largura da Serra do Espinhaço, que na região diamantífera de Grão Mogol (ao sul) varia entre 2-3 km, na área estudada aumenta para cerca de 8-9km. Isto se reflete também na espessura do pacote (vulcano) sedimentar, que aumenta de 300m para algo em torno de 1.000 m, em ambas áreas.

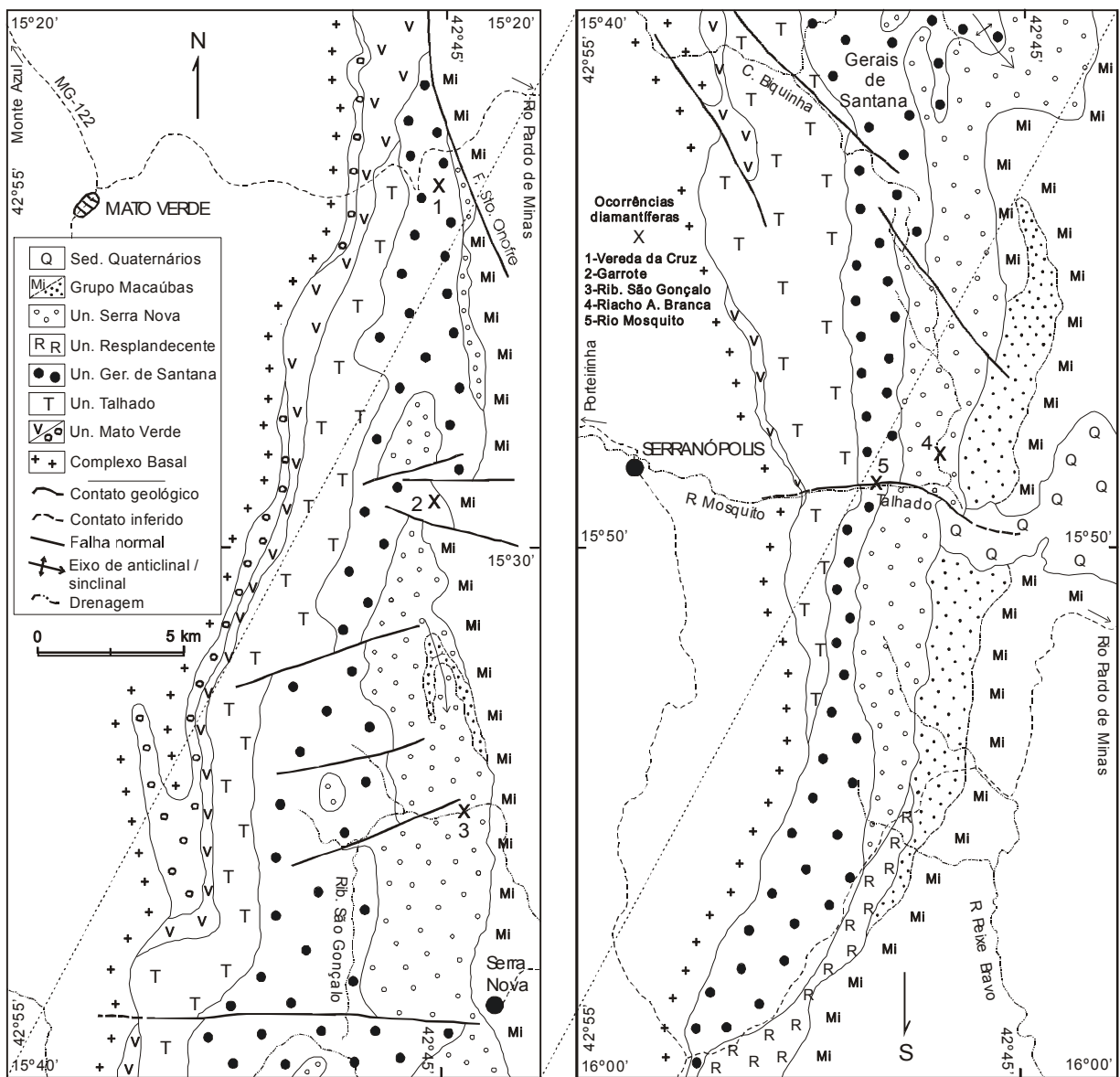


Figura 3: Mapa Geológico preliminar da região a leste de Porteirinha, entre Serranópolis de Minas e Mato Verde na escala original 1:100.000, segundo Chaves et al. (2005, modificado).

O mapeamento geológico realizado, com apoio da interpretação de fotografias aéreas da USAF (1:60.000) e de imagens de satélite da EMBRAPA (1:50.000), permitiu o reconhecimento de cinco unidades de mapeamento no Supergrupo Espinhaço. Essas unidades, orientadas N-S, foram designadas informalmente de Mato Verde, Talhado, Gerais de Santana, Resplandecente e Serra Nova, da base para o topo, as quais foram preliminarmente reconhecidas por Chaves et al. (2005) (Figura 3).

4.1.2.1 Unidade Mato Verde

Propõe-se a denominação de Formação Mato Verde para a unidade basal do Supergrupo Espinhaço, constituída por rochas vulcânicas de natureza ácida a intermediária com rochas conglomeráticas associadas, que ocorrem principalmente nas proximidades de Mato Verde e Monte Azul (esta última localidade já ao norte da área estudada). Tal unidade se estende na parte oeste da serra desde o extremo norte da área, acunhando daí para sul até cruzar o Rio Mosquito, onde a unidade que lhe é superior (Unidade Talhado) passa a constituir a base do Supergrupo Espinhaço.

As rochas desta seqüência foram inicialmente reconhecidas por Schobbenhaus (1972) e pelo Projeto LETOS (Costa et al. 1976), sendo melhor caracterizadas durante o Projeto Porteirinha-Monte Azul (Drumond et al. 1980, Menezes Filho 1980), onde se mostrou que a unidade ocorre em duas faixas mega-lenticulares distintas, a primeira com cerca de 20 km de extensão a leste de Monte Azul (ao norte), e a segunda comprida de 15 km a leste de Mato Verde (ao sul).

Embora de grande importância para o esclarecimento da evolução da bacia do Espinhaço na região, tal unidade nunca havia merecido estudos estratigráficos específicos. Assim, a possibilidade de identificação de duas subunidades distintas nesta formação, permitiu ainda sua divisão em um membro inferior, constituído principalmente de metaconglomerados polimíticos, e um membro superior, formado por rochas metavulcânicas de naturezas diversas junto a metassedimentos piroclásticos. Nas aerofotos, a unidade como um todo é facilmente reconhecível pela textura mais escura e lisa, em geral recoberta por matas de encosta, que se ressaltam tanto da textura plana e com drenagem dendrítica do Complexo Basal (a oeste), como do escarpamento íngreme e de drenagem retangular dado pelas rochas quartzíticas (a leste).

As rochas do Membro Inferior da Unidade Mato Verde foram reconhecidas de início no Projeto LETOS (Costa et al. 1976). Elas ocorrem descontinuamente, em

discordância erosiva sobre as rochas do embasamento, sendo na maior parte compostas por metaconglomerados em associação a xistos arcosianos, estes subordinados. Na área enfocada, as rochas desse membro são relacionadas à terminação sul da faixa meridional da formação, onde atinge cerca de 30m de espessura. O seu caráter xistoso e presença de feldspatos (alterados) fazem com que tais rochas quando meteorizadas muitas vezes sejam confundidas em afloramento com os gnaisses cataclásticos do Complexo Basal.

Os metaconglomerados são pobremente selecionados e polimíticos. Os clastos são de rochas gnáissicas e migmatíticas, rochas metabásicas alteradas e de quartzo de veio; os primeiros atingem as maiores dimensões no conjunto, alcançando até cerca de 25cm de diâmetro. Em geral, tais clastos são sub-angulosos a sub-arredondados, entretanto podem ser muito angulosos nas proximidades do contato com o embasamento. Os clastos de quartzo apresentam melhor arredondamento, embora junto ao citado contato ele também seja menor. A matriz é filítica ou xistosa, de tons cinza e sempre rica em óxidos de ferro. Afastando-se da zona de contato para leste, os clastos diminuem de volume passando a predominar a matriz xistosa, a qual, quando menos pronunciada, torna a rocha com aspecto de um metarcósio ou de quartzito feldspático.

O membro metaconglomerático faz contato transicional com as metavulcânicas acima posicionadas em termos estratigráficos. Em geral tal transição é dada pela ocorrência de uma rocha de natureza metaconglomerática com aspecto piroclástico, que provavelmente denuncia a fase inicial de vulcanismo (Foto 2).



Foto 2: Unidade Mato Verde. Rocha ácida em contato com conglomerado, localizada na cachoeira do Serrado, município de Porteirinha, mostrando megaclastos de quartzo e quartzito.

O Membro Superior, metavulcânico, engloba uma complexa associação de rochas ácidas a intermediárias em leitos maciços, com aglomerados e tufos vulcânicos associados, com espessura máxima estimada em 40 m. Análises petrográficas sobre as mesmas foram efetuadas pelo Projeto Porteirinha-Monte Azul, mostrando-se a existência de tipos litológicos com tendências ácida, intermediária e básica, “intercaladas” na mesma associação (Drumond et al. 1980, Menezes Filho 1980).

Uma única datação é disponível para tal seqüência (Babinsky 1995), revelando idade de 1.758 ± 20 Ma (U/Pb em zircão). Entretanto suas referências publicadas são as citações pertinentes em Brito-Neves et al. (1995) e Uhlein et al. (1995), as quais, no entanto, não particularizam que tipo rochoso foi datado ou mesmo sua localização.

Menezes Filho (1980) reconheceu na Serra do Espinhaço (a leste de Monte Azul), rochas vulcânicas de naturezas ácida e básica associadas (com “tendências” riolítica e andesítica), além de plutonitos também com aspectos geoquímicos variados. Na primeira categoria, esse autor incluiu riolitos, dacitos, riodacitos e latitos, enquanto na segunda, aparecendo com menor abundância, abrangia lavas andesíticas e rochas tufáceas associadas. O mesmo autor, ainda relacionou a tal seqüência, intrusões de rochas do clã gabro, tais como gabros, dioritos e granodioritos; entretanto, pelas descrições fornecidas e com os trabalhos ora efetuados, essas rochas constituem corpos intrusivos semelhantes aos que ocorrem em

múltiplas localidades ao longo da serra, datados em 906 Ma na região de Diamantina (Machado et al. 1989) sendo, portanto, inteiramente desvinculados do processo sedimentar do Supergrupo Espinhaço.

As rochas metavulcânicas, em relação aos aspectos químicos, mostram anomalias importantes quando comparadas a rochas similares da literatura (Tabela 1). Na figura 4 (página 44), onde se associam os óxidos MgO e TiO₂ (cf. Drumond et al. 1980), representam-se os dados dessas rochas juntamente com rochas metabásicas intercaladas na mesma seqüência (provavelmente de idade pós-Espinhaço), bem como os campos de rochas básicas e ácidas de outras localidades melhor estudadas.

Embora, como seria de esperar, as metavulcânicas de idade sin-Espinhaço sejam caracteristicamente distintas das congêneres pós-Espinhaço, destaca-se ainda a relativa discrepância de dados com as rochas vulcânicas ácidas/intermediárias e também das metabásicas com basaltos oceânicos modernos. No diagrama triangular de Jensen (Figura 4, pág 47), as meta-ácidas colocam-se no campo dos andesitos ricos em ferro, de filiação toleítica, e como nesse diagrama são considerados somente os cátions mais representativos e menos móveis, os álcalis não aparecem configurados.

Tabela : Resultados quanto a composição química das rochas metavulcânicas da Unidade Mato Verde.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TOTAL
Phonolite + Trachyte	73.36	0.43	10.42	6.02	0.23	1.21	0.28	1.01	5.06	98.02
Rhyoline	73.05	0.23	7.64	2.92	1.90	0.0	1.90	0.54	5.06	93.24
Rhyoline	66.51	0.67	15.12	7.97	0.14	0.30	0.42	4.58	3.13	98.84
Rhyoline	66.18	0.61	12.75	6.47	0.97	1.61	1.12	3.80	5.66	99.17
Trachyandesite	63.69	0.78	16.47	7.74	0.51	0.10	0.42	1.66	6.75	98.12
Mugearite	53.98	0.88	14.26	7.44	4.94	0.60	2.80	6.06	1.80	92.76
Phonolite + Trachyte	48.04	1.33	20.70	12.21	0.16	1.91	0.56	2.43	7.95	95.26
Hawaiiite	46.96	1.23	17.3	9.86	2.38	9.26	12.62	3.17	0.33	93.85
Hawaiiite	46.69	2.47	14.91	13.90	3.12	1.01	8.69	5.93	0.78	97.50
Hawaiiite	46.47	1.33	13.67	10.93	1.57	9.47	12.06	3.23	0.40	99.13
Hawaiiite	45.39	1.12	14.31	10.31	1.75	9.87	12.90	3.37	0.36	99.38
Hawaiiite	46.30	1.23	15.30	9.19	2.38	9.26	12.62	3.17	0.33	99.78

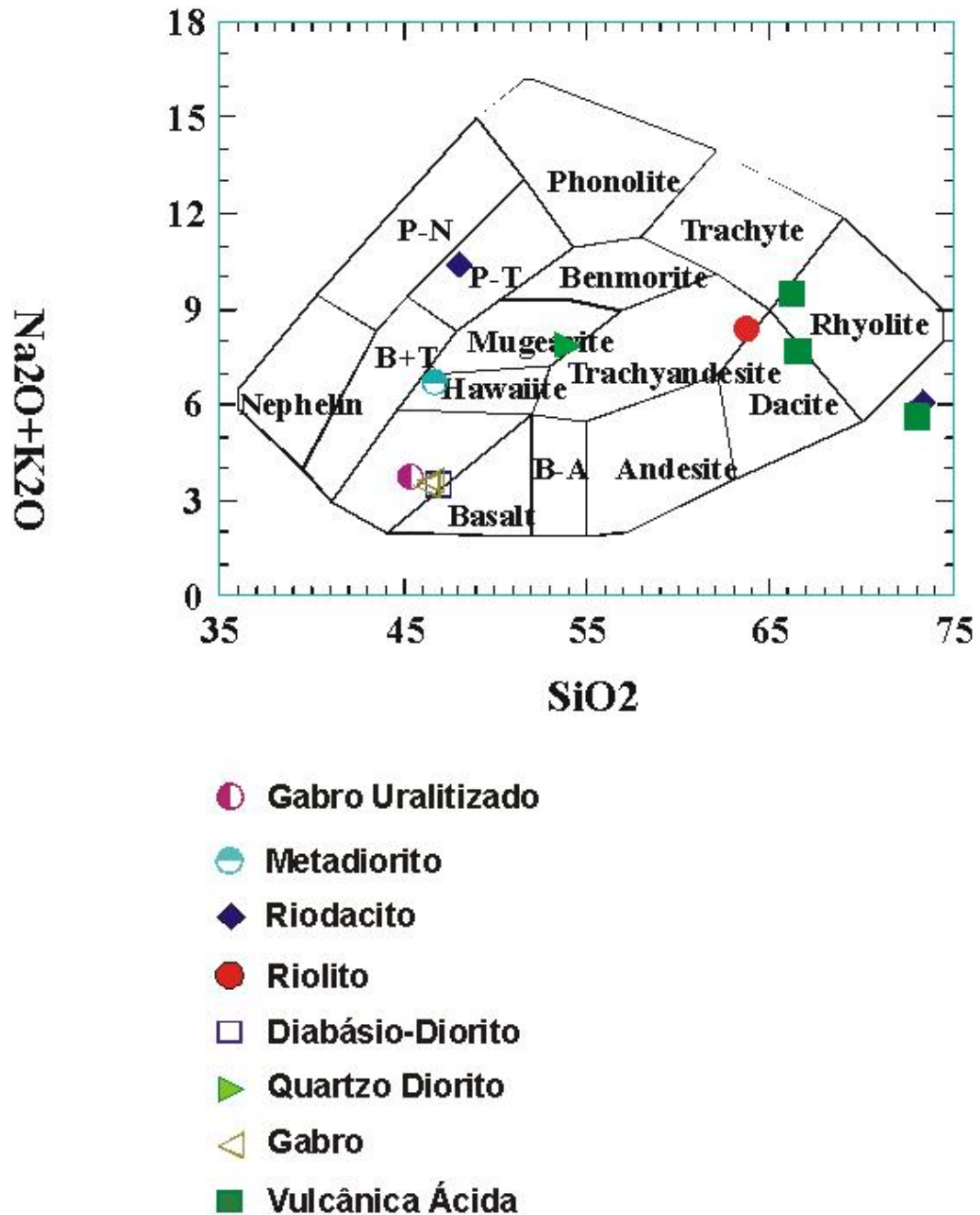


Figura 4: Diagrama triangular de Jensen, mostrando que as rochas estudadas projetam-se nos campos correspondentes às litologias, hawaiiito, mugearito, traquiandesito, dacito e riolito.

As análises químicas mostradas na tabela 1 e representadas no diagrama de Jensen (Figura 4), estão com teor de SiO₂ muito alto em relação às demais. Isso sugere a alteração da rocha por meio de intemperismo, o qual lixiviou os minerais de menor resistividade, ou então, esse fato seria devido a um aumento de fluxo hidrotermal que proporcionou a elevação do teor de SiO₂ na composição da rocha.

A fase de vulcanismo acima caracterizada se relaciona com a abertura do rifte Espinhaço, bem como os metaconglomerados associados, que representariam cunhas clásticas nesse mesmo contexto.

4.1.2.2 Unidade Talhado

Sob essa denominação, são individualizadas rochas de natureza metassedimentar arenosa predominantemente fina, com intercalações de quartzitos ferruginosos e, mais raramente, de filitos, situadas em termos estratigráficos sobre a Unidade Mato Verde, ou mesmo diretamente sobre o Complexo Basal, como na porção a sudoeste da área de estudo. Tal denominação foi proposta em alusão ao Canyon do Talhado, feição que ocorre no Rio Mosquito a leste de Serranópolis de Minas. No Projeto Porteirinha-Monte Azul, parte da mesma seqüência foi designada de modo informal como “Unidade pseqt1” (Drumond et al. 1980).

Em termos geomorfológicos, os quartzitos da Unidade Talhado constituem cristas alongadas, que são delimitadas por vales paralelos à estruturação regional do conjunto serrano. Algumas dessas cristas mostram-se entremeadas por escarpas abruptas ou encostas com declividades superiores a 45°. Em certos locais, a altura de tais estruturas pode ultrapassar 1400 m, entretanto no vale do Rio Mosquito as cotas variam em torno de 750 m, determinando assim desníveis superiores a 600 m. O padrão aerofotográfico dos maciços quartzíticos é caracterizado por lineamentos estruturais nítidos, que permitem distinguir facilmente a unidade das outras adjacentes.

Na maior parte, esses lineamentos coincidem com as direções de acamamentos, que por sua vez são subparalelas com a xistosidade quando mais desenvolvida sobre a seqüência. O *Canyon* do Talhado esculpido pelo Rio Mosquito está relacionado a falhamento normal de direção W-E, e nesta estrutura toda a seqüência encontra-se bem exposta da base ao topo (Foto 03).



Foto 3: Unidade Talhado aflorando no falhamento onde se encaixa o Rio Mosquito. No lado direito do paredão, a seta indica a posição de uma dobra de arrasto, mostrada na foto 9.

Os litotipos que compõem a Unidade Talhado são quartzitos puros com intercalações locais de quartzitos micáceos. Em todos esses, o grão é quase sempre fino, raramente médio, com níveis delgados e restritos de metapelitos (com espessuras menores que 1m), os quais apresentam-se fortemente deformados pela própria situação estratigráfica “espremida” em que se encontram. Níveis hematíticos milimétricos a centimétricos, ocorrem em todo o perfil, algumas vezes lembrando a aparência de formações ferríferas bandadas. As principais estruturas sedimentares verificadas são marcas onduladas de correntes e, subordinadamente, estratificações cruzadas planares com terminações assintóticas na base, em geral de pequeno porte.

No perfil do Rio Mosquito, observou-se que as marcas onduladas são mais abundantes em direção ao topo da seqüência (Foto 2), determinando assim um adelgaçamento geral das camadas nesta direção. Isto também é verificado no perfil da estrada Mato Verde-Rio Pardo de Minas, junto ao cruzamento com o Córrego Água Branca.

A espessura da formação, estimada com base em três perfis completos, oscila entre 300 m e 350 m. As rochas e estruturas sedimentares presentes, indicam ambiente litorâneo a marinho raso, concordando com o trabalho prévio de Drumond et al. (1980).



Foto 4: Unidade Talhado. Marcas de ondas mostrando variações no sentido das correntes, com comprimentos de onda entre 2 cm e 4 cm (proximidades da Fazenda do Índio).

Em seção delgada, os quartzitos Talhado exibem textura granolepidoblástica e composição mineralógica à base de quartzo (>90%), sericita (1-10%) e acessórios como zircão, turmalina e opacos. A sericita aparece em níveis bem definidos e, muitas vezes envolvendo grãos de quartzo, que se apresentam recristalizados e alongados segundo a estruturação regional. O zircão é arredondado, distribuindo-se aleatoriamente pelas amostras (indicando serem detríticos), às vezes também envolvidos por quartzo recristalizado. A turmalina aparece em cristais xenoblásticos ou raramente prismáticos, com frequência associados aos níveis sericíticos. Os minerais opacos exibem formas irregulares, e se associam em geral aos mesmos níveis ricos em sericita.

4.1.2.3 Unidade Gerais de Santana

Aqui designada Unidade Gerais de Santana, ocorre em extensa faixa de direção norte-sul sobrepondo os litotipos da unidade anterior ou diretamente em contato com o Complexo Porteirinha, conforme observado a sudeste de Serranópolis de Minas. Essa unidade é facilmente reconhecida nas aerofotos, onde se ressalta a queda brusca no relevo e um padrão mais “liso”, com expressão a leste da Unidade Talhado. No campo, observou-se que tal padrão morfológico é resultado da meteorização atuante em seus tipos litológicos, representados por uma seqüência heterogênea de quartzitos com granulometrias variadas e abundantes intercalações tanto de rochas rudíticas como pelíticas.

A unidade, em parte, foi previamente reconhecida por Drumond et al. (1980) sob a designação informal de “pæqt2”. A denominação Gerais de Santana foi tomada do nome da chapada alta que ocorre a noroeste do vilarejo de Serra Nova, onde uma sucessão de dobramentos suaves causa seu expressivo alargamento em termos laterais, de cerca de 1km no perfil do Rio Talhado para algo em torno de 4-6 km em tal localidade.

A formação é caracterizada por quartzitos finos a médios, localmente microconglomeráticos e quartzitos feldspáticos, com níveis abundantes de metaconglomerados intraformacionais, metarcósios, metassiltitos e filitos, com abundantes estruturas primárias preservadas. Ela aflora praticamente desde o extremo norte da área de estudo, a leste de Mato Verde, onde é balizada a leste pela terminação sul da grande “Falha de Santo Onofre”, até a extremidade sul onde ocorre seu estrangulamento e mesmo provável desaparecimento logo ao sul da estrada que liga Serranópolis de Minas a Rio Pardo de Minas.

Na porção sul da área, as rochas dessa seqüência assentam-se diretamente sobre o Complexo Basal, mais especificamente sobre a associação litológica designada de “Gnaisses bandados com corpos máficos/ultramáficos associados” por Drumond et al. (1980). A leste, no Córrego Garrote, ocorrem quartzito-metarenitos feldspáticos (mergulhando 20°-25° para oeste), e lateralmente filitos grafitosos cinza escuros e quartzitos ferruginosos do Grupo Macaúbas, com mergulhos por volta de 50°-60° para leste. A espessura da Unidade Gerais de Santana foi estimada entre 100 m e 150 m.

Morfologicamente, a unidade se caracteriza por chapadas descontínuas, cobertas esparsamente por colúvios arenosos. As cotas nessas chapadas variam em geral entre 1.050m-1.200 m sendo que, em suas bordas ocidentais e orientais, aparecem cristais quartzos que chegam a ultrapassar os 1.350 m de altitude dadas pelas unidades inferior e superior.

Na região de Mato Verde aparecem colinas constituídas de metarcósios em superfície aplainada, cobertas por colúvios arenosos, nas cotas entre 1.350 m e 1.400 m. Entre as nascentes do Rio Caripau e o Córrego São Gonçalo (a oeste de Serra Branca), é proeminente um morro cônico (constituído pela unidade superior), com características morfológicas peculiares dadas pela erosão diferencial em estratos subhorizontais. Nas fotos aéreas, esse morro configura uma estrutura circular (Figura 5). Essa provavelmente foi originada por movimento de falhas transcorrentes que proporcionaram um movimento dextrais.

Logo ao norte da localidade de Gerais de Santana, é também proeminente uma ampla estrutura dobrada que, morfológica e estratigraficamente, filia-se à estrutura mostrada na figura 6. O sistema de drenagem é do tipo dendrítico-retangular, como nas nascentes dos rios Caripau, do Côco, e do córrego da Bica, a oeste da localidade de Serra Branca.



Figura 5: Imagem de aerofoto mostrando estrutura circular ao norte da localidade de Gerais de Santana (Fonte: Aerofoto USAF 69).

Figura 6: Mapa de falhas e lineamentos baseado em fotos aéreas na escala 1: 60.000, mostrando as estruturas circulares originadas por falhas transcorrentes (Fonte: Fotomosaico USAF) .

Em termos litológicos, caracterizam esta seqüência quartzo-metarenitos e quartzitos feldspáticos, com intercalações abundantes de metaconglomerados, metarcósios e metassiltitos, os quais possuem desde decímetros até alguns metros de espessura.

A leste de Mato Verde afloram metarcósios, enquanto ao sul, no Córrego Garrote e nas cabeceiras do Riacho dos Machados, ocorrem quartzo-metarenitos feldspáticos, metassiltitos e metaconglomerados, muito pouco metamorfizados. Deslocando-se para o sul, percebe-se o aumento do grau diagenético, chegando-se a um intervalo metamórfico de fácies xisto verde. Essa passagem da diagênese ao metamorfismo é grosseiramente percebida ao microscópio pela fragmentação do cimento silicoso, pela recristalização dos grãos de quartzo e pela transformação das argilas da matriz em sericita e clorita, que são muitas vezes englobadas pelo quartzo neoformado.

Deste modo, à medida que se distancia em direção a sul, essas rochas sedimentares passam a quartzitos, metassiltitos e quartzitos feldspáticos. Entretanto, essa gradação não é contínua, ocorrendo esparsamente, propiciando a coexistência entre rochas mais ou menos metamorfizadas. Quanto à relação com os quartzitos puros e a sericita da unidade a leste, observa-se ao norte do Rio Mosquito, uma sensível diminuição do conteúdo feldspático, desaparecendo praticamente nas proximidades do contato. O conteúdo de argilas e micas vai, também, decrescendo gradativamente, não sendo notadas na unidade superior quaisquer intercalações argilosas. Assim, em direção a leste o grau de selecionamento vai aumentando, onde passam a predominar areias quartzosas.

Outra característica marcante dessa unidade é a abundância de estruturas primárias, tais como estratificações cruzadas, marcas de ondas de correntes e estratificações gradacionais. As estratificações cruzadas são planares e acanaladas, de pequeno a médio porte. Destacam-se sobremaneira a leste da Fazenda Valentim e no Riacho do Ouro. Nesses sítios, observam-se inversões do sentido da corrente em estratos alternados (Figura 7). As marcas de ondas retratam ondulações de correntes e mostram comprimentos de onda entre 2-4 cm. Entre o Riacho do Ouro e a localidade de Chapéu, em estratos alternados muito delgados (ordem de milímetros a centímetros), mostram sentidos variados para as correntes (distribuição em leque). Boas exposições de marcas de ondas assimétricas e simétricas ocorrem nas cabeceiras do Córrego São Gonçalo e do Córrego da Cruz.

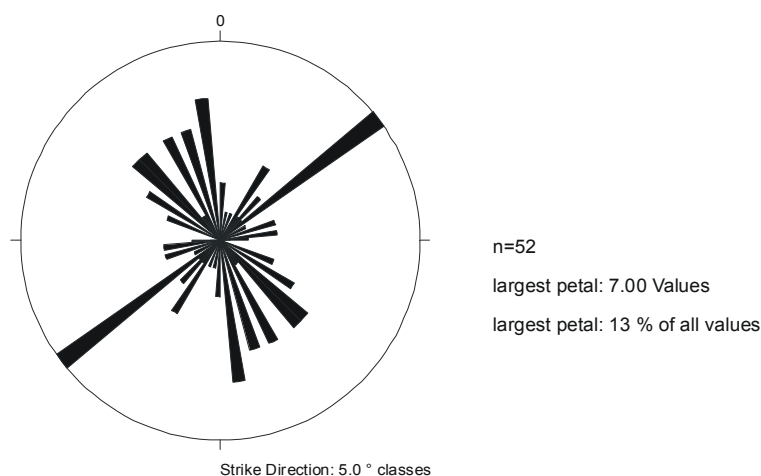


Figura 7: Diagrama de Rosetas mostrando a distribuição da orientação das paleocorrentes sob a forma de um histograma circular.

Os metaconglomerados dessa seqüência ocorrem em leitos delgados e apresentam megaclastos subarredondados de quartzitos das subunidades sotopostas, bem como raros quartzos de veio. Apresentam boa esfericidade e suas dimensões variam de grânulos a seixos grandes. Os clastos estão imersos em matriz síltica a arenosa feldspática, com freqüentes plaquetas de mica. É comum, tanto na matriz como entre os clastos, a ocorrência de quartzo azulado. Na estrada Serranópolis de Minas – Rio Pardo de Minas aparecem boas exposições desses conglomerados, que ocorrem na forma de lentes intercaladas aos estratos de quartzitos feldspáticos.

Por outro lado, próximos as nascentes do Rio Caripau, tem-se a exposição de um microconglomerado com clastos de dimensões variando de grânulos a seixos pequenos. Os quartzo-metarenitos feldspáticos mostram grau de seleção variável, grãos de quartzo azul em menor proporção que grãos de quartzo leitoso e feldspato caolinizado, em matriz argilo-micácea. Apresenta coloração esbranquiçada a cinza, disposta tanto em leitos maciços, quanto em finas lâminas. Sua separação dos outros litotipos dessa seqüência não é variável, pois, ocorrem sempre em leitos interestratificados, com espessuras variáveis de decímetros a metros.

Análise microscópica de lâmina delgada em quartzo-metarenito de granulação fina proveniente do Córrego Garrote, mostrou a presença de quartzo, sericita, opaco e zircão, com grãos de quartzo angulosos e, às vezes, arredondados. Alguns grãos mostram extinção ondulante e, raramente, fraturas, com um ou outro grão exibindo borda de crescimento secundário em continuidade ótica com o grão original, evidenciando ter sido bem arredondado

e de boa esfericidade. A sericita ocorre em palhetas margeando os grãos de quartzo, às vezes englobada pelo quartzo recristalizado. O zircão ocorre em cristais prismáticos, raras vezes arredondados e dispersos pela amostra. Os opacos, muitas vezes, inclusos no quartzo, ocorrem em cristais com formas irregulares.

Os quartzo-metarenitos feldspáticos mostram granulação variável de fina a grossa, cor cinza-clara, com núcleos caolinizados oriundos da alteração de feldspatos. A oeste de Serra Branca, eles tornam-se mais recristalizados, transformando-se em quartzitos feldspáticos. Em seção delgada, tais rochas exibem textura granoblástica com abundante relictos da textura clástica original. Sua composição mineralógica base é quartzo, microclínio, sericita e material argiloso.

O quartzo é o constituinte principal e aparece em cristais de formas irregulares, devido ao elevado grau de recristalização da rocha; ele é inequigranular e pela diferença de granulometria com relação aos grãos de microclínio, percebe-se que a rocha original era mal classificada. O conteúdo em matriz é superior a 5%, caracterizando um sedimento imaturo. Os grãos apresentam-se nas variedades mono e policristalina, embora não seja possível precisar quais dessas eram detríticas. Apesar da forma angulosa, percebe-se pela franja que delimita o crescimento secundário, que os grãos eram arredondados e de elevada esfericidade. O microclínio, apesar de anguloso a subarredondado, possui alta esfericidade. Esses feldspatos mostram-se argilitizados, e alguns cristais denotam sericitização incipiente, ocorrendo localmente penetração de matriz pelas fraturas. Essa é sericítico-argilosa, aparecendo contornando e embainhando os grãos clásticos, verificando-se ainda material argiloso original, relicto do processo de transformação para sericita e clorita.

Tal material está aprisionado em cristais de quartzo originados da recristalização do cimento silicoso original. A rocha mostra indícios de que sofreu efeito térmico que as colocaram entre diagênese extrema e metamorfismo incipiente. A abundância de cristais de feldspato argilitizados, nessa rocha, permite classificá-la como arcósio incipientemente metamorfizado.

Os filitos e metassiltitos ocorrem sempre alterados, e suas melhores exposições estão nas imediações do Riacho do Ouro, onde se intercalam a quartzo-metarenitos. A oeste de Serra Branca aparecem muito saprolitizados em voçorocas, nas áreas mais aplainadas. Nessas voçorocas, tais saprólitos apresentam cores variadas (rósea a cinza claro) e, quando menos alterados, mostram-se cinza esverdeados a cinza escuros.

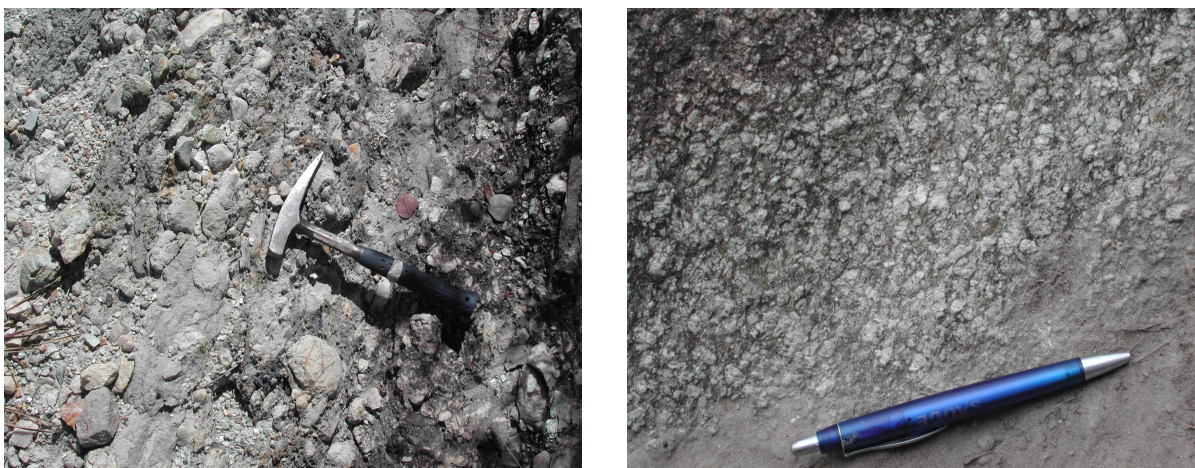


Foto 5: Afloramento de metaconglomerado polimítico da Unidade Gerais de Santana, na estrada aberta em direção as torres de alta tensão da CEMIG, a leste de Serranópolis de Minas. Foto 6: Contato entre o metaconglomerado da mesma unidade e filito.

Nesse estado, percebe-se também uma grande quantidade de micas associadas aos grãos de quartzo. Localmente, nota-se gradação granulométrica de silte a areia fina, em leitos centimétricos. Cumpre assinalar que essas rochas apresentam-se freqüentemente crenuladas, conforme observado na faixa entre Serra Branca e Serranópolis de Minas.

As litologias presentes e as estruturas sedimentares abundantes, como estratificações cruzadas acanaladas, permitem considerar para a unidade um ambiente de deposição continental do tipo fluvial. Deve-se ainda ressaltar que em todos os locais onde já ocorreu garimpagem (mesmo incipiente) de diamantes, esta é a unidade encaixante ou então ela aparece na porção superior da drenagem envolvida.

4.1.2.4 Unidade Resplandecente

Essa unidade, já formalizada em Karfunkel & Karfunkel (1975, 1976), se caracteriza por quartzitos finos com sericita, quartzitos sericíticos e raros níveis associados de quartzo-muscovita-sericita xisto. Schobbenhaus (1971) havia antes agrupado essas rochas no Grupo Minas (Pflug 1965) separando, no entanto, um nível de quartzo-muscovita-sericita xisto na localidade de Pindaíba da Madeira como uma “ilha” da sua Fácies Macaúbas. Viveiros et al. (1978) consideraram esses quartzitos e xistos como parte do Supergrupo Espinhaço.

O Projeto Jequitinhonha (Fontes et al. 1978), usando a mesma conotação dos autores precedentes, inseriu essas rochas no âmbito do Supergrupo Espinhaço Indiviso. No Projeto Porteirinha-Monte Azul, a seqüência foi chamada informalmente de “p_{eeqt3}” e considerada como uma fácies da subunidade “p_{eeqt2}” transformada por metamorfismo dinâmico (Drumond et al. 1980).

A área de distribuição da Unidade Resplandecente se limita à porção meridional da área, se estendendo para sul em direção a Grão Mogol. Essa unidade aflora de modo descontínuo e sobrepondo-se as litotipos da Unidade Gerais de Santana. Além da granulometria e textura dos quartzitos, tal unidade apresenta com características marcantes estratificações cruzadas tabulares, de pequeno e grande porte, que ocorre ao longo de todo perfil com cerca de 200 m.

Essa unidade em Grão Mogol possui espessura em torno de 300m, mas seu adelgaçamento na região faz com que a mesma esteja por volta de 150m - 180m até completo desaparecimento na escala de mapeamento. Em direção ao norte foram ainda verificadas algumas pequenas manchas dessa unidade (não identificadas no mapa), comportando-se como uma fácies dentro da unidade que lhe é superior.

Em termos morfológicos, ao longo do limite com as rochas do Complexo Basal, os quartzitos dessa seqüência apresentam um relevo acidentado, caracterizado por cristas escarpadas, cujas altitudes oscilam entre 725 m e 1.000 m. Em geral, as cotas mais elevadas na sua faixa de ocorrência, excetuando-se algumas cristas da Serra da Bocaina, são inferiores às altitudes das cristas ocorrentes no âmbito das unidades quartzosas situadas ao norte. Assim, verifica-se grosseiramente um rebaixamento das cotas mais elevadas à medida que se desloca para sul. Entretanto, ao sul da área de estudo, na Serra da Bocaina, junto ao contato com as rochas do embasamento, algumas cotas ultrapassam os 1.200 m.

O Rio Vacaria, que atravessa toda essa seqüência de oeste para leste, é um afluente da margem esquerda do Rio Jequitinhonha. Alguns cursos, como os córregos Bocaina, Preto, Mariana, Tapagem e o Rio Ventania, no extremo sul da subunidade, correm em vales ortogonais. Em geral, esses vales acompanham as mudanças na direção do acamamento, como nos grandes dobramentos do Córrego Samambaia.

O contato com as rochas do embasamento está bem exposto no Rio Vacaria e na BR-251, ao sul da região. Nesses locais, observa-se que as rochas do Complexo Basal estão intensamente catacladas e, localmente, transformadas em quartzo-sericita xistos. Os quartzitos do Supergrupo Espinhaço, em contato com essas rochas, mostram uma foliação muito pronunciada e um aspecto placóide, concordante com a foliação cataclástica das rochas gnáissicas ou xistosas em que elas estão localmente transformadas. Assim, nesse contato, observa-se nitidamente discordância litológica e uma concordância estrutural, indicando o caráter penecontemporâneo de estruturação dessas feições geológicas.

A leste, o contato se faz com a Unidade Serra Nova e com as unidades do Grupo Macaúbas. O contato com a primeira e com os quartzitos do Grupo Macaúbas a sudeste de Serranópolis de Minas, nas imediações da Fazenda Rio da Cruz, não pode ser facilmente identificado em campo, tanto pelo grau de alteração, como pela similaridade dos litotipos que compõem essas unidades. A verificação local do contato entre essa unidade e os metapelitos do Grupo Macaúbas também é dificultada por colúvios que recobrem as encostas.

Entretanto, em alguns locais, observa-se que o confronto entre as duas unidades é brusco. Os quartzitos apresentam uma estruturação mais homogênea, e os níveis do quartzo-sericita xistos são raros, enquanto que a unidade pelítica do Grupo Macaúbas apresenta, em toda sua extensão, níveis de filitos intercalados a quartzitos impuros. Esses quartzitos destacam-se dos outros principalmente pela presença de hematita lamelar em sua composição.

Os quartzitos com sericita possuem coloração esbranquiçada, cinza e rósea, granulação fina a média e, localmente, friabilidade elevada, constituindo o litotipo predominante na seqüência. Os quartzitos sericíticos mostram poucas diferenças estruturais em relação aos primeiros. As foliações nessas rochas variam amplamente, porém sempre relacionadas às grandes estruturas observadas nas aerofotos. Junto ao contato com as rochas do Complexo Basal, esses quartzitos aparecem intensamente foliados, compostos à base de feldspato e magnetita. Alguns núcleos foram preservados do metamorfismo dinâmico e sugerem que esses quartzitos originalmente deveriam ser quartzo-arenitos. Nesses mesmos núcleos, observam-se abundantes estratificações cruzadas tabulares de porte médio e alto ângulo entre os estratos.

Quanto aos níveis de quartzo-sericita xistos, constata-se que os mesmos eram originariamente intercalações de níveis pelíticos que tiveram seus clastos quebrados, e seus feldspatos inteiramente argilitizados e sericitizados pela ação tectônica. Como essas intercalações são variáveis em intensidade, ora predominando quartzitos, ora quartzo-sericita xistos, os contatos entre seus litotipos não podem ser facilmente identificados.

Microscopicamente, os quartzitos a sericita e os quartzitos sericíticos diferem apenas pelo domínio da textura granoblástica sobre a granolepidoblástica nos primeiros, e uma ligeira maior percentagem em sericita nos últimos. Ambas as texturas coexistem nos dois litotipos e essa diferença na percentagem de sericita é verificada também macroscopicamente. A granulação é fina a média, com ligeira orientação do quartzo e da sericita.

O quartzo é o constituinte principal e os cristais são finos, inequigranulares e estão recristalizados. Exibem contatos retos, estão engrenados entre si e estirados segundo uma direção preferencial, às vezes mostrando textura *mortar*. A sericita ocorre linearmente disposta, constituindo ou não leitos contínuos, localmente englobados por quartzo recristalizado. Já a clorita raramente ocorre associada à sericita. Turmalina e zircão constituem fases acessórias freqüentes; a primeira é idiomórfica, tem tonalidade verde escura e mostra-se em grãos finos dispersos associados às palhetas de sericita, enquanto o segundo é também arredondado e disperso entre os outros constituintes.

Os quartzo-sericita xistos caracterizam-se pela textura granolepidoblástica e pelas microdobras nos leitos micáceos. Essa textura é produto de cataclase por dobramento, promovendo fluxo ao redor dos cristais de quartzo. Mineralogicamente constituem-se de quartzo, muscovita, sericita, zircão e turmalina. O quartzo ocorre em cristais poligonais com extinção ondulante, dispostos em leitos e às vezes apresentando forma lenticular e a sericita como palhetas curtas, distribuídas por toda rocha, tanto isoladas como em leitos contínuos às vezes com microdobramentos.

A turmalina ocorre em cristais prismáticos verde escuros, em geral associada aos leitos micáceos, e o zircão em diminutos grãos arredondados, também associado às micas. Minerais opacos aparecem em cristais finos e irregulares, disseminados entre os leitos micáceos. Em termos de metamorfismo, embora não se disponha de parâmetros mais precisos que definam uma passagem da diagênese para o metamorfismo, essas mudanças podem ser grosseiramente identificadas em campo ou em amostras de mão.

Além da granulometria e textura dos quartzitos, tal unidade apresenta como característica marcante estratificações cruzadas tabulares, principalmente de pequeno e médio portes, que ocorrem nos núcleos preservados do metamorfismo. Assim, esses metarenitos possuem nitidamente uma origem eólica, provavelmente em contexto litorâneo.



Foto 7: Estratificação cruzada tabular da Unidade Resplandecente (Estrada de Mato Verde a Rio Pardo de Minas).



Foto 8: Estratificação cruzada medindo mais de 5 m de espessura e estendendo-se por uma distância de 160 m, pertencente à Unidade Serra Nova (Fazenda do Índio).

4.1.2.5 Unidade Serra Nova

Sob essa denominação, tomada do vilarejo de Serra Nova (município de Rio Pardo de Minas), caracterizam-se os quartzitos puros ou a sericita e, localmente, os quartzitos avermelhados a cloritóide, que ocorrem balizando o topo do Supergrupo Espinhaço na região. Raramente se preservam estruturas primárias que possibilitem a caracterização do ambiente de sedimentação. Essas rochas distribuem-se desde a região ao sul de Serranópolis de Minas até o limite setentrional da área e foram, parcialmente, reconhecidas por Drumond et al. (1980) sob a denominação informal de unidade “pæqt4”.

A unidade limita-se a oeste e ao norte com os quartzitos feldspáticos da Formação Gerais de Santana, e a leste com o Grupo Macaúbas. Tal contato, quando feito com a unidade quartzítica deste grupo, muitas vezes é de difícil reconhecimento, embora os quartzitos sejam notavelmente mais impuros e com óxido de ferro disseminado. Entretanto, quando o contato é feito com a unidade metapelítica da mesma seqüência, a oeste aparece um quartzito branco silicificado e ligeiramente sericítico, que é sobreposto por uma rocha argilosa, alternada sucessivamente com leitos areníticos de espessura variáveis, denotando contraste litológico marcante.

Outro fato importante é o de que a seqüência rítmica encontra-se notavelmente dobrada junto ao contato, fato não verificado nos quartzitos do Espinhaço. Em termos morfológicos, nos blocos constituintes dessa unidade aparecem nas cotas mais elevadas de todo o conjunto do Supergrupo Espinhaço na região.

Nas serras de Montevideú e do Guará, nas proximidades de Monte Azul (fora da área de estudo) as altitudes alcançam até 1.850 m. Para o sul, na área de estudo, essas altitudes são menores, ocorrendo cotas máximas da ordem de 1.400 m, chegando a valores mínimos da ordem de 1.000 m. O padrão morfológico e a drenagem estão altamente condicionados à litologia típica dessa unidade. Nas aerofotos, apresenta um aspecto rugoso e o fraturamento intenso dos blocos condiciona o desenvolvimento e evolução dos cursos d'água existentes. O fraturamento ressaltado nas mesmas mascara em grande parte as características sedimentares originais. A vegetação bastante escassa se condiciona aos sopés das escarpas e às zonas de maior umidade em fraturas.

Essa unidade é litologicamente constituída por uma seqüência monótona de quartzitos puros ou a sericita, em camadas que mergulham suavemente para leste, com espessura estimada em 250 - 300 m. Apenas junto ao contato com os quartzitos feldspáticos,

ocorrem quartzitos avermelhados (cor-de-carne), onde em vários afloramentos foi identificado cloritóide em rosetas ou fibras esparsas. Raramente observam-se estruturas primárias nesta seqüência. A oeste e nordeste da Fazenda Rio da Cruz, a sudeste de Serranópolis de Minas, foram identificadas estratificações cruzadas, tipo planar de médio porte. Na Fazenda do Índio, onde desemboca o *Canyon* do Talhado, foram observadas estratificações cruzadas gigantes, com porte superior a 30 m (Foto 8). Deve ser ressaltado que marcas onduladas não foram observadas no âmbito dessa unidade.

Outra característica marcante da unidade é a presença local de lazulita (erroneamente chamada de dumortierita, em Drumond et al. 1980), seja disseminada nos quartzitos, seja em veios de quartzo hidrotermais, como observado na subida serrana a oeste de Serra Nova e em outros locais. Principalmente ao norte do Rio Mosquito, nota-se um gradual decréscimo do conteúdo de feldspato e argila no âmbito da Unidade Gerais de Santana, imprimindo à rocha, progressivamente, uma composição mais quartzosa e indicando uma passagem gradacional para a presente unidade.

Em outros locais não se percebe essa transição, encontrando-se os metassedimentos imaturos da unidade inferior em contato brusco com os quartzitos a sericita. Localmente, interpõe-se nessa zona de contato o quartzito a cloritóide, evidenciando também uma passagem brusca entre ambas. Nas cabeceiras do Rio Serra Branca, verificam-se quartzitos silicificados e feldspáticos, sobrepostos por níveis delgados de quartzito sericítico bem foliado e quartzito a cloritóide, os quais, por sua vez, estão em contato brusco com os quartzitos dessa unidade.

Os quartzitos típicos da seqüência apresentam cores branca, bege ou cinza clara, raramente rósea ou amarelada. A granulometria grada de areia fina a areia média e a composição é essencialmente quartzosa, embora sericita/muscovita sejam encontradas esparsamente por toda a rocha. As variações litológicas na seqüência são restritas. Assim, a noroeste da Fazenda Vereda d'Água, nota-se um pequeno aumento no conteúdo de micas e, raramente, observam-se alguns níveis centimétricos de cor marrom acinzentada, onde ocorre hematita disseminada.

Ao microscópio, essas rochas mostram uma textura granoblástica e constituição essencialmente à base de cristais de quartzos engrenados entre si. O quartzo exhibe forte extinção ondulante e um ou outro cristal mostra bordas de crescimento secundário em continuidade óptica com o grão original. Verifica-se então que esses grãos eram bem

arredondados e de elevada esfericidade. A sericita aparece envolvendo os cristais de quartzo ou é englobada pelo quartzo recristalizado.

O quartzito vermelho ou cor-de-carne, forma corpos descontínuos, também dispostos segundo a direção N-S, formando relevos com encostas menos íngremes que aquelas dos quartzitos a sericita. Aparece geralmente sob a forma de blocos deslocados, com fraturas proeminentes, tanto junto ao contato com os quartzitos feldspáticos da Unidade Gerais de Santana, como ainda junto aos ritmitos do Grupo Macaúbas.

Sua cor típica é função da inalterabilidade da rocha, uma vez que quando mais intemperizada, sua cor tende a tons mais claros. Apresenta granulação média, esporadicamente com intercalações de níveis de granulação mais grossa, com grãos de quartzo azulados e arroxeados, de formas irregulares. Esse quartzito pode ser facilmente identificado em campo, tanto pela sua cor azul acinzentada, quando fresco, ou verde ao se alterar. O mineral que dá essas cores, cianita e/ou lazulita, ocorre finalmente disseminado em lamelas isoladas ou em agregados sob a forma de rosetas.

Nessa última rocha não são verificadas quaisquer estruturas primárias preservadas. Em seção delgada, tais quartzitos exibem textura granoblástica-cataclástica, sendo compostos essencialmente por quartzo em cristais xenoblásticos, estirados segundo a laminação tectônica e com forte extinção ondulante. Ocorrem cristais idioblásticos de cloritóide, tanto isolados, como em agregados sob forma de rosetas, dispostos segundo a laminação da rocha. A deposição da unidade ocorreu, possivelmente, sob condições litorâneas (em parte expostas) e de mar raso.

4.1.2.6 Grupo Macaúbas

Filitos grafitosos, metadiamicititos e quartzitos impuros constituem as litologias predominantes. Os primeiros ocorrem junto ao contato com a Unidade Serra Nova, destacando-se na paisagem pela feição de relevo bastante arrasada. Acima estratigraficamente, os metadiamicititos constituem conglomerados suportados pela matriz, contendo fragmentos angulosos até bem arredondados que variam em tamanho de grânulos até matacões. Os tipos de fragmentos mais frequentes são: quartzo, granito, gnaiss, calcário, quartzo xisto e filito. Os quartzitos são geralmente impuros, mal selecionados, feldspáticos e às vezes, ferruginosos e conglomeráticos. Quartzitos puros com estratificação cruzada e marcas onduladas ocorrem, sotopostos horizontalmente a metadiamicititos, na porção norte da área (Serra do Côco). Aparecem ainda metassiltitos, de cor cinza-amarelado ou esverdeado e que possuem, geralmente, um bandamento definido pela alternância de níveis delgados de cor

cinza-claro com cinza pouco mais escuro. Os contatos entre as rochas do Grupo Macaúbas e aquelas unidades constituintes do seu embasamento, são marcados por zonas de cisalhamentos subhorizontais, ou então por falhas reversas de alto ângulo (Guimarães et al. 1993). É comum encontrarem-se também em toda a área diques clásticos de direção variáveis (predominantemente N-S), com espessura entre 1 e 20 m e comprimentos de até 5 km. Alguns deles se destacam no relevo e podem ser observados até em imagens de satélite.

Os contatos entre as rochas do Grupo Macaúbas e aquelas unidades constituintes do seu embasamento, são marcados por zonas de cisalhamentos subhorizontais, ou então por falhas reversas de alto ângulo (Guimarães et al. 1993). É comum encontrarem-se também em toda a área diques clásticos de direção variáveis (predominantemente N-S), com espessuras entre 1 e 20 m e comprimentos de até 5 km. Alguns desses diques se destacam no relevo e podem ser observados até em imagens de satélite.

4.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO

Na parte oeste da Serra do Espinhaço, as rochas gnáissicas com intercalações de anfibolito do Complexo Porteirinha são marcadas por uma deformação muito acentuada, gerando dobras apertadas, complexas, e mesmo dobras em bainha. Essas dobras possuem flancos subverticais e eixos de direção N-S, com mergulho para N ou S. As mesmas se associam a falhas de empurrão e zonas de cisalhamento de médio a alto ângulo, onde a formação de milonitos é comum, o que faz muitas vezes que se confundam as rochas milonitizadas do embasamento com as vulcânicas da Unidade Mato Verde. O metamorfismo associado a esta seqüência é da fácies anfibolito alto.

No Supergrupo Espinhaço e no Grupo Macaúbas a estruturação dominante é em homoclinal, com os eixos em torno de N-S e mergulhos de baixos a médios para leste (20-45°). Localmente esses eixos N-S encontram-se redobrados por uma outra fase de deformação mais fraca, com eixo em torno de E-W. As estruturas sedimentares tipo estratificações cruzadas encontram-se bem preservadas especialmente na unidade de topo (Unidade Gerais de Santana), o que, junto com as marcas onduladas, denota o baixo grau metamórfico presente (fácies xisto verde).

Baseando no estilo de deformação e comportamento das rochas aflorantes, a estrutura da Serra do Espinhaço está condicionada a tectônica de calvamentos, sendo dois domínios principais de deformação: a leste da Serra do Espinhaço desenvolve-se tectônica de cavalgamento, na maioria das vezes frontais, de direção mediana, vergentes para oeste. Neste

domínio, é maior a magnitude de deformação, desenvolvendo-se foliação miloníticas juntamente com nítida lineação de estiramento que marca a direção de transporte tectônico. O domínio ocidental distingue-se do oriental pela baixa magnitude de deformação imposta às rochas do Supergrupo Espinhaço. Nele predomina amplas dobras assimétricas, com xistosidade plana axial submeridiana, eventualmente cortadas por falhas N-S.

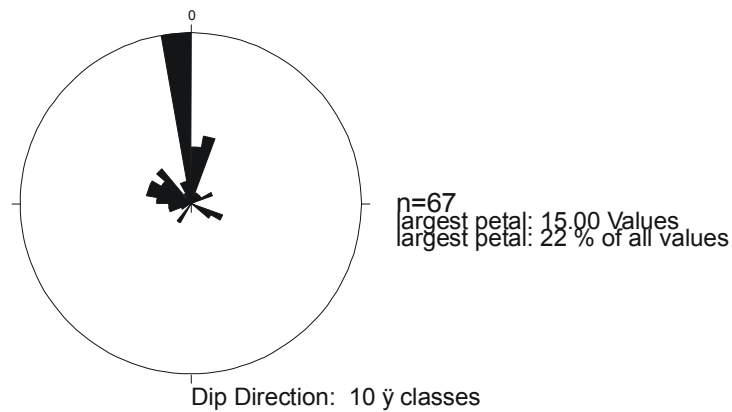


Figura 8: Diagrama de rosetas mostrando a distribuição da orientação das fraturas.

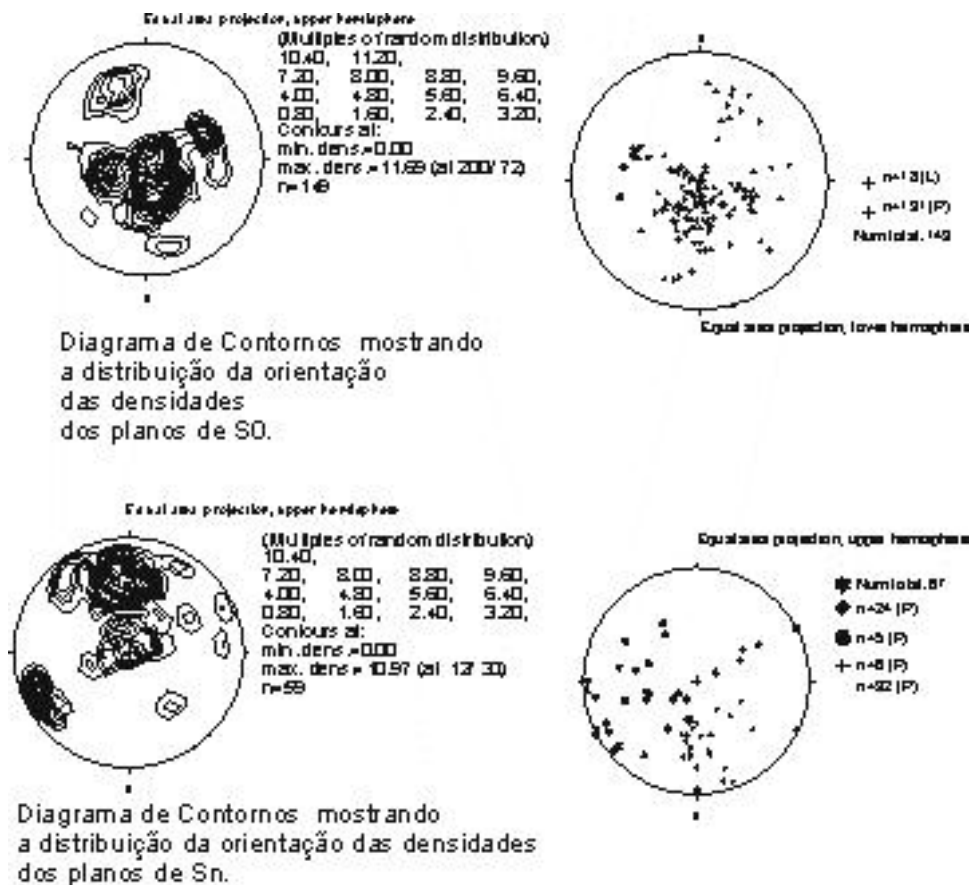


Figura 9: Diagrama de contornos mostrando a distribuição da orientação das densidades dos planos de S_0 e S_1 .

N

S

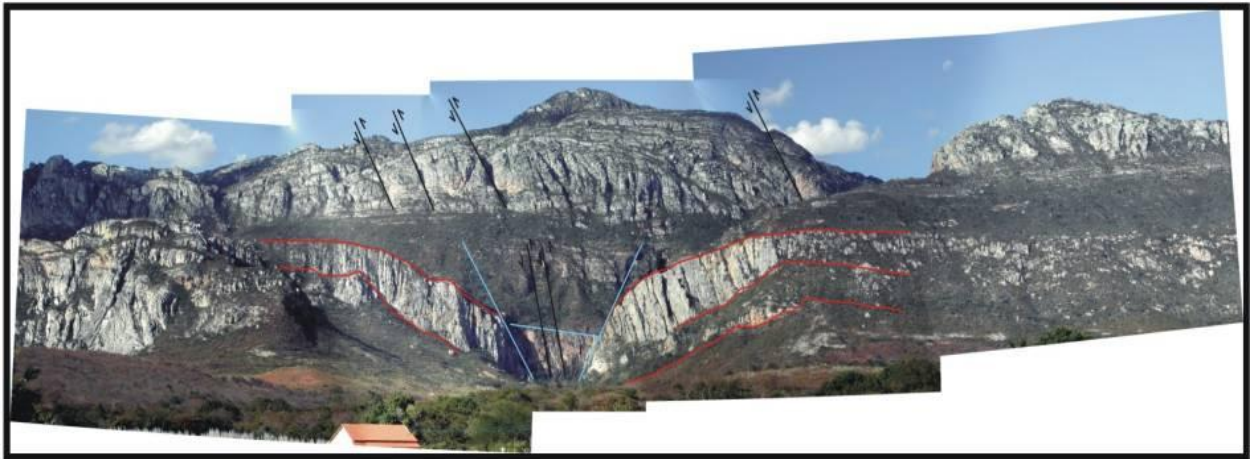


Foto 9: Falhas de alto ângulo com rebatimento de bloco gráben (porção serrana próxima à cachoeira do Serrado, município de Porteirinha).

As rochas da área foram submetidas à tectônicas compressiva e extensiva, na qual falhas de cavalgamento são as estruturas dominantes. Elas apresentam-se como rampas frontais, e truncam os flancos curtos de dobras assimétricas mesoscópicas, em quanto cortam o acamamento sub-horizontalizado (Foto 10). Por sua vez, tais dobras possuem posição indefinida quanto à estratificação, pois podem cortar um corpo de metabrecha onde o acamamento não é visível.

Junto às principais zonas de falhas, desenvolvem-se milonitos, onde a proporção de filossilicatos aumenta significativamente, com o desenvolvimento de bandamento descontínuo, devido à alternância de faixas quartzosas e micáceas, envolvendo blocos de quartzito de morfologia amendoada. Ocorre também cataclase, com as fraturas sendo preenchidas por veios de quartzo.



Foto 10: Unidade Serra Nova. Acamamento dobrado em estrutura de dimensões métricas, de ângulo apical aproximadamente 70° e vigência para WNW (Fazenda do Índio, município de Rio Pardo de Minas).

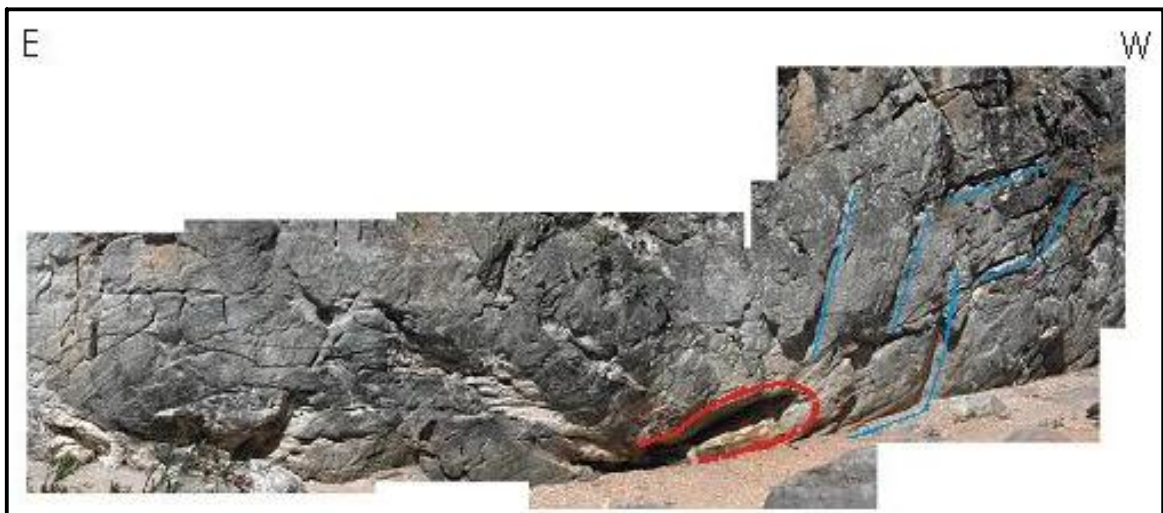


Foto 11: Dobra de arrasto em regime dúctil-rúptil (vermelho), com imbricamento de alto ângulo indicando cavalgamento de leste para oeste (azul), em zona de cisalhamento de sentido dextral, também de leste para oeste.

Internamente às unidades estratigráficas, desenvolveram-se falhas e zonas de cisalhamento de menor porte, em condições rúpteis a dúctil-rúpteis, com geometria de rampas

e patamares, sendo estes últimos controlados pelo acamamento. Mesoscopicamente formam-se estruturas típicas de *duplexes*, com blocos cavalgados superpostos em empilhamento. As falhas estão quase sempre acompanhadas por faixas milonitizadas, atestando desenvolvimento sob condições parcialmente dúcteis, formando-se uma foliação milonítica de morfologia anastomosada, com estruturas do tipo *foliation fish*, mas que não afetam o pacote de quartzitos de forma penetrativa.

Nos quartzitos, o acamamento mostra-se dobrado em estrutura de dimensões métricas, de ângulo apical aproximadamente 70° , charneiras arredondadas com perfil de dobras paralelas, mantendo as espessuras dos estratos constantes com isógonas convergentes. São invariavelmente assimétricas, com vergência para WNW, flancos curtos rompidos por falhas inversas e eixo subhorizontal, de orientação entre os quadrantes $270^\circ - 340^\circ$. As dobras parasíticas mostram vergência variável, sempre para o núcleo da estrutura maior. Podem ser geneticamente classificadas como deslizamento flexural, o que é atestado pelas estrias de deslizamento nos planos de estratificação. Mostram foliação plano-axial de morfologia anastomosada.

A foliação nos quartzitos, conforme vista ao microscópio, desenvolve-se como palhetas de sericita envolvendo porfiroclastos pouco deformados de quartzo, apresentando extinções ondulantes e, raramente, bandas de deformação. Subgrãos irregulares com novos grãos recristalizados nas bordas (microestruturas do tipo *core and mantle*), chegando a rocha a adquirir estrutura protomilonítica.

4.3 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Durante o Paleoproterozóico, sobre um núcleo continental estável criado no arqueano, instalavam-se bacias, nas quais, inicialmente, depositou-se o Supergrupo Minas, ainda sob a vigência de uma atmosfera redutora, como registrado pela presença de *bifs* e conglomerados ricos em pirita detrítica. A seqüência comporta horizontes litológicos espessos e contínuos lateralmente por vários quilômetros. Estas feições, aliadas aos aspectos do quimismo das formações ferríferas à ausência de vulcanismo sin-sedimentar expressivo e à presença de metassedimentos terrígenos, indicam que a deposição ocorreu sobre uma plataforma marinha continental estável, em bacia epicratônica ou pericratônica levemente subsidente.

No final do Paleoproterozóico, teve lugar um período de instabilidade tectônica caracterizada por arqueamento e distensão crustal, com implantação de bacias periféricas intracratônicas e sedimentação continental (estágio pré-rifte) (Uhlein et al. 1986). Os primeiros indícios de rifteamento são fornecidos por diques de quartzitos, do preenchimento sedimentar de fraturas que então se formava (Pflug et al. 1980). No estágio rifte, o mecanismo gerador de tensões, possivelmente processo de espalhamento lateral de câmara magmática ao longo da interface crosta manto, ou outra descontinuidade, foram responsáveis por falhamentos normais profundos (falhas lítricas), gerando feições do tipo *horst* e *grabens*. Configurou-se, dessa forma, uma extensa bacia alongada no sentido norte-sul, com calha principal próximo ao meridiano de Mato Verde e Porteirinha.

A fase rifte é iniciada com sedimentos conglomeráticos provavelmente depositados na forma de cunhas clásticas associadas a falhas normais, nas bordas uma etapa de magmatismo ácido a intermediário, extrusivo, onde caracterizada por seqüências fluviais de canais entrelaçados costeiros e de leques (*fan deltas*), relacionados ao vulcanismo ácidos. Este vulcanismo está datado em torno de 1.750 Ma (Dossin et al. 1993, Brito-Neves 1995); idade que indica a abertura inicial do rifte. A sucessão que representa esta fase constitui as unidades Talhado e Gerais de Santana (Figura 8).

O preenchimento sedimentar inicial da bacia ocorreu num domínio continental. A fase transicional marcada pela extensa deposição de seqüência costeira com influência eólica, constitui a Unidade Resplandecente. O domínio continental predominantemente, que perdurou na bacia durante a sedimentação, evoluiu para um ambiente de características marinhas. A sedimentação da seqüência de topo da Serra do Espinhaço Setentrional deu-se sobre uma plataforma rasa até um domínio costeiro dominada por movimentação epirogênica.

A alternância de metapelitos e quartzitos, representada pelo Grupo Macaúbas, as quais fornecem um registro desses movimentos. Por fim, tem-se a fase pós-rifte, a qual expressa o alargamento final da bacia e é evidenciada pela seqüência metassedimentar litorânea e plataformar. Essa fase marca uma etapa essencialmente transgressiva (com episódios regressivos subordinados), em que a sedimentação transborda os limites originais do rifte e passa a ocupar plataforma marinha relativamente ampla. Fora da Cordilheira do Espinhaço, os depósitos sedimentares desta fase estão representados principalmente na Serra do Cabral e no extremo noroeste do estado, a oeste da faixa de exposição do Complexo Porteirinha.

Na figura 10 apresenta-se a coluna estratigráfica proposta para a área.

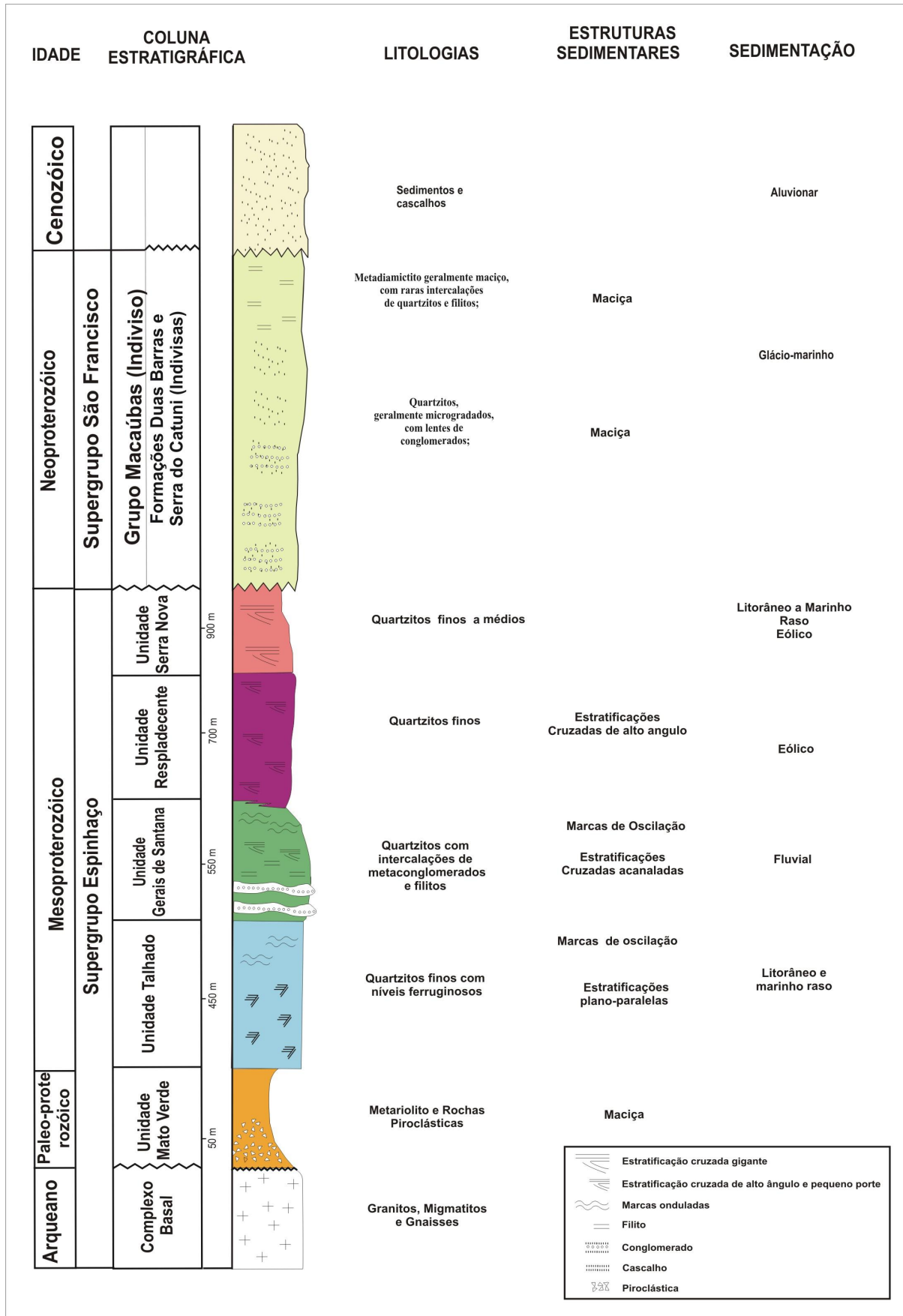


Figura 10: Coluna Estratigráfica da região de Serranópolis de Minas – Mato Verde (MG).

4.4 DEPÓSITOS DIAMANTÍFEROS

São reportadas, ainda que originalmente baseadas em informações locais, ocorrências diamantíferas nas seguintes localidades de norte para sul, todas aluvionares (Figura 4): (1) ao sul da localidade de Vereda da Cruz, (2) ao norte da localidade de Garrote, ambas a leste de Mato Verde (Drumond et al. 1980), (3) no Ribeirão São Gonçalo, ao norte de Serra Nova (Geól. J. Addad, comunic. verbal), (4) Riacho Água Branca, a leste de Serranópolis (Schobbenhaus 1972), (5) Rio Mosquito, no local “Poção do Talhado” (informação do autor do estudo), (6) Fazenda Curral de Pedra (Helmreichein 1846).

Os aluviões onde ocorreram as incipientes atividades de lavra diamantífera em geral são geral pequenos, da ordem de 1-2 m de largura e profundidades inferiores a 50 cm. A exceção, deve-se ao Poção do Talhado (Foto 12), no Rio Mosquito, onde na década de 1980 o local foi lavrado com uso de maquinários pesados. O Rio Mosquito nesse trecho possui cerca de 8-10 m de largura por uns 4 m de profundidade, com uma lâmina de cascalho de pelo menos 2 m de espessura. Todas as ocorrências citadas estão sobre, ou nas proximidades onde a Unidade Gerais de Santana ocorre a montante da drenagem. Como essa última unidade contém abundantes lentes metaconglomeráticas, revela-se assim uma aparente associação de relacionamento. Deste modo, sugere-se que futuros estudos sobre a fonte do diamante na região devam priorizar tal unidade.



Foto 12: O Rio Mosquito no local conhecido como Poção do Talhado, onde na década de 1980 ocorreram atividades de lavra diamantífera.

CAPÍTULO 5

GEOCRONOLOGIA DE ZIRCÕES DETRÍTICOS

5.1. PROSPECÇÃO ALUVIONAR APLICADA À REGIÃO

A prospecção no meio aluvionar de minerais pesados com interesse econômico tem se revelado um importante instrumento na descoberta de novos depósitos, onde em geral o manto intempérico é bastante espesso (Chaves et al. 2002). O tamanho, a forma e o arranjo espacial dos componentes mineralógicos constituem algumas das propriedades texturais mais importantes dos sedimentos, que definem a sua microgeometria. Por outro lado estruturas sedimentares estão bem relacionadas às feições maiores, que são geralmente bem observadas em escala de afloramento e constituem a sua macrogeometria.

Essa distribuição granulométrica pode ser utilizada para identificar os paleoambientes em que os sedimentos foram depositados. Algumas dessas características dos depósitos secundários valorizam seu potencial exploratório, tais como a natureza inconsolidada que viabiliza economicamente depósitos com teor de alguns pontos por metro cúbico; o relativo custo de exploração, pesquisa e lavra e a alta razão entre as gemas e os diamantes industriais, aumentando os preços médios por quilate. Assim, o objetivo desse item é o de enfatizar os tipos de transporte dos diamantes por sistemas fluviais a longas distâncias de sua área fonte.

Essa metodologia foi aplicada à região de Serranópolis de Minas – Mato Verde, com o intuito de verificar a possível presença de minerais indicadores de fontes primárias de diamantes.

5.2. MECANISMOS DE TRANSPORTE FLUVIAL

Para melhor compreensão dos mecanismos de transporte dos minerais pesados, como também a dos diamantes, serão tecidas considerações gerais sobre os processos fluviais capazes de transportá-los.

5.2.1 Leques Aluviais

As fácies fluviais do tipo “leques aluviais” são caracterizadas por uma sedimentação proximal grossa com correntes aquosas e fluxos de detritos associados.

Em função do clima vigente, podem ser classificados em leques semi-áridos, com predominância de processo de transporte por *debris flows* e leques úmidos, com contribuições de transporte por tração. Sua implantação depende de altos topográficos, pois necessitam de gradientes de relevo acentuado, podendo o mesmo ser originado ao longo de escarpas de falhas, por soerguimento crustal ou a partir da construção de edifícios vulcânicos.

As litologias depositadas incluem desde conglomerados polimíticos (com proporções variadas de matriz) até arenitos e argilitos nas porções distais. Entre as estruturas sedimentares observadas ocorrem canais erosivos, acamamento gradacional e estratos cruzados acanalados. A espessura dos depósitos é diretamente controlada pela magnitude dos soerguimentos nas áreas adjacentes. No caso de regiões com atividade tectônica prolongada, depósitos de até milhares de metros de espessuras podem ser registrados.

5.2.2 Sistemas de Rios Entrelaçados

O sistema fluvial entrelaçado é caracterizado pela alta energia de transporte em regime de fluxo superior. São caracterizados pela migração de barras longitudinais e transversais com deposição de cascalhos, areias e muito raramente material pelítico, apresentando pequena distribuição lateral. Dependendo da natureza do suprimento, do gradiente a partir das áreas fontes e da razão de descarga (velocidade de fluxo e carga de sedimentos), ocorrem rios entrelaçados dominados por areias ou por cascalhos (Suguio 1973). Os rios dominados por cascalhos são mais importantes na concentração de minerais pesados, sendo representados por subcanais divididos por barras emersas nas épocas secas.

A migração desta forma de leito produz conglomerados e arenitos com imbricação de seixos, estratos cruzados, acamamento gradacional normal e inverso, além de canais de reativação. O transporte se dá predominantemente através de processos tracionais e existe uma tendência de diminuição da granulometria com o transporte. O aumento da granulometria e a presença de novos materiais na carga de fundo são causados pela entrada de distributários, com diferente história deposicional do sistema entrelaçado principal.

Por definição, minerais pesados são os que têm pesos específicos superiores aos dos minerais mais comuns em rochas sedimentares, tais como quartzo e feldspato

Tabela 3: Composição química das amostras de zircão analisadas por MEV-EDS.

ZIRCÃO (dados em %)								
Elementos	TALHADO					RIO DA CRUZ		
	b5-1	B5-2	B5-3	A2-1	A2-3	RCB-B6-1	RCB-B6-2	RCB-B6-3
ZrO ₂	97.68	96.67	96.52	86.77	99.38	71.49	71.05	72.02
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	26.59	25.24	23.56
TiO ₂	0.00	0.95	1.22	0.14	0.00	0.17	0.04	0.72
Al ₂ O ₃	0.82	1.06	0.00	0.83	0.51	0.92	0.23	1.50
HfO ₂	1.00	0.00	0.70	12.26	0.00	0.00	3.44	0.76
Fe ₂ O ₃	0.51	1.32	1.57	0.00	0.11	0.83	0.00	1.42
	100.8	100.7	100.6	100.5	100.4	100.3	100.2	100.1
								100.0

Tabela 4: Composição química das amostras de turmalina e de xenotímio analisadas por MEV-EDS.

ELEMENTOS	TURMALINA (dados em %)			ELEMENTOS	XENOTÍMIO (dados em %)		
	RIO DA CRUZ				TALHADO		
	RCA-a1-1	RCA-a1-2	RCA-a1-3		A4-1	A4-2	A4-3
Y ₂ O ₃	60.04	52.24	55.56	SiO ₂	46.75	48.06	46.60
P ₂ O ₅	37.10	38.91	37.01	Al ₂ O ₃	38.13	39.83	39.60
Al ₂ O ₃	1.89	2.82	4.23	CaO	0.00	0.46	0.00
CaO	0.75	0.43	0.00	MgO	6.70	5.75	7.41
MgO	0.10	0.08	0.17	Y ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.12	0.76	0.50	FeO	8.41	5.90	6.39
Fe ₂ O ₃	0.00	1.17	0.39	Total	100.0	100.0	100.0
SiO ₂	0.00	3.58	2.14				
MnO	0.00	0.00	0.00				
Total	100.0	100.0	100.0				

Em sedimentos policíclicos antigos, o zircão e a turmalina chegam a ser praticamente os únicos minerais pesados, a exceção do diamante, que podem sobreviver aos processos de transporte. Assim, de um modo geral, a abundância desses minerais em uma assembléia de minerais pesados permite sugerir a ocorrência de:

- a) abrasão prolongada e/ou intenso intemperismo químico ou;
- b) retrabalhamento sucessivo de sedimentos antigos.

As amostras detríticas estudadas foram selecionadas a partir de amostragem aluvionar em leito vivo, no *Canyon* do Talhado (Rio Mosquito) e no Rio da Cruz, ambas obtidas de drenagens que cortavam diretamente as rochas metaconglomeráticas da Unidade Gerais de Santana (vide Mapa Geológico, em anexo).

A separação de zircão foi realizada a partir de concentrados de minerais pesados, estes obtidos pelo bateamento e posterior peneiramento nas frações granulométricas inferiores a 0,25 mm. Além do zircão, cujas análises são fornecidas na Tabela 3, outros minerais (zircão, turmalina, magnetita) foram identificados através de MEV-EDS (análises realizadas no Demin, Escola de Engenharia da UFMG).

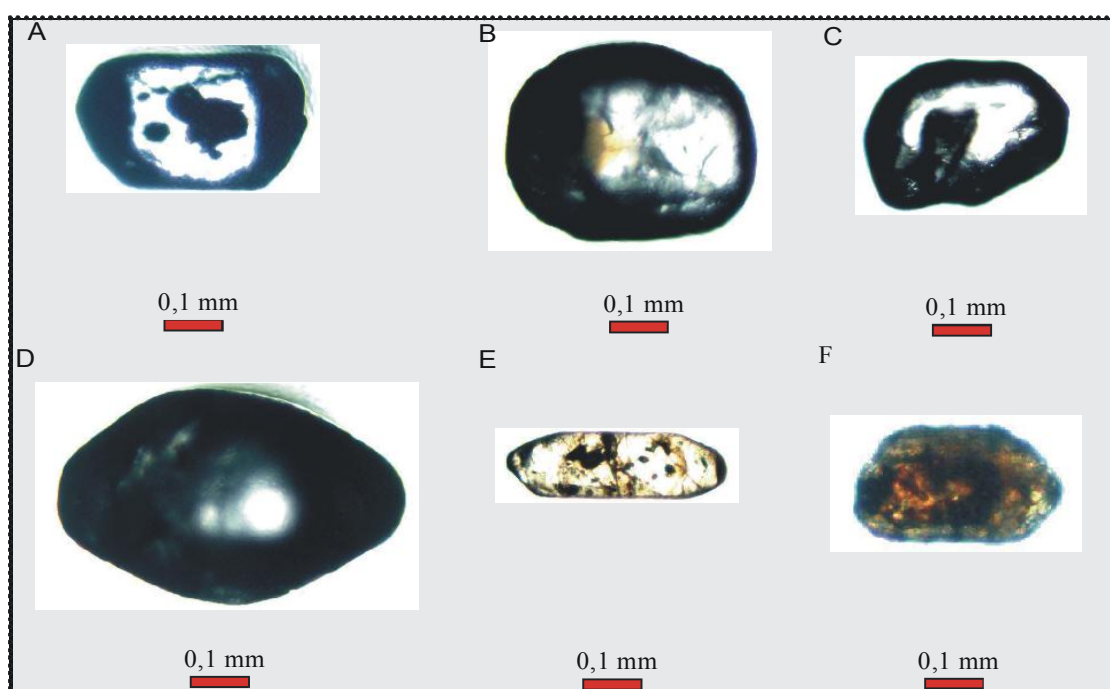


Figura 11: Variedades de zircões encontrados nas frações de minerais pesados do grupo de minerais ultra-estáveis.

- A) Zircão prismático mal arredondado com inclusões (localidade Talhado).
- B) Zircão prismático bem arredondado (localidade Rio da Cruz).
- C) Zircão prismático arredondado (localidade Talhado).
- D) Zircão prismático bem arredondado (localidade Rio da Cruz).
- E) Zircão prismático de cor amarela, mal arredondado e com inclusões (localidade Talhado).
- F) Zircão prismático zonado com inclusões (localidade Talhado).

Os dados obtidos por intermédio dos zircões estudados trouxeram importantes interpretações a respeito da formação dos depósitos onde se encontram. Dessa maneira, as propriedades físicas e químicas particulares dos zircões, tais como

dureza e alta estabilidade química que os fazem resistir aos processos intempéricos e metamórficos, permitiram que esses minerais sobrevivessem continuamente ao longo do registro geológico (Figura 11).

Entretanto existe uma sistemática redução no tamanho médio dos cristais a partir da área-fonte, como resultado do transporte fluvial. Assim, observa-se que os diamantes economicamente viáveis podem ocorrer em locais a centenas de quilômetros desde sua área fonte primária, e a Unidade Gerais de Santana expressa muito bem esse fato. Logo, o fornecedor para essa área pode estar, segundo os dados morfológicos (e geocronológicos, conforme o próximo item) dos zircões, a milhares de quilômetros ou então próximos.

5.3 ASPECTOS GERAIS SOBRE O MÉTODO Pb-Pb

O método de evaporação de zircões é aplicado no Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso). As amostras detríticas foram selecionadas de duas localidades onde aluviões recentes cortam rochas metaconglomeráticas da Unidade Gerais de Santana: Rio Mosquito (*Canyon* do Talhado) e Rio da Cruz.

A separação do zircão foi realizada a partir de concentrados de minerais pesados, que foram obtidos através da técnica de prospecção aluvionar, envolvendo peneiramento e bateamento local, e posterior peneiramento em laboratório, visando frações granulométricas inferiores a 0,250mm. Os concentrados de minerais pesados foram submetidos inicialmente a tratamento com bromofórmio. A fração pesada sofreu, em seguida, separação magnética com um separador eletromagnético Frantz.

Os cristais selecionados são preferencialmente aqueles sem evidências de metamictização, sem inclusões ou fraturas, porém, em caso de um baixo número, podem também ser analisados, com reservas, cristais apresentando essas características. Finalmente, os cristais selecionados são depositados e aprisionados em um filamento de rênio em formato de canoa, para subsequente introdução em espectrômetro de massa Finnigan MAT 262.

Os dados geocronológicos são obtidos pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão em filamento duplo. Essa técnica posiciona frente a frente dois

filamentos de rênio, sendo um de evaporação em forma de canoa, onde o cristal de zircão é aprisionado, e um de ionização, a partir do qual o Pb é analisado. Geralmente, são realizadas três etapas de evaporação ou aquecimento (EV) a 1.450°C, 1.500°C e 1.550°C, com intervalos de tempo de 3 a 5 min. de evaporação para cada etapa. O Pb evaporado deposita-se imediatamente no filamento de ionização, o qual é mantido a uma temperatura ambiente. Dependendo da quantidade de Pb que o cristal contém e de sua capacidade em se fixar no filamento de ionização, pode-se realizar até cinco ou mais EV.

Passado o tempo de evaporação, o filamento é desligado e o filamento de ionização é aquecido a uma temperatura em torno de 1.050°C até 1.200°C, e o Pb ali depositado é ionizado. Em cada EV são obtidos, em geral, de 5 (análise em monocoletor) até 10 blocos de dados (análise em multicoletor). Cada bloco fornece 5 varreduras proporcionando, em geral, 8 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. A partir das médias das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos blocos é definida uma idade característica para cada etapa de evaporação.

Os resultados são representados num diagrama relacionando Idade (Ma) versus Etapas de Aquecimento, onde cada etapa fornece, em geral, uma idade. Em geral, são consideradas as idades obtidas nas etapas de mais alta temperatura que são as mais representativas da idade de cristalização do mineral, eliminando-se as etapas de mais baixa temperatura. Esses resultados são apresentados com desvios a 2σ e as correções do Pb comum são feitas mediante uso do modelo do Pb em estágio duplo proposto por Stacey & Kramers (1975), utilizando a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

5.4 RESULTADOS OBTIDOS

A datação de zircões obtidos na localidade do Rio da Cruz forneceu os resultados que são mostrados na Tabela 5. Os cristais de zircões analisados pertencem às frações $< 0,250$ e $> 0,150$ mm. São cristais predominantemente alongados, prismáticos, de coloração castanha clara, rosa e amarelada, com formas geométricas bem definidas e apresentando, em alguns cristais, fraturas e ainda alguma inclusão.

Foram analisados quatorze zircões, sendo que um não forneceu emissão para leitura espectrométrica. Nos 13 zircões restantes, 200 blocos de razões

207Pb/206Pb forneceram idades médias entre 2.857,43 ± 4 Ma (cristais C1-C10-C13), 2.661,5 ± 8 Ma (cristais C4-C6), 2.482,2 ± 8 Ma (cristal C12), 2.205,57 ± 9 Ma (cristais C5-C7-C9), 2.177,8 ± 33 Ma (cristal C11) e 2.081,0 ± 6 Ma (cristais C3-C8) (Tabela 5).

No gráfico respectivo a essa tabela (Figura 10), estão representadas as idades obtidas no método de evaporação dos zircões.

Tabela 5: Resultados analíticos Pb/Pb obtidos pela evaporação de zircões da Unidade Gerais de Santana na região do Rio da Cruz, a leste de Serranópolis de Minas.

Zircão	Razões	204Pb/206Pb	2s	208Pb/206Pb	2s	(207Pb/206Pb) _c	2s	Idade	2s
C1/1	1826	0,00001	0,000012	0,20359	0,00081	0,20408	0,00061	2859,3	4,9
C1/3	2440	0,000061	0,000003	0,47641	0,00212	0,12834	0,00024	2075,7	3,3
C1/4	2432	0,000027	0,000004	0,14464	0,00168	0,18091	0,00085	2661,5	7,8
C1/5	3664	0,00014	0,000039	0,18984	0,00781	0,13786	0,00074	2200,8	9,4
C1/6	6468	0,000047	0,000013	0,57052	0,06846	0,1809	0,00092	2661,5	8,5
C1/7	5860	0,000059	0,000032	0,196	0,00179	0,13907	0,00028	2215,9	3,5
C1/8	1832	0,000141	0,00007	0,23362	0,00104	0,12912	0,0007	2086,3	9,5
C1/9	2446	0,000344	0,000151	0,16687	0,01219	0,1378	0,00116	2200,0	14,5
C1/10	2246	0,000048	0,000002	0,41843	0,00152	0,2046	0,00038	2863,7	3,0
C1/11	826	0,000071	0,000082	0,12154	0,00312	0,13604	0,00254	2177,8	32,5
C1/12	2252	0,000068	0,00003	0,30494	0,00361	0,1625	0,00076	2482,2	7,9
C1/13	3030	0,000003	0,000027	0,21882	0,01182	0,20282	0,00047	2849,3	3,7

C1-C10-C13
C3-C8
C4-C6
C5-C7-C9
C12
C11

Idade média obtida: 2.857,43 ± 4 Ma

Idade média obtida: 2.681,0 ± 6 Ma

Idade média obtida: 2.661,5 ± 8 Ma

Idade média obtida: 2.205,57 ± 9 Ma

Idade média obtida: 2.482,2 ± 8 Ma

Idade média obtida: 2.177,8 ± 33 Ma

A datação de zircões a partir da segunda localidade estudada, Talhado no Rio Mosquito, forneceu um número maior de amostras. Nesta, foram separadas e analisados 63 cristais pertencentes às frações < 0,25 e > 0,15 mm. Os cristais são predominantemente, curtos, prismáticos, de coloração castanha clara, branca, amarelada ou rosada, em geral com formas geométricas arredondadas (Figura 11).

Alguns cristais apresentam fraturas ou ainda algumas inclusões. Do total de cristais analisados, 57 foram considerados para cálculo da idade, fornecendo 879 blocos

de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Tabela 6). No gráfico abaixo estão representadas as idades obtidas pelo método de evaporação de zircões (Figura 12).

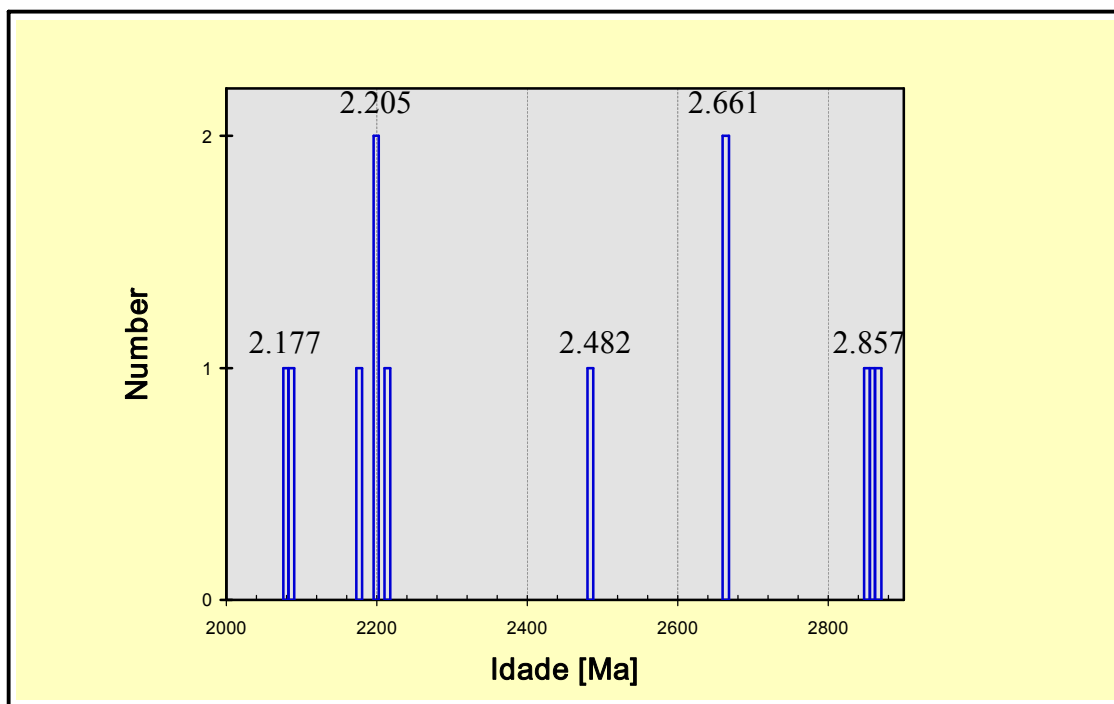


Figura 12: Gráfico representativo das idades (abcissa) *versus* etapas de aquecimento (ordenada), na localidade de Rio da Cruz.

Tabela 6: Resultados analíticos Pb/Pb da evaporação de zircões da região do Rio Mosquito (Talhado), a leste de Serranópolis de Minas.

Zircão	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	Idade	2σ
T2/1	46/54	0,000217	0,000123	0,10246	0,00074	0,07337	0,00095	1024,5	26,3
T2/2	24/56	0,000097	0,000009	0,10042	0,00405	0,05907	0,00012	570,1	4,4
T2/3	20/34	0,000082	0,000009	0,21757	0,00211	0,05918	0,00013	573,8	4,9
T2/4	46/70	0,000112	0,000007	0,17778	0,01213	0,05841	0,00025	545,5	9,2
T2/5	0/78	0	0	0	0	0	0	0	0
T2/6	28/78	0,00022	0,000025	0,27916	0,01832	0,06032	0,00049	615,2	17,6
T2/7	12/12	0,000265	0,00003	0,10256	0,00122	0,06008	0,00045	606,9	16,4
T2/8	6/24	0,000393	0,000022	0,14376	0,00261	0,05946	0,00059	584,1	21,7
T2/9	118/124	0,000021	0,000012	0,19221	0,0037	0,0587	0,00014	556,1	5,1
T2/10	42/58	0,000142	0,000049	0,14923	0,0013	0,0595	0,00033	585,5	11,9
T2/11	0/52	0	0	0	0	0	0	0	0
TN/12	40/94	0,000026	0,000022	0,06608	0,00073	0,18342	0,0004	2684,4	3,8
TN/13	10/24	0,000349	0,000006	0,36929	0,02857	0,06193	0,00031	671,9	10,5
TN/14	30/50	0,000092	0,000007	0,13645	0,00228	0,05992	0,00046	601	16,7
TN/15	46/54	0,000331	0,000048	0,08685	0,00997	0,07694	0,00064	1120	16,5
TN/16	52/56	0,000307	0,000077	0,33226	0,01264	0,05886	0,00047	562,3	17,5
TN/18	18/26	0,000288	0,000015	0,08726	0,00048	0,05829	0,00015	541	5,6
TN/19	8/8	0,000062	0,000026	0,12721	0,01841	0,07691	0,00259	1119,1	67,1
TN/21	10/32	0,000392	0,000074	0,10599	0,00688	0,07366	0,00018	1032,4	5
TN/22	68/76	0,000172	0,000072	0,15827	0,00512	0,05852	0,00011	549,7	4,3
TN/23	48/56	0,000276	0,000007	0,11481	0,00453	0,07285	0,00013	1010,2	3,6
TN/24	52/78	0,000036	0,000017	0,14994	0,00681	0,06092	0,00011	636,8	4
TN/25	8/8	0,000109	0,000002	0,05627	0,0004	0,07807	0,00235	1148,9	59,7
TN/26	6/14	0,00002	0,000018	0,02595	0,00193	0,05896	0,00055	565,7	20,2
TN/27	8/8	0,000352	0,000118	0,23945	0,01273	0,0719	0,00223	983,5	63,2
TN/28	24/28	0,000063	0,000007	0,28429	0,00091	0,06839	0,00034	880,7	10,2
TN/29	0/16	0	0	0	0	0	0	0	0
TN/30	10/16	0,000223	0,000052	0,14654	0,01005	0,0582	0,00136	537,5	51,2
TN/31	18/18	0,000169	0,00003	0,1342	0,00133	0,17535	0,0024	2609,6	22,8
TN/32	36/40	0,000155	0,000138	0,11373	0,00415	0,19051	0,00124	2746,9	10,7
TN/33	38/38	0,000095	0,000006	0,1287	0,00436	0,07534	0,00021	1077,8	5,5
TN/34	22/26	0,000335	0,000014	0,42374	0,01428	0,05856	0,00043	551	16
TN/35	20/36	0,000197	0,000009	0,22496	0,00097	0,05911	0,00014	571,2	5,3
TN/36	22/34	0,000118	0,00001	0,14646	0,00411	0,06217	0,00071	680,4	24,5
TN/38	62/70	0,000158	0,000188	0,09209	0,01181	0,05872	0,00017	557	6,3
TN/39	16/28	0,000373	0,000004	0,27258	0,00105	0,05805	0,00065	532	24,5
TN/40	24/54	0,000195	0,000004	0,13847	0,00152	0,07346	0,00016	1026,9	4,5
TN/41	40/46	0,000052	0,000012	0,11845	0,00061	0,16971	0,00097	2555,1	9,8
TN/43	40/40	0,000073	0,00007	0,11593	0,00525	0,05907	0,00013	569,9	4,8
TN/44	6/6	0,000345	0,000122	0,44233	0,00461	0,07977	0,00176	1191,6	43,6
TN/45	4/4	0,000054	0,000054	0,18181	0,00339	0,06713	0,0008	842,1	24,7
TN/46	0/20	0	0	0	0	0	0	0	0
TN/47	22/76	0,000035	0,000009	0,0787	0,00053	0,0733	0,00023	1022,4	6,4
TN/48	0/40	0	0	0	0	0	0	0	0
TN/49	20/28	0,000088	0,000007	0,19914	0,00063	0,05985	0,00011	598,5	4
TN/50	48/48	0,000098	0,000105	0,15295	0,02128	0,05714	0,00019	497,1	7,3
TN/51	24/32	0,000181	0,000008	0,15064	0,0016	0,05896	0,00018	565,9	6,7
TN/52	36/36	0,000208	0,000096	0,51822	0,01922	0,06019	0,00036	610,8	12,8
TN/53	22/30	0,000148	0,000008	0,10863	0,00086	0,07412	0,00026	1045	7,2
TN/54	44/52	0,000136	0,000084	0,21944	0,01187	0,05894	0,0001	565,2	3,6
TN/55	40/64	0,000093	0,000017	0,13761	0,0147	0,05865	0,00017	554,3	6,3
TN/57	16/22	0,000144	0,000013	0,11237	0,00093	0,05779	0,00028	522	10,5
TN/58	0/8	0	0	0	0	0	0	0	0
TN/59	20/40	0,000063	0,000012	0,27987	0,00207	0,05957	0,00023	588,1	8,5
TN/60	42/60	0,000177	0,00001	0,14296	0,00248	0,18243	0,00038	2675,4	3,4
TN/61	16/48	0,000363	0,000004	0,24657	0,00197	0,06089	0,00095	635,5	33,5
TN/62	32/36	0,000319	0,000105	0,09366	0,00107	0,07368	0,00077	1033,2	21
TN/63	16/38	0,000164	0,000007	0,12697	0,00086	0,06223	0,00029	682,3	9,8

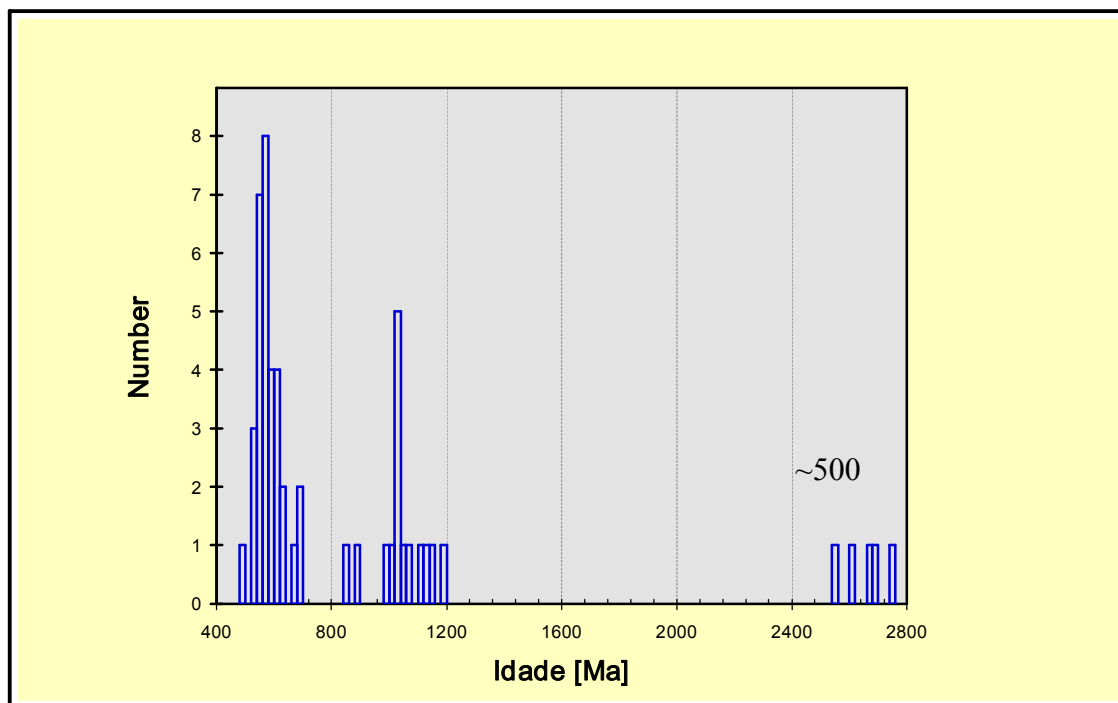


Figura 13: Gráfico representativo das idades (abscissa) *versus* etapas de aquecimento (ordenada).

5.5 DISCUSSÕES

As idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão têm sido interpretadas como idades mínimas de cristalização (Macambira et al. 1994), embora tenha sido demonstrado por diversos autores que essas idades podem ser comparadas, nos limites dos erros analíticos, às idades obtidas pelo método U/Pb em monocristais polidos de zircões (Macambira et al. 1994, Gaudette et al. 1993, Moura et al. 1996).

Utilizando-se a técnica do filamento simples, Moura et. al. (1996) e Gaudette et al. (1998) demonstraram que as idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de monocristais de zircão podem ser ligeiramente mais jovens que as idades U/Pb convencionadas em zircões de rochas não deformadas ou levemente deformadas. No entanto, essas idades em geral se superpõem dentro dos limites dos erros analíticos. Dessa forma, as idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apresentadas nesta dissertação são interpretadas como idades mínimas de cristalização dos cristais de zircão, embora possa ser assumido que essas idades, dentro dos limites dos erros analíticos, possam estar muito próximo da idade verdadeira de cristalização do mineral em suas rochas-fontes.

A idade aparente $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apresentada nas tabelas 5 e 6, foi obtida de zircões do material desagregado a partir do metaconglomerado da Unidade Gerais de Santana. Essas características são ressaltadas quando comparadas entre si. Observa-se que as idades obtidas dos zircões do lado leste, essa representada pela localidade Rio da Cruz, são predominantemente acima de 2.000 Ma (Tabela 2). De outro modo, do lado oeste, representada pela localidade do Talhado, apresenta idades entre 480 Ma a 2.780 Ma (Figura 13).

Outra característica que pode ser destacada é o fato de que os zircões analisados da Unidade Gerais de Santana apresentam-se bem preservados no que tange a sua forma geométrica. Esses possuem suas características cristalográficas bem preservadas, o que sugere uma área fonte não muito distante. Já os zircões analisados no Talhado (Rio Mosquito), apresentam formas cristalográficas arredondadas, que sugerem uma área fonte mais distal.

A técnica empregada objetivou também demonstrar a potencialidade do método Pb-Pb quando aplicado aos trabalhos básicos de levantamento geológico, permitindo através dos diferentes valores interpretativos dessa metodologia contribuir para o entendimento dos processos tectônicos desenvolvidos na geração da bacia do Espinhaço Central, no norte de Minas Gerais. O acervo radiométrico processado representa uma ampla amostragem dos vários domínios litológicos caracterizados, contando com 76 determinações geocronológicas no total.

O padrão de distribuição das idades radiométricas, em conjunto com as informações provenientes outros campos das geociências, permitiu compartimentar a área em dois domínios geocronológicos maiores: o domínio brasileiro externo (ocidental) representado pelo ponto do Rio da Cruz, e o domínio brasileiro interno (oriental) representado pelo ponto do Talhado.

Siga Jr. (1986), descreve o domínio ocidental (extremo ocidental) expõem-se os metassedimentos de baixo grau metamórfico (fácies xisto verde, zona de clorita e biotita) da Faixa Araçuaí, tipificados principalmente pelos metadiamicritos do Grupo Macaúbas. Tais metassedimentos incluem ainda as rochas do sistema Espinhaço, claramente envolvidos pela tectônica brasileira, além das rochas gnáissico-migmatíticas da estrutura anticlinal de Itacambira-Barroço, retrometamorfisadas neste período.

Os dados Pb-Pb da Tabela 5 indicam uma idade Arqueana (aproximadamente 2.800 Ma), para os zircões mais antigos, representados pelas rochas gnáissicas-migmatíticas do Embasamento. Dados do Paleoproterozóico (apx. 2.100 Ma) podem se referir ao Evento Transamazônico, onde poderia se relacionar com o Supergrupo Minas, fato também descrito no trabalho de Siga Jr. (1986).

Esses resultados, se comparados com os obtidos nos zircões analisados, sugerem uma origem por retrabalhamento de materiais com vida crustal anterior. Os dados Pb-Pb possibilitam delinear a história termal do domínio, sugerindo uma tectônica vertical, terminal ao Ciclo Brasileiro (episódio denunciado por importante processo de rifteamento), cujas idades estão no intervalo 1.050-900 Ma, já que a idade acima de 800 Ma é cerca de 100 Ma maior do que aquela assumida para inversão da bacia Araçuaí, que colocou lado a lado blocos formados em diferentes profundidades.

O Ciclo Brasileiro como formador de crosta continental é característico do domínio oriental, onde é representado pelos metassedimentos Salinas e rochas gnáissico-migmatíticas. Observa-se um metamorfismo crescente para leste, gerado na interface da zona cianita para a zona da sillimanita, atingindo na porção oriental condições de temperatura e pressão da fácies anfibolito alto.

Os dados Pb-Pb entre 760-570 Ma (Tabela 6) caracterizam a formação dessas rochas. O intervalo obtido pelos zircões com idade de 480 Ma registra a permanência de porções aquecidas (temperaturas superiores a 250°C). Já os intervalos entre 650-550 Ma representam episódios de caráter sin a tardi-tectônicos, tardi a pós-tectônicos a anorogênicos, que estão entre 500-450 Ma.

Adicionalmente, as evidências isotópicas apontam para uma evolução dessas rochas fortemente alicerçada em retrabalhamentos crustais nesse período. Os intervalos entre 500-450 Ma, indicam o período de resfriamento das unidades em pauta envolvidas. Numa visão integrada Brasil-África, a geometria do cinturão Brasileiro é conhecida claramente pelos crátons do São Francisco e do Congo, que serviram de antepaís para a evolução das deformações dessas faixas de dupla vergência (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos et al. 1999).

CAPÍTULO 6

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Serra do Espinhaço como um todo sempre despertou, desperta e despertará para os pesquisadores, um fascínio ao que se refere ao entendimento de sua evolução geológica. A riqueza natural e científica desta serra está longe de ser compreendida inteiramente. Durante muitos anos, centenas de trabalhos acerca do Espinhaço Meridional têm sido publicados, e esses têm levantado no que se refere aos diamantes, novas discussões quanto à problemática da sua origem. Duas hipóteses díspares, as quais representam duas linhas antagônicas de pensamento a respeito desta origem têm sido defendidas: proximal, isto é, dentro da própria bacia de sedimentação do Supergrupo Espinhaço (Paleoproterozóico), ou distal, na zona do Cráton São Francisco, a oeste (Paleoproterozóico ou anterior), liberando o diamante no início ou durante a evolução do registro sedimentológico da bacia Espinhaço.

Neste estudo, a região da Serra do Espinhaço Central é apresentada nesse trabalho como nova fonte de correlação entre os ambientes de deposição e possíveis fontes diamantíferas secundárias, em relação às duas extremidades da cordilheira em Minas Gerais: Meridional e Central.

Deste modo, o Supergrupo Espinhaço foi dividido nas seguintes unidades litoestratigráficas: i) Unidade Mato Verde, representada pelas rochas vulcânicas e piroclásticas; ii) Unidade Talhado, com quartzitos finos e níveis ferruginosos com estratificações plano-paralelas cujo ambiente se relaciona ao marinho raso; iii) Unidade Gerais de Santana, onde os quartzitos com estratificações cruzadas e acanaladas se intercalam com metaconglomerados e filitos, de ambiente fluvial distal; iv) Unidade Resplandecente, caracterizada por quartzitos maciços à friáveis, dependendo da quantidade de mica, estando relacionada a um ambiente transicional eólico costeiro e, v) Unidade Serra Nova, com estratificações cruzadas de médio e grande porte provenientes de ambiente eólico desértico. Essas unidades ocorrem sobre granitos, migmatitos e gnaisses do Complexo Porteirinha (Arqueano) e são recobertas pelo Grupo Macaúbas (Neoproterozóico). Estudos estratigráficos estão previstos, no sentido de formalizar as unidades geológicas informais do Supergrupo Espinhaço ora propostas na categoria de formações, bem como a reunião dessas formações em um grupo.

São reportadas, ainda que originalmente baseadas em informações locais, ocorrências diamantíferas nas seguintes localidades de norte para sul, todas aluvionares: (1) ao sul da localidade de Vereda da Cruz, (2) ao norte da localidade de Garrote, ambas a leste de Mato Verde (Drumond et al. 1980), (3) no Ribeirão São Gonçalo, ao norte de Serra Nova (Geólogo J. Addad, comunic. verbal), (4) no Riacho Água Branca, a leste de Serranópolis (Schobbenhaus 1972), (5) no Rio Mosquito, no local “Poção do Talhado”, (6) na Fazenda Curral de Pedra. Todas essas ocorrências estão sobre, ou nas proximidades onde à Unidade Gerais de Santana ocorre a montante das drenagens. Como essa última unidade contém abundantes lentes conglomeráticas, revela-se assim uma provável associação de relacionamento. Deste modo, futuros estudos sobre a pesquisa do diamante na região devem priorizar essa unidade.

Os aspectos morfológicos externos dos grãos de zircão (principalmente hábito e grau de arredondamento) aluvionares coletados em dois pontos sobre rochas da Unidade Gerais de Santana (Talhado, no Rio Mosquito, e Rio da Cruz). Também estudados pelo método MEV/EDS, eles indicam a existência de ambientes deposicionais distintos, apesar de próximos. Este fato foi ainda comprovado nas datações pelo método Pb-Pb, apresentando-se os grãos na parte leste da serra consideravelmente preservados, enquanto que os da parte oeste são mais ricos em arestas, sugerindo retrabalhamento por vários ciclos geológicos e também verificando-se uma dispersão maior de idades.

Deste modo, os dados geocronológicos ora obtidos pelo método Pb-Pb apontam a ocorrência de três eventos tectônicos (magmáticos?) distintos, os quais pode ser relacionados aos ciclos Rio das Velhas (2,8-2,6 Ga), Espinhaço (1,75 Ga) e Brasileiro (0,6 Ga). Na fase pré-Espinhaço, as rochas do embasamento guardam a mineralogia e texturas ígneas muito bem preservadas evidenciando que nenhum evento em fácies metamórfico anfíbolito ou xisto verde alto, atuou na área após o seu posicionamento. Já o segundo evento corresponderia a uma fase de tensões que acompanharam a deposição do Supergrupo São Francisco. É provável, mais não confirmado, que tenha havido um evento extensional anterior a este durante a deposição das unidades Espinhaço. O terceiro evento refere-se à inversão da bacia, provavelmente imposta pelo desenvolvimento da Faixa Araçuai no Brasileiro.

A tectônica sugere uma discordância estrutural de caráter regional entre o embasamento e a cobertura Espinhaço. Essa discordância sutil, entre 10°-15°, é devido

ao efeito da paralelização dos planos preexistentes, provocada pela fase isoclinal da deformação Espinhaço. Tal fase, muito provavelmente, é de caráter progressivo, passando de dobras abertas para dobras apertadas. Esse evento é observado nas estruturas da região, onde as zonas de cisalhamentos verticais geram estruturas com características que indicam variações no comportamento do domínio cataclástico até o domínio transicional. Isso ocorre devido à concentração dos fluidos ao longo de estruturas, tais como falhas verticais, dobras e mesmo diques clásticos.

CAPÍTULO 7

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F.F.; CHEMALE JR., F.; BACELLAR, L.A.P.; OLIVEIRA, J.R.P.; MAGALHÃES, P.M. (1989). Arcabouço estrutural da porção sul da Bacia do São Francisco. In: *5º Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, Anais, SBG, p.289-293.
- ALMEIDA, T.; SOUZA FILHO, C.R.; ABREU, F.R. & CRÓSTA, A.P. (2003). Modelo exploratório para a prospecção de depósitos de Zn-Pb utilizando dados de alta resolução espacial e espectral: estudo de caso no Depósito Salobro, Porteirinha (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 33(2):5-16.
- ALMEIDA-ABREU, P.A (1995). O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): O Rifte, a Bacia e o Orógeno. *Geonomos*, 3:1-18.
- ALMEIDA-ABREU, P.A. (1986). Elementos da zona de cisalhamento dúctil da Borda oriental da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. In: *34º Congresso Brasileiro de Geologia*, Goiânia, Anais, v.6, p.1219-1231.
- ALMEIDA-ABREU, P.A. (1981). *Geologia da Quadrícula São João da Chapada*. Projeto Mapeamento Geológico do Espinhaço Meridional, Convênio DNPM/FUNDEP/ UFMG, Diamantina, 47p.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B.B.; FUCK, R.A. (1977). Províncias estruturais brasileiras. In: *8º Simpósio de Geologia do Nordeste*, Atas, Campina Grande, SBG, p.363-391.
- BRITO-NEVES; B.B.; SÁ, J.M.; NILSON, A.A.; BOTELHO, N.F. (1995). A tafrogênese estateriana nos blocos proterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, 3:1-21.
- BRITO-NEVES, B.B.; VAN SCHMUS, W.R.; BABINSKI, M. (1993). O evento de magmatismo de 1,0 Ga nas faixas móveis ao norte do Cráton do São Francisco. In: *2º Simpósio do Cráton do São Francisco*, Bahia, Salvador, Anais, p.243-245.
- BUCHWALDT, R.; TOULKERIDIS, B.; BABINSKI, M.; NOCE, C.M.; MARTINS-NETO, M.A.; HERCOS, E.M. (1999). Age determination and age related provenance analysis of the Proterozoic glaciation event in central eastern Brazil. In: *2º South American Symposium on Isotope Geology*, Córdoba, Argentina, Abstracts, p. 387-390.

- CASSEDANNE, J. P. (1972). A prospecção aluvionar e suas possibilidades. *Mineração e Metalurgia*, 342:6-9.
- CHAVES, M.L.S. & UHLEIN, A. (1991). Depósitos diamantíferos da região do Alto/Médio Rio Jequinhonha. In: *Principais Depósitos Minerais do Brasil. Brasília*: DNPM/CPRM, v.4 -A, p.117-138.
- CHAVES, M.L.S.C.; KARFUNKEL, J.; ADDAD, A. (1999). Geologia da região diamantífera de Grão Mogol-MG. *Geociências*, 18:129-155.
- CHAVES, M.L.S.C.; KARFUNKEL, J.; HOPPE, A.; HOOVER, D.B. (2001). Diamonds from the Espinhaço Range (Brazil) and their redistribution through the geologic record. *Jour. South Am. Earth Sci.*, v.14, p.277-289.
- CHAVES, M.L.S.C.; KARFUNKEL, J.; MEDEIROS, A.B.; SCHOLZ, R. (2002). Prospecção aluvionar aplicada a alguns minerais gemológicos de Minas Gerais: diamante, crisoberilo e topázio. *Revista Escola de Minas*, v 55(2), p.1-12.
- CHAVES, M.L.S.C.; EGGER, V.A.; DUSSIN, T.M. (2005). Diamantes na Serra do Espinhaço entre Serranópolis e Mato Verde (MG): base geológica. In: *IV Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante*, Diamantina, Anais, p.31-34.
- CHEMALE JR., F.; ROSIÈRE, C.A.; ENDO, I. (1991). Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais – um modelo. *UFRG-Pesquisas*, 18:104-127.
- COMIG (2002). *Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais*. Belo Horizonte, Convênio COMIG/IGC-UFMG.
- DANDERFER, A. (1990). *Análise estrutural descritiva e cinemática do Supergrupo Espinhaço na região da Chapada Diamantina (BA)*. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Ouro Preto, 119p.
- DANDERFER, A. & DARDENNE, M.A. (2002). Tectonoestratigrafia da bacia Espinhaço na porção centro-norte do Cráton do São Francisco: registro de uma evolução poliistórica descontínua. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4):449-460.
- DARDENNE, M.A. (1981). Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. In: *1º Simpósio do Cráton São Francisco*, Salvador, Anais, p.104-157.
- DARDENNE, M.A. (1979). Occurrence de stromatolithes columnaires dans le Groupe Bambuí, Goiás, Brésil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48(4):555-566.
- DARDENNE, M.A. (1978a). Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: *30º Congresso Brasileiro de Geologia*, Recife, Anais, v.2, p.507-610.
- DERBY, O.A. (1906). The Serra do Espinhaço, Brazil. *Journal of Geology*, 14:374-

401.

- DOMINGUES, J.M.L. (1993). As coberturas do Cráton São Francisco: Uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: DOMINGUES, J.M.L. & MISI, A., eds., *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p.215.
- DOSSIN, I.A.; DOSSIN, T.M.; CHARVET, J.; COCHERIE, A.; ROSSI, P. (1993). Single-zircon dating by step-wise Pb-evaporation of Middle Proterozoic magmatism in the Espinhaço Range, southeastern São Francisco (Minas Gerais, Brasil). In: *2º Simpósio sobre o Cráton São Francisco*, Salvador, Anais, p.39-42.
- DOSSIN, I.A.; GARCIA, A J. V.; UHLEIN, A.; DARDENNE, M.A.; DOSSIN, T.M. (1987). Fácies eólicas na Formação Galho do Miguel. Supergrupo Espinhaço (MG). In: *Simpósio do Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano*, Ouro Preto, Atas... Ouro Preto, SBG, p.85-96.
- DOSSIN, I.A.; UHLEIN, A.; DOSSIN, T.M. (1984). Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua porção meridional - MG. In: *33º Congresso Brasileiro de Geologia*. Anais. Rio de Janeiro, SBG, v.7, p.3118-3122.
- DOSSIN, I.A. & DARDENNE, M.A. (1984). Geologia da Borda Ocidental da Serra do Cipó, Minas Gerais (Área do Inhamé). In: *33º Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, Anais. Rio de Janeiro, SBG. v.3, p.3104-3117.
- DRUMOND, J.B.V.; VON SPERLING, E.; RAPOSO, F.O. (1980). *Projeto Porteira - Monte Azul. Relatório Final*. Belo Horizonte, Convênio DNPM/CPRM, 550p.
- DUSSIN, I.A. & DUSSIN, T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, 3:19-26.
- ESCHWEGE, W.L.V. (1822). Geognostisches Gemälde von Brasilien und wahrscheinliches Muttergestein der Diamanten. Weimar, *Landes Industrie Comptoir*, p.44.
- FONSECA, E. & LOBATO, L.M. (1993). Depósito aurífero em zona de cisalhamento na borda leste do Cráton São Francisco: Riacho dos Machados, Minas Gerais. In: *2º Simpósio sobre o Cráton São Francisco*, Salvador. BA-SE/SGM, p.331-333.
- FUCK R.A.; JARDIM DE SÁ, E.F.; PIMENTEL, M.M.; DARDENNE, M.A.; PEDROSA-SOARES A.C. (1993). As faixas de dobramentos marginais do Cráton São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: Dominguez, J.M.L. & MISI, A.eds. *O Cráton São Francisco*. In: *5º Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, Belo Horizonte, p. 45-47.

- GARCIA, A.J.V. & UHLEIN, A. (1987). Sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço na Região de Diamantina (MG). In: *Simpósio do Sistemas Deposicionais no Pre-Cambriano*, SBG, Ouro Preto, Atas, p.113-136.
- GAUDETTE, H. E. ; LAFON, J. M. ; MACAMBIRA, M. J. B. ; MOURA, C. A. V. ; SCHELLER, T. (1998). Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(4) :351-363.
- GAUDETTE, E ; LAFON, J.M. ; MOURA, C.A.V. ; SCHELLER, T. (1993). Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb no Laboratório de Geologia Isotópica - UFPA: metodologia e primeiros resultados. In: *IV Congresso Brasileiro de Geoquímica*, Brasília, Anais, p.235-237.
- GUIMARÃES, M.L.V.; CROCCO-RODRIGUES, F.A.; ABREU, F.R.; OLIVEIRA, O.A.B.; GRECO, F.M. (1993). Geologia do Bloco Itacambira-Monte Azul entre Barroão e Porteirinha. In: *VII Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, Belo Horizonte, p.74-78.
- HASUI, Y. (1990). Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: SBG, Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro, I, Belo Horizonte, *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleo de Minas Gerais*, v.11, p.1-31.
- HELMREICHEN, V.V. (1846). *Über das geognostische Vorkommen der Diamanten und ihre Gewinnungs-methoden auf der Serra do Grão Mogor*. Wien, Braunmüller & Seidel, 74p.
- KARFUNKEL, B. & KARFUNKEL, J. (1975). *Fazielle Entwicklung der mittleren Espinhaço-Zone mit besonderer Berücksichtigung des Tillit-Problems*. Diss. Doutorado, Univ. Freiburg/Alemanha, 86 p. (inédita)
- KARFUNKEL, B. & KARFUNKEL, J. (1977). Geologia da Serra do Espinhaço no norte de Minas Gerais (Itacambira - Botumirim). In: *29º Congresso Brasileiro de Geologia*. Ouro Preto, Minas Gerais, Anais, p.169-177.
- KARFUNKEL, J. & HOPPE, A. (1988). Late Proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, v.65, p.1-21.
- LADEIRA, E.A. & VIVEIROS, J.F.M. (1984). Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleo de Minas Gerais*, 4:1-18.

- LEAL, A. & BRITO-NEVES, B.B. (1968). Elementos da estratigrafia do Médio São Francisco. In: *Simp. de Geologia do Nordeste*, 4, Recife, Resumo da Comunicações, p.17-19.
- MACAMBIRA, J.B.; MOURA, C.A.V.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. (1994). O método Pb-Pb por evaporação de zircão: avaliação dos dados obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA. In: *38º Congresso Brasileiro Geologia*, SBG, Camboriú, Anais, p.404-406.
- MACHADO, A.; SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; KNAUER, L.G.; ALMEIDA-ABREU, P.A. (1989). Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: *5º Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, Belo Horizonte, p.171-174.
- MARINI, O.J. (1989). Província Tocantins, setor central e sudeste. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y., Coord., *O Pré-Cambriano do Brasil*, São Paulo, Edgard Blücher, p.205-264.
- MENEZES-FILHO, N.R. (1980). Seqüência vulcano/vulcanoclástica da Serra do Riacho Seco (Monte Azul, MG) – Supergrupo Espinhaço. In: *31º Congresso Brasileiro de Geologia*, Balneário de Camboriú, v.4, p.2104-2118.
- MORAES, L.J. & GUIMARÃES, D. (1930). Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 2:153-186.
- MOURA, C.A.V. & SOUZA, S.H.P. (1996). Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas: in *39º Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador-BA, Anais, 6, p.31-35.
- MOURA C.A.V. & GAUDETTE H.E. (1993). An evidence of Brasiliano/Panafrican eformation in the Araguaia Belt: Implication for Gondwana evolution. In: *Revista Brasileira de Geociências*, 23(2):117-123.
- PEDROSA-SOARES, A.C. (1995). *Potencial aurífero do Vale do Araçuaí, Minas Gerais: história da exploração, geologia e controle tectono-metamórfica*. Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 177 p.
- PEDROSA-SOARES, A.C. (1996). O setor setentrional da Faixa Araçuaí. In: *39º Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, 1996. Salvador, SBG. Excursão E-12, p.13-49.
- PEDROSA-SOARES, A.C. & CASTRO, F.D.C. (1993). Arquitetura tectônica-metamórfica do setor central da faixa Araçuaí e suas relações com o complexo

- Guanhães. In: *4º Simpósio Nacional de Estratigrafia e Tectônica*, Belo Horizonte, p.176-182.
- PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; VIDAL, P.; MONTEIRO, R.L.B.P.; LEONARDOS O.H. (1992). Towards a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) – West Congolian (SW Africa-) belt. *J. South Am. Earth Sci.*, 6:33–47.
- PEDROSA-SOARES, A.C.; DARDENNE, M.A.; HASUI, Y.; CASTRO, F.D.C.; CARVALHO, M.V.A. (1994). *Nota Explicativa dos Mapas Geológico, Metalogenético e de Ocorrências Minerais do Estado de Minas Gerais*. Belo Horizonte, Brazil, Companhia Mineradora de Minas Gerais, 97p.
- PEDROSA-SOARES, A.C. & WIEDEMANN-LEONARDOS, C. (1999). Evolution of the Araçuaí belt and its connection to the Ribeira belt, Eastern Brazil. In: CORDANI, U.G. MILANI, E.J. THOMAZ P.C, A. CAMPOS, D.A. eds. In: *31º Congresso Internacional de Geologia, Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p.265-285.
- PFLUG, R. (1965). A geologia da Serra do Espinhaço Meridional e zonas adjacentes. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia – DNPM*, 222:1-55.
- RIMANN, E.T. (1920). Zur henntinis der Minas-serie in staate Minas Geraes (Brasilien). *Central bl. Min. Abt. A.*, p.417-422.
- ROQUE, N.C.; GUIMARÃES, M.L.Y.; NOCE, C.M.; KNAUER, L.G.; GROSSI-SAD, L.H. (1996). Projeto Espinhaço - *Folha Rio Pardo de Minas. Belo Horizonte*. Convenio COMIG/IGC-UFMG, 1 fo1ha, p.97.
- SAADI, A. (1991). *Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intraplaca, descontinuidades crustais e morfogênese*. Instituto de Geociências, UFMG, Belo Horizonte, Tese para cargo de Professor Titular, 285 p.
- SCHOBENHAUS, C. (1972a). *Geologia da serra do Espinhaço entre Porteirinha e Monte Azul, norte de Minas Gerais*. Recife, SUDENE, Divisão de Geologia, v.1, 19p. (Relatório Inédito).
- SCHOBENHAUS, C. (1972b). *Relatório geral sobre a geologia da região setentrional da Serra do Espinhaço - Bahia Central*. Recife, SUDENE/DRN/DG, 91 p. (Série Geologia Regional 19).
- SCHOBENHAUS, C. (1993). *O Proterozoico médio no Brasil com ênfase à região centro-leste: uma revisão*. Tese de Doutorado, Universidade Albert-Ludwig, Freiburg, 166p.

- SCHOBENHAUS, C. (1996). As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências*, v.26(4), p.265-276.
- SCHOBENHAUS, C. & KAUL, P.F.T. (1971). Contribuição à estratigrafia da Chapada Diamantina, Bahia Central. *Mineração e Metalurgia*, 53(315):116-120.
- SCHOBENHAUS, C.; HOPPE, A.; BAUMANN, A.; LORK, A. (1994). Idade U/Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. In: *38º Congresso Brasileiro de Geologia*, Camboriú, Boletim de Resumos, p.397-399
- SIGA Jr., O. (1986). *A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas*. São Paulo, Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, Tese de Mestrado, 144p.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planetary Science Letters*, 26:207-221.
- SUGUIO, K. (1973). *Introdução à Sedimentologia*. São Paulo: Edgard Blücher/EDUSP, 730p.
- TROMPETTE, R. (1994). *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and África*. A. A. Balkema, Roterdan, 350 p.
- UHLEIN, A. (1991). *Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do cráton São Francisco e da faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no de Estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 245 p.
- UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.; SILVA, M.E. (1986). Estruturação tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, v.16(2):212-216.
- UHLEIN, A.; SILVA, M.E.; TROMPETTE, R. (1990). A faixa de dobramentos Araçuaí no Estado de Minas Gerais: uma cadeia monocíclica de idade brasileira. In: *36º Congresso Brasileiro de Geologia*, Natal, v.6, p.2576-2588.
- UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.; SILVA, M.E. (1995). Rifeamentos superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do cráton do São Francisco. In: *8º Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, Diamantina, p.99-107.

- UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.; ALVARENGA, C.J.S. (1999). Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on continental rifted margin, the Jequitaí-Macaúbas sequence. *Journal South American Earth Sci.*, 12:435-451.
- VILELA, O.V.; PENA, C.A.T.; BASORTTI, T.M.; JORGE, A.S. (1979). Ferro nos municípios de Porteirinha, Rio Pardo de Minas, Riacho dos Machados e Grão-Mogol, norte de Minas Gerais. In: *1º Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, Diamantina, p.1914-1923.
- VIVEIROS, J.F.M.; SÁ, E.L.; VILELA, O.V.; SANTOS, O. M.; MOREIRA, J.M.P. (1978). Geologia dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, Norte de Minas Gerais. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, Recife, SBG. v. 1, p. 243-254.
- VIVEIROS, J.F.M. SÁ, E.L.; VILELA, O.V.; SANTOS, O. M.; MOREIRA, J.M.P. (1979). Geologia dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, norte de Minas Gerais. In: *1º Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, Diamantina, p.75-87.

ANEXO: Mapa Geológico.

