



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

ESCOLA DE MINAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**MONOGRAFIA DO TRABALHO DE
CONCLUSÃO DE CURSO**

**ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO-ESTRUTURAL NA REGIÃO DE ITACAMBIRA,
MINAS GERAIS.**

João Pedro Delveaux de Oliveira Silva Araújo

Ouro Preto, Janeiro de 2018

**ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO-ESTRUTURAL NA
REGIÃO ITACAMBIRA, MINAS GERAIS**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.^a Dr.^a Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.^a Dr.^a Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. Issamu Endo

Vice-Diretor

Prof. Dr. José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. Dr. Luís Antônio Rosa Seixas

MONOGRAFIA

Nº 266

ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO-ESTRUTURAL NA REGIÃO DE ITACAMBIRA, MINAS GERAIS

João Pedro Delveaux de Oliveira Silva Araújo

Orientadora

Prof.^a Msc.^a Maria Eugênia Silva de Souza

Co-Orientador

Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 400, ano 2018.

OURO PRETO

2018

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606

Direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

Revisão geral: João Pedro Delveaux de Oliveira Silva Araújo

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

A663a Araújo, João Pedro Delveaux de Oliveira Silva.
Arcabouço estratigráfico-estrutural na região de Itacambira, Minas Gerais [manuscrito]
/ João Pedro Delveaux de Oliveira Silva Araújo. – 2018.

97f.: il.: color; graf.; tabs; mapas.

Orientador: Profa MSc. Maria Eugênia Silva de Souza.

Coorientador: Prof. Maximiliano de Souza Martins.

Monografia (Graduação) – Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas.
Departamento de Geologia.

1. Geologia Estrutural 2. Estratigrafia 3. Sedimentação e depósitos. I. Souza, Maria Eugênia de. II. Martins, Maximiliano de Souza. III. Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. IV. Título

CDU: 551.3.051

<http://www.sisbin.ufop.br>

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

TÍTULO: Arcabouço estratigráfico-estrutural na região de Itacambira, Minas Gerais.

AUTORA: João Pedro Delveaux de Oliveira Silva Araújo

ORIENTADORA: Profa. MSc. Maria Eugênia Silva de Souza

Aprovada em: 31 de janeiro de 2018

BANCA EXAMINADORA:

Profa. MSc. Maria Eugênia Silva de Souza  _____ DEGEO/UFOP

Prof. Dr. Marco Antônio Fonseca  _____ DEGEO/UFOP

Rosana Gonçalves de Oliveira  _____ DEGEO/UFOP

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus e a minha família, por me ensinarem a ser uma pessoa correta e por me proporcionarem todas as condições necessárias para que eu pudesse me dedicar inteiramente aos estudos.

Agradeço a UFOP e em particular a todos os professores do DEGEO pela excelente qualidade de ensino oferecida. Agradeço especialmente ao professor Max por ter me oferecido a oportunidade de participar de um projeto de iniciação científica, decisivo na minha formação acadêmica, pela amizade, orientação e por me ensinar tanto. Agradeço também a professora Maria, ótima companheira de campo, pela amizade, orientação e ensinamentos.

Agradeço também aos meus amigos geólogos e republicanos que, de alguma forma, contribuíram para o meu crescimento pessoal e profissional.

SUMÁRIO

CAPÍTULO I	1
INTRODUÇÃO	1
1.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS	1
1.2 NATUREZA E JUSTIFICATIVAS	1
1.3 OBJETIVO	4
1.4 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	5
1.5 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS	6
CAPÍTULO II	9
MÉTODOS UTILIZADOS	9
2.1 DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA	9
2.2 CONCEITO DE FÁCIES	10
2.3 ANÁLISE TOPOLÓGICA	11
2.4 ESTATÍSTICA COM DADOS ESTRUTURAIS	12
2.5 MÉTODOS DE CAMPO	12
CAPÍTULO III	15
SÍNTESE GEOLÓGICA	15
3.1 ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO	15
3.2 ESTRATIGRAFIA	20
3.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL	24
CAPÍTULO IV	27
GEOLOGIA LOCAL	27
4.1 ESTRATIGRAFIA	28
4.1.1 Complexo Porteirinha	29

4.1.2 Formação Resplandecente	29
4.1.3 Ígnea 1	30
4.5.4 Formação Água Preta	31
4.1.5 Formação Chapada Acauã.....	39
4.2 Geologia Estrutural.....	41
4.2.1 Deformação Dúctil	41
4.2.2 Deformação Rúptil.....	50
CAPÍTULO V	55
DISCUSSÕES	55
CAPÍTULO VI.....	69
CONCLUSÃO.....	69
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	71
ANEXO 1.....	74

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa ressaltando as ocorrências de conglomerados portadores de diamantes nos arredores de Diamantina e de Itacambira/Grão Mogol. Extraído de Karfunkel & Karfunkel (1976) e digitalizado no presente trabalho. O embasamento é referido como Supergrupo Pré- Espinhaço.....	2
Figura 2: localização e trajeto rodoviário mais curto entre Ouro Preto e Itacambira.....	5
Figura 3: Localização de Itacambira e principais drenagens	6
Figura 4: Mapa e perfil estrutural do Orógeno Araçuaí, com a localização aproximada da área de estudo no retângulo vermelho (Alkimim <i>et al.</i> 2006, modificado).	19
Figura 5: desenvolvimento cinemático do Orógeno Araçuaí (Alkimim <i>et al.</i> 2006).....	20
Figura 6: a figura da direita resalta o truncamento de sets de estratificações cruzadas de baixo ângulo. Tais sets são de ordem métrica. A figura da esquerda evidencia uma estratificação cruzada tangencial, num corte paralelo ao fluxo. A estratificação cruzada tangencial é limitada por <i>sets</i> de estratificação cruzada de baixo ângulo e plano- paralelas, que truncam a estratificação cruzada tangencial no topo e na base.....	30
Figura 7: a foto superior mostra o contato da Formação Resplandecente um dique. Vale ressaltar o caráter extremamente alterado da rocha ígnea, e o fato do dique e o arenito se “misturarem” levando a uma mudança na tonalidade da Formação Resplandecente. Na foto inferior, retirada durante a confecção do perfil 3 (figura 12), pode-se notar que a rocha ígnea se aloja entre os arenitos da Formação Resplandecente e as brechas monomíticas da Formação Água Preta. Tal ponto foi alvo de atividade garimpeira.	31
Figura 8: A) Contato de natureza erosiva entre a Formação Resplandecente e Água Preta. B) Fácies Bcs da Formação Água Preta: brecha clasto suportada monomítica. C) Fácies arenito estratificado com lentes de brecha (Asl). D) Pelito verde-avermelhado (fácies Pv), com granodecrescência ascendente. E) Pelito cinza, topo da Formação Água Preta (fácies Pc).	32
Figura 9: Perfil estratigráfico 1, confeccionado na escala 1:100, com as fácies discriminadas ao lado. Vale ressaltar uma inversão estratigráfica: a Formação Resplandecente se encontra no topo do perfil. A região em branco cortada por um X corresponde à área encoberta, na qual não foi possível identificar as rochas aflorantes. P2, anexo de pontos e figura 6.	36
Figura 10: Perfil estratigráfico 2, confeccionado na escala 1:100 e fácies discriminadas ao lado. Ressalta-se a diminuição de espessura da Formação Água Preta quando comparado com o perfil 1. P4, anexo de pontos e figura 6.....	37
Figura 11: perfil estratigráfico 3, confeccionado na escala 1:100 entre os perfis estratigráficos I e II, e com fácies discriminadas ao lado. O perfil apresenta-se com uma inversão estratigráfica tal qual o perfil	

1. Ressalta-se a fácies Pm e a presença da suíte Ígnea 1, na forma de soleira, no contato entre as Formações Água Preta e Resplandecente.....	37
Figura 12: estruturas sedimentares colhidas na porção superior da Formação Água Preta.	38
Figura 13: a foto superior evidencia a discordância de natureza erosiva existente entre as Formações Água Preta e Chapada Acauã. A foto inferior mostra uma fácies típica da Formação Chapada Acauã na região: alta proporção de matriz, grãos altamente angulosos. Não é incomum encontrar grãos com a geometria “bullet shape” (forma de projétil).	39
Figura 14: perfil estratigráfico 4, confeccionado na escala 1:100. Vale ressaltar uma aparente ciclicidade existente na deposição da Formação Chapada Acauã. P29, anexo de pontos e figura 6	40
Figura 15: zona de transtensão, evidenciado pela dupla movimentação sinistral (setas vermelhas e amarelas). So: 260/27; Sn: 105/30; Plano de falha: 180/80; Le: 115/27 (no plano do acamamento)..	52
Figura 16: a primeira imagem faz referência a presença de sulcos, em corte perpendicular ao acamamento. A segunda imagem ressalta a presença de quartzo estirado também em corte perpendicular ao acamamento.....	53
Figura 17: esta imagem ressalta a presença de sulcos num corte perpendicular ao acamamento S ₀ . Movimentação sinistral.	53
Figura 18: esquema de evolução simplificada de um fluxo piroclástico, adaptado de Manville <i>et al.</i> 2009.....	59

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: faixas granulométricas utilizadas	10
Tabela 2: primeira proposta de coluna estratigráfica da área de estudo (Chaves <i>et al.</i> 2013)	22
Tabela 3: segunda proposta de coluna estratigráfica para área de estudo (Souza 2016).....	24
Tabela 4: análise simplificada das fácies aflorantes na região de estudo.....	57
Tabela 5: coluna estratigráfica simplificada da hipótese 1.....	66

RESUMO

A região de Itacambira, situada na porção centro-norte do estado de Minas Gerais, sempre despertou o interesse de geólogos por conta da descoberta de diamantes nos aluviões das principais drenagens no final do século XVIII. A partir do final do século XIX diversos trabalhos de cunho científico foram desenvolvidos na região com o objetivo de compreender o arcabouço geológico, a fim de elucidar a “polêmica origem dos diamantes”. Na região estudada afloram principalmente rochas de origem sedimentar, além de ígneas, do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas, assentadas sobre o Complexo Porteirinha. Todo o pacote rochoso foi deformado durante a estruturação do Orógeno Araçuaí, inserida no ciclo tectônico Brasileiro, que culminou com a geração do Supercontinente Gondwana (1,0 Ga – 440 Ma). O presente trabalho, ao utilizar no seu escopo a metodologia conhecida como análise topológica pela primeira vez na região, avança no conhecimento ao observar uma possível nova relação de campo. Tal relação envolve uma rocha ígnea, ainda sem referência na literatura, e uma sucessão sedimentar vulcanoclástica, que teve sua deposição diretamente controlada pelo “*emplacement*” do corpo ígneo. Neste contexto, a rocha ígnea aqui descoberta tem alto potencial de ser à tão procurada “rocha-mãe” dos diamantes.

Palavras chaves: Supergrupo Espinhaço, Formação Água Preta, produtos vulcanoclásticos.

ABSTRACT

The middle-north of Minas Gerais state, since latest of XIX century has been targeting by geologist that seek the source of diamonds found at alluviums of the main rivers of the region. The region is rich in sedimentary rocks, besides igneous rocks, emplaced upon the basement. These sedimentary rocks are grouped at Espinhaço Supergroup and Macaúbas Group with the basement is older than 1.8 Ga. All rocks were deformed during structuring of Araçuaí Orogen, in the Brazilian Cycle, that resulted in the generation of the Gondwana Supercontinent (1.0 Ga – 440 Ma). This work focus in field relations, worked with the methodology of topology analysis, bring new evidence, between igneous rocks and yours volcaniclastics products. This igneous rock has a high potential to be the “matrix rock” of diamonds.

Key words: Espinhaço Supergroup, diamonds, volcaniclastics products

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

1.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

O presente trabalho é fruto do prosseguimento de uma série de atividades de campo feitas na região pelo autor. Tais estudos, possibilitados primeiramente por um projeto de iniciação científica, tiveram início no ano de 2014, com continuidade nos anos de 2015 e 2016 e se estenderam até o presente momento com o desenvolvimento deste Trabalho de Conclusão de Curso (TCC 400).

O foco dos trabalhos estão relacionados ao entendimento do arcabouço estratigráfico e estrutural envolvendo as rochas do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas na faixa Itacambira - Terra Branca - Planalto de Minas.

1.2 NATUREZA E JUSTIFICATIVAS

No primeiro trabalho detalhado de natureza estratigráfica na região, Karfunkel & Karfunkel (1976) produziram um panorama que serviu de base para os demais pesquisadores que seguiram estudando a região (Martins 2006; Martins *et al.* 2008; Chaves *et al.* 2013; Leite 2013).

Do ponto de vista econômico, a região é historicamente conhecida pela exploração de diamantes. O primeiro relato da descoberta da referida gema data do final do século XVIII. Desde então a região é explorada, principalmente por garimpeiros, em aluviões e rochas de origem sedimentar (Moraes & Guimarães 1931, Karfunkel & Karfunkel 1976, Martins 2006 e Chaves *et al.* 2013).

Karfunkel & Karfunkel (1976) fazem referência a “brechas, conglomerados, quartzitos e xistos cloríticos”, alertando que as fácies conglomeráticas que seriam a “... rocha-matriz dos diamantes”. Estas rochas contendo diamantes seriam aflorantes ao longo dos rios Itacambiruçu, Congonhas e Macaúbas. Para tal sucessão os autores reservaram o nome Formação Água Preta.

No mesmo trabalho, os autores também fazem referência a “quartzitos e quartzitos micáceos (...) contendo conglomerados monomíticos” que “capeiam a Formação Água Preta”. Para esta sucessão de rochas os autores deram o nome de Formação Matão.

Ainda em Karfunkel & Karfunkel (1976), os autores chamam a atenção para a similaridade das distribuições dos conglomerados diamantíferos encontrados na região de Itacambira/Grão Mogol e Diamantina, ressaltando que ambos estão alinhados numa direção aproximadamente norte-sul (figura 1).

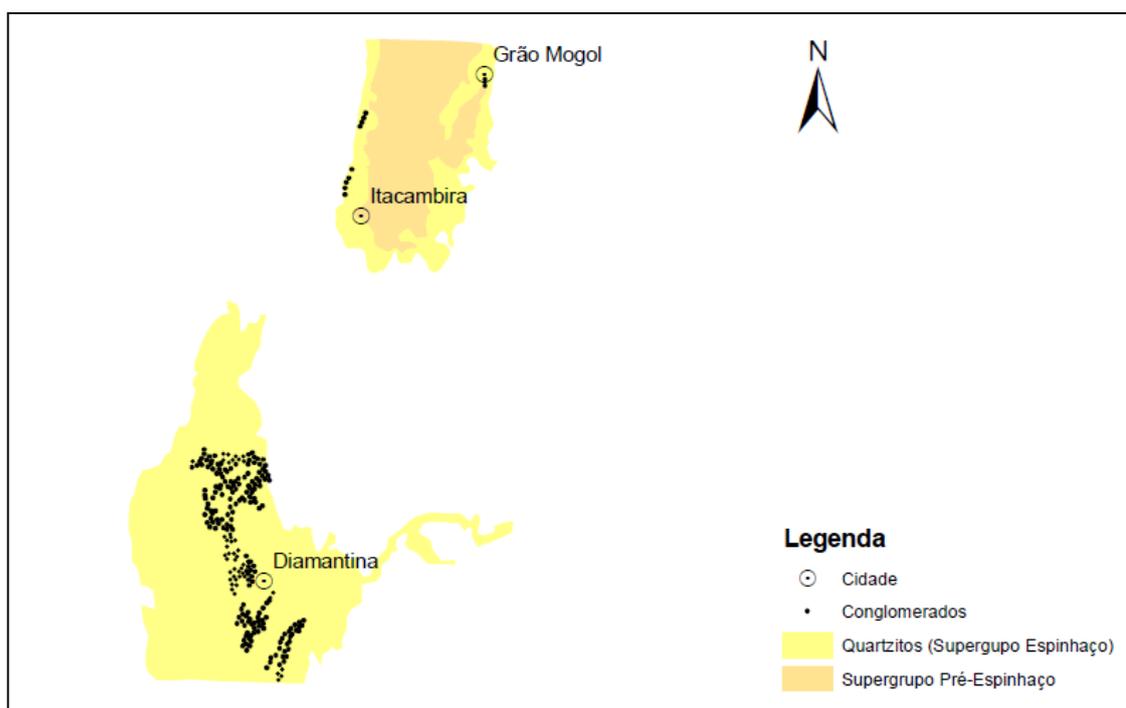


Figura 1: Mapa ressaltando as ocorrências de conglomerados portadores de diamantes nos arredores de Diamantina e de Itacambira/Grão Mogol. Extraído de Karfunkel & Karfunkel (1976) e digitalizado no presente trabalho. O embasamento é referido como Supergrupo Pré- Espinhaço.

Vale ressaltar que o intervalo observado na figura 1, entre os quartzitos da região de Diamantina e os quartzitos aflorantes mais a norte, são preenchidos por rochas mais novas, pertencentes ao Grupo Macaúbas, base do Supergrupo São Francisco, com exceção de uma pequena faixa aflorante na região de Planalto de Minas, na qual aflora uma sucessão mais antiga (Souza 2016). Daí se pode dizer que, na época de deposição, as duas regiões citadas acima estavam muito próximas geograficamente.

Chaves *et al.* 2013, associam garimpos de diamante na região de Grão Mogol a Formação Água Preta, corroborando com a tese proposta por Karfunkel & Karfunkel (1976), e ressalta a exploração de diamantes não só em aluviões mas também em rochas, como por exemplo no garimpo “Pedra Rica”.

Martins (2006), trabalhando nos arredores do rio Macaúbas, observa a localização dos principais garimpos ao longo de tal rio e considera a possibilidade de que os diamantes estejam contidos em conglomerados da Formação Serra do Catuni, de natureza glacial. Ao identificar pavimentos estriados, provocadas pela movimentação de geleiras, indicando que as mesmas se movimentaram de oeste para leste, o autor não descarta a hipótese de que a fonte primária dos diamantes seja aflorante no Cráton São Francisco, que se localiza a oeste da região de Itacambira. Martins (2006) alerta que diamantes também existiriam em sucessões conglomeráticas de idade Cenozóica, principalmente no topo das chapadas da região.

Além disso, Moraes & Guimarães (1931) e Martins (2006) fazem referência à presença de carbonados, uma variedade policristalina do diamante, associados aos sedimentos glaciais. Tal mineral, bastante encontrado nos garimpos da região de Itacambira, não é encontrado na região de Diamantina.

Dando sequência aos trabalhos na região Martins *et al.* 2008 conseguem, em campo, definir falhas normais associadas à uma discordância erosiva e constata a presença de brechas e conglomerados relacionados a estas estruturas. Neste trabalho os autores reduzem a Formação Água Preta apenas a presença de brechas e conglomerados e associam a Formação Matão a conglomerados e quartzitos que apresentam estruturas sedimentares do tipo *herringbone e hummocky*, fazendo referência a um período marinho raso que bacia Macaúbas provavelmente esteve submetida. Neste trabalho, diferentemente do que eram entendida anteriormente, as Formações Água Preta e Matão passam a pertencer à base do Grupo Macaúbas.

A presença de um ambiente marinho raso neste contexto geológico se mostra bastante evidente, tanto na região de Diamantina quanto na região de Itacambira. Na região de Diamantina a sucessão sedimentar representante do ambiente marinho raso é individualizado no Grupo Conselheiro Mata. Fraga (2013) mostra que os quartzitos eólicos da Formação Galho do Miguel se interdigitam em alguns pontos com a sucessão marinha. Em Itacambira, Leite (2013) também evidencia que os quartzitos eólicos da Formação Resplandecente variam lateralmente para um ambiente marinho raso. Deste modo, é comum encontrar na literatura referências ao que seria o “Mar Conselheiro Mata” e de se estabelecer uma correlação estratigráfica entre as Formações Galho do Miguel e Resplandecente (Leite 2013, Lopes 2013).

Leite (2013) faz o uso da análise de fácies da sucessão sedimentar contendo brechas e conglomerados aflorantes em Itacambira e defende a ideia que estas rochas seriam fruto de um processo de rifteamento, na qual se depositaria uma típica sequência rifte, formada por leques aluviais que variaria lateralmente para um sistema fluvial entrelaçado. Para esta sucessão a autora atribui o nome de Formação Duas Barras.

O início dos estudos geocronológicos nas rochas da região teve início com Martins 2006, que obteve zircões detríticos mais novos de idade 1.2 Ga para a sucessão de rochas definida pelo autor como Formação Matão. A mesma idade é encontrada nos conglomerados diamantíferos da Formação Água Preta em Grão Mogol por Chaves *et al.* (2013). Leite (2013) encontra a idade de 1.2 Ga para a sucessão de brechas, conglomerados, quartzitos e pelitos, que outrora era reconhecida como Formação Água Preta, diamantífera (Karfunkel & Karfunkel 1976), mas que pela autora é denominada Formação Duas Barras.

Deve-se ressaltar que, conglomerados de matriz tufácea portadores de diamantes da região de Diamantina são datados de 1.2 Ga (Chemale *et al.* 2012).

Babisnki *et al.* 2012 descobrem zircões detríticos de idade aproximada de 900 Ma para uma sucessão quartzitos, quartzitos conglomeráticos e raro conglomerados denominada Formação Duas Barras.

Por fim, idades obtidas para as rochas que apresentam influência glacial (Formação Chapada Acauã e Formação Serra do Catuni) são balizadas entre 700 e 800 Ma. Pertencem à bacia Macaúbas (Martins 2006).

Isto posto, observa-se que não existe um consenso na literatura no que se refere ao posicionamento estratigráfico e a interpretação das Formações Água Preta, Matão e Duas Barras.

Nestas condições, trabalhos de campo são fundamentais para que se possa evoluir no entendimento da geologia da região. Com este foco se insere o presente trabalho. .

1.3 OBJETIVO

Este trabalho tem por objetivo levantar dados estratigráficos e estruturais e interpretá-los um a um, sob a óptica da análise de sistemas deposicionais. Uma atenção especial foi dada a Formação Água Preta (Karfunkel & Karfunkel 1976).

1.4 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo localiza-se a oeste da cidade de Itacambira, norte de Minas Gerais. O trajeto rodoviário mais curto entre Itacambira e Ouro Preto perfaz aproximadamente 545 km.

O acesso rodoviário, a partir de Ouro Preto, inicia-se pela BR-356 até o município de Nova Lima, onde se deve tomar a BR-040. Próximo à cidade de Sete Lagoas, deve-se alcançar a MG-135. Segue-se pela MG-135 passando por Curvelo até a cidade de Bocaiúva. Em Bocaiúva se deve acessar a IMG-165, num trajeto até a cidade de Guaraciama, que perfaz 19 km. De tal cidade deve-se seguir até o povoado de Pau D'olho, num trajeto de aproximadamente 14 km. De Pau D'olho deve-se seguir até Itacambira, num trajeto de 46 km. Este é o trajeto rodoviário mais curto entre Ouro Preto e Itacambira (Figura 2).

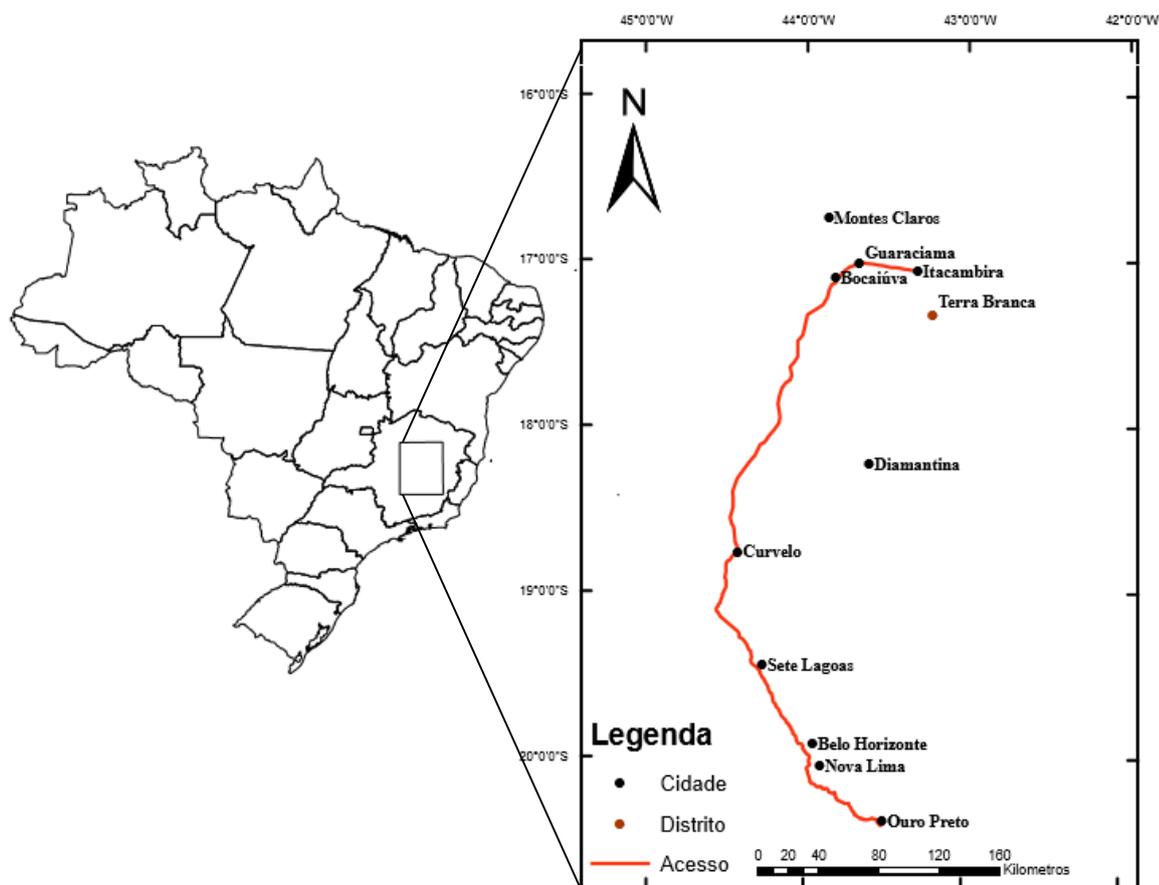


Figura 2: localização e trajeto rodoviário mais curto entre Ouro Preto e Itacambira.

1.5 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

O município de Itacambira está inserido na bacia hidrográfica do rio Jequitinhonha, que flui com direção aproximada SW-NE a sul de Itacambira (Noce 1997). Seus principais afluentes na região são os rios Tabatinga, Macaúbas e Itacambiruçu (Figura 3).

Os rios Tabatinga e Macaúbas fluem, com direção aproximada, de norte para sul. O rio Macaúbas intercepta o rio Jequitinhonha nas proximidades de um distrito da cidade de Bocaiúva denominado Terra Branca, enquanto que o rio Tabatinga intercepta o Jequitinhonha numa direção aproximadamente paralela a esta, porém a oeste (Figura 3).

A leste da cidade de Itacambira nasce o rio Itacambiruçu que flui, num primeiro momento, com direção aproximada, de sul para norte, e após receber o rio Congonhas como afluente, e deflete para uma direção de fluxo leste-oeste e depois de norte para sul até interceptar o rio Jequitinhonha a nordeste da cidade de Itacambira (figura 3)

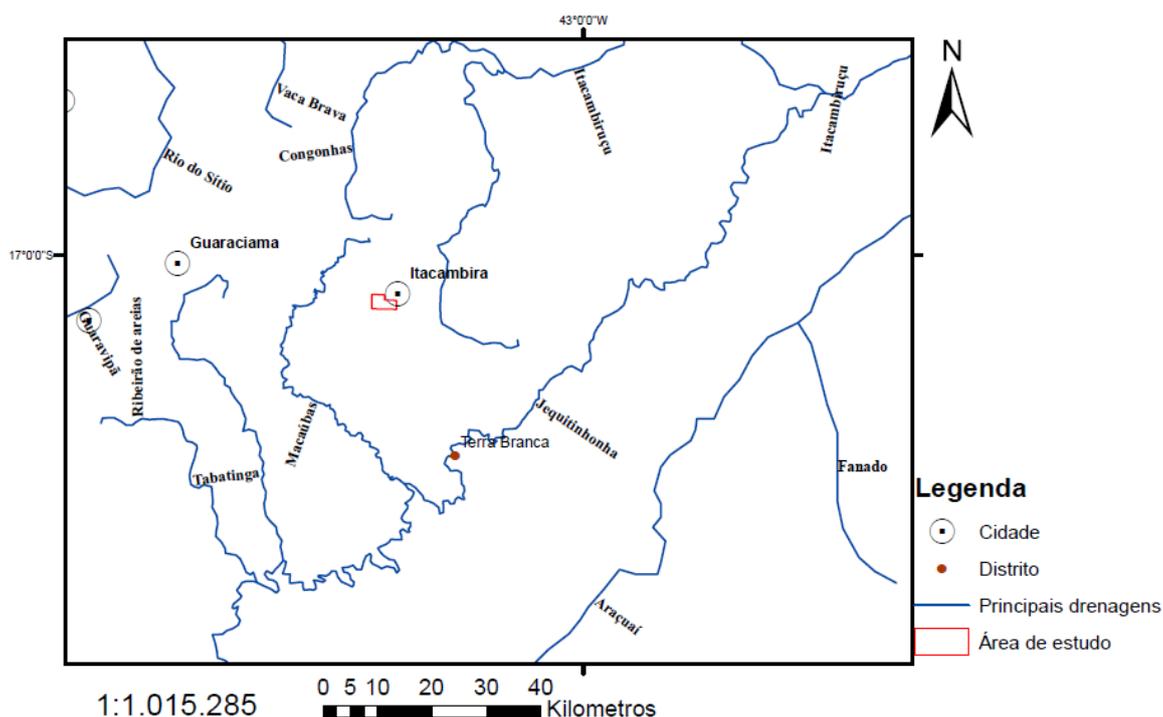


Figura 3: Localização de Itacambira e principais drenagens

O clima na região da bacia do rio Jequitinhonha é considerado semiárido, com período seco superior a seis meses por ano (IGAM).

No que diz respeito ao relevo da região, o que mais chama a atenção é o conjunto de serras em forma de arco com concavidade voltada para norte. O flanco leste desta estrutura prolonga-se até o estado da Bahia. Esta feição geomorfológica marca o início do chamado Espinhaço Setentrional.

Os cumes destas serras chegam a 1200 metros, sendo que a altitude média dos terrenos circundantes ficam no entorno de 1000 metros (Noce 1997). A cidade de Itacambira está localizada na porção centro-oeste desta estrutura e tem altitude média de 1050 metros. Vale ressaltar que o flanco oeste e o núcleo deste conjunto de serras estão inseridos inteiramente na bacia do rio Jequitinhonha (Noce 1997).

CAPÍTULO II

MÉTODOS UTILIZADOS

Para alcançar o objetivo deste trabalho, primeiramente foi realizada uma revisão bibliográfica da geologia regional e local além uma revisão dos métodos e conceitos que foram empregados no campo. A síntese da geologia regional, fruto da revisão bibliográfica, será feita no capítulo seguinte. Aqui será dada atenção aos métodos e conceitos.

Vale ressaltar que, sempre que feita referências a dados de geocronologia em rochas sedimentares, notadamente as datações feitas em zircão, à idade trazida aqui se refere à população de zircões mais novos colhidas em tais sucessões. Assim, as rochas sedimentares portadoras destes zircões são mais novas do que a idade referida. As datações feitas em rochas ígneas, como em diques, por exemplo, não tem origem detrítica e, portanto, apresentam um valor absoluto para a idade obtida.

2.1 DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

Na descrição petrográfica das rochas sedimentares aflorantes da região foi estabelecido o uso dos termos apenas sedimentares, sem referência aos correspondentes metamórficos, pois as rochas da região possuem metamorfismo incipiente.

Assim, por exemplo, para as rochas com moda dos grãos na fração areia foi assumido o nome arenito ao invés de quartzito, apesar de ser possível identificar uma foliação bem marcada.

A escala granulométrica, graduada em milímetros, utilizados neste trabalho para descrever macroscopicamente as rochas vai de acordo com a proposta por Miall 2016 (tabela 3).

Os termos “estratificações cruzadas de grande porte” ou “estratificações cruzadas de pequeno porte” foram evitadas devido ao alto caráter subjetivo inerente a tais termos.

Diâmetro das partículas em mm	Clastos siliciclásticos
>256	Matação
64-256	Calhau
4-64	Seixo
2-4	Grânulo
1-2	Areia muito grossa
1-1/2	Areia grossa
1/2-1/4	Areia média
1/4-1/8	Areia fina
1/8-1/16	Areia muito fina
<1/16	Pelito

Tabela 1: faixas granulométricas utilizadas

2.2 CONCEITO DE FÁCIES

Uma das principais ferramentas utilizadas para auxiliar na análise do ambiente deposicional são a descrição e interpretação de fácies sedimentares (Miall 2016).

Uma fácies é definida por Walker (1992) como a “soma dos aspectos litológicos e paleontológicos de uma unidade estratigráfica”. Tais “aspectos” são aqueles preservados em rochas sedimentares e que estão relacionados aos processos deposicionais.

Cada fácies representa uma individual mudança no ambiente deposicional. Portanto, a quantidade de fácies presente em uma única unidade estratigráfica poderá tornar a interpretação pode se tornar bastante complexa. O conceito de fácies deve ser adequado de acordo com o enfoque do estudo, para que assim se possa idealizar um modelo de ambiente de sedimentação (Miall 2016).

Para adequar o levantamento de fácies ao objetivo do presente trabalho foram adotadas duas medidas que visaram aperfeiçoar o trabalho de campo. Com isso, as informações faciológicas levantadas puderam ser analisadas com maior clareza.

A primeira medida foi definir as escalas dos perfis estratigráficos. Assim, perfis foram confeccionados em escala pequena, de detalhe (1:100), apresentando assim maiores detalhes

faciológicos descritos do que os perfis confeccionados em trabalhos anteriores na região (ex., Leite 2013).

A segunda medida foi assumir que alguns aspectos faciológicos são mais relevantes do que outros para a interpretação paleoambiental. Tendo isso em vista, Miall (2016) sugere estabelecer uma ordem de prioridade na análise de fácies. Ele sugere a seguinte escala de prioridades, passando da maior para menor importância na descrição:

1º- Reconhecer bases erosivas;

2º- Reconhecer topo e base de diferentes litologias;

3º- Reconhecer mudanças bruscas de granulometria;

4º- Reconhecer mudanças de estruturas sedimentares dentro de uma mesma fração granulométrica.

Após o reconhecimento de fácies, elas foram agrupadas em associações de fácies, conjuntos que possuem associação espacial e/ou temporal, ou seja, foi criada uma associação de fácies. O conjunto de associações de fácies foi utilizado para gerar um conceito de sistema deposicional que pode ser comparado com os modelos de sistemas deposicionais consagrados na literatura.

A nomenclatura das fácies adotada segue a proposta feita por Miall (2016). Nela, o autor estabelece que a primeira letra deva ser maiúscula e dizer respeito ao litotipo predominante. As letras minúsculas seguintes dizem respeito a características marcantes da fácies. Por exemplo, um **quartzito** que possui como característica mais marcante o fato de apresentar estratificações **planares** recebe a sigla **Qp**.

2.3 ANÁLISE TOPOLOGICA

O objetivo da análise topológica é o de complementar os argumentos de natureza estratigráfica. Tal análise busca reconhecer o padrão geométrico das dobras e adiciona critérios geopetais e a análise da vorticidade, podendo assim estabelecer corretamente o topo e a base de sucessões deformadas ou polideformadas (Carneiro & Lima 1989, Willians 1985).

A análise das estruturas de natureza rúptil teve por objetivo auxiliar no entendimento dos possíveis mecanismos controladores da deposição e do arcabouço geotectônico da região.

2.4 ESTATÍSTICA COM DADOS ESTRUTURAIS

Os dados estruturais foram tratados estatisticamente utilizando autovetores e autovalores. Este é um método utilizado para designar a análise direcional e garantir que os dados coletados apresentam validade estatística (Friend 2005).

Por dados estatisticamente validados entende-se que as estruturas levantadas em campo tem representatividade e que não devem ser interpretadas como estruturas isoladas.

A utilização do método proposto por Friend 2005 implica na geração de dois parâmetros: o parâmetro K e o parâmetro C. Estes parâmetros são plotados no Diagrama de Woodcock.

O valor do parâmetro K pode variar de 0 a ∞ . Valores maiores que 1 indicam padrão de guirlanda e valores menores que 1 indicam padrão agrupado (Friend 2005).

O parâmetro C indica a “força” do parâmetro K e também pode variar de 0 a ∞ . Valores maiores que 3 indicam uma forte orientação preferencial e valores menores que 3 indicam uma fraca orientação preferencial. Ou seja, valores maiores do que 3 indicam de algum fenômeno estruturante e valores menores do que 3 indicam fenômenos não estruturantes (Friend 2005).

2.5 MÉTODOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo foram realizados com o objetivo de mapear as fácies presentes nos corpos aflorantes e estabelecer uma análise dos dados. Para isso, foram confeccionados perfis estratigráficos verticais de detalhe e reconhecidas estruturas de natureza tectônica.

A base cartográfica utilizada para o mapeamento dos corpos aflorantes foi uma foto aérea da área na escala 1: 25.000.

O método de mapeamento utilizado foi o de caminhamento, ou seja, seguiu-se, sempre que possível, os corpos aflorantes, verticalmente e lateralmente, e os contatos entre os mesmos.

Para levantar os perfis estratigráficos verticais foi utilizada a vara de Jacó. O objetivo de utilizá-la é determinar a espessura das fácies identificadas. A vara de Jacó é uma régua graduada de 10 em 10 cm e é utilizada com auxílio de uma bússola, para empilhar, por meio de uma projeção horizontal, a base

de uma fácies até o seu topo. A bússola atua aqui como um clinômetro, de modo que a projeção horizontal sempre esteja perpendicular à direção das fácies.

Em camadas inclinadas, primeiramente coleta-se o mergulho das mesmas e em seguida inclina-se a vara de Jacó no mesmo valor do mergulho das camadas. Assim, a vara de Jacó sempre estará perpendicular às camadas.

Como foram verificados que as rochas da região apresentam uma considerável inclinação (aproximadamente 30°), os dados foram tratados, por correção trigonométrica, de modo a evidenciar a espessura real dos pacotes sedimentares.

CAPÍTULO III

SÍNTESE GEOLÓGICA

3.1 ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO

A região de estudo está inserida no que é hoje entendido como Orógeno Araçuaí. O Orógeno Araçuaí, estruturado no Ciclo Brasileiro (1.0 Ga – 440 Ma), é atualmente bordado, na porção oeste e norte, pelo Cráton São Francisco, a sul pelo Orógeno Ribeira e a leste por rochas relacionadas à abertura do Atlântico Sul no Cretáceo (Alkmim 2004; Alkmim *et al.* 2007).

Na região centro-norte de Minas Gerais foram desenvolvidas porções de duas bacias sedimentares: a bacia Espinhaço de idade Paleo/Mesoproterozóica, relacionada à Trafogênese Estateriana (1.7 Ga) e a bacia Macaúbas, superimposta a bacia Espinhaço, de idade Neoproterozóica, relacionada à Trafogênese Toniana (900 Ma). Posteriormente estruturou-se o Orógeno Araçuaí, um segmento do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo. Ambas as bacias se situavam na porção oeste de Gondwana, num período de tempo em que os Crátons do São Francisco, a oeste, e do Congo, a leste, estavam conectados (Alkmim 2004; Alkmim *et al.* 2006).

As evidências tectônicas levam a crer que os blocos cratônicos do São Francisco e do Congo se conectaram apenas na sua porção norte, por uma espécie de “ponte”, estabelecendo assim uma forma geométrica que se assemelha a de um “U”. Tal conexão teria ocorrido por volta de 2.0 Ga. Após tal amalgamação, os crátons permaneceram unidos até a abertura do Oceano Atlântico. Assim, o Orógeno Araçuaí situado a sul de tal ponte, e bordado a norte, leste e oeste por crátons, possui a característica de ser um orógeno confinado, sendo este um dos fatos que o distingue dos modelos clássicos existentes de desenvolvimento orogênico (Alkmim *et al.* 2006).

De sua amalgamação em 2.0 Ga até o desenvolvimento da bacia Macaúbas, o Cráton São Francisco-Congo foi precedido por uma sucessão de eventos de rifteamento (Pedrosa Soares & Alkmim 2011).

Tais eventos de rifteamento foram responsáveis pela criação de espaço físico que possibilitou o *emplacement* de rochas de natureza ígnea e a deposição de rochas sedimentares, que assentaram sobre um embasamento mais antigo que 1.8 Ga. Estes ciclos estão representados pelo Supergrupo Espinhaço e pelo Grupo Macaúbas, sendo este o grupo basal do Supergrupo São Francisco (tabela 2). Ambos os

ciclos de deposição foram submetidos à inversão tectônica, resultado da estruturação do Orógeno Araçuaí (Alkmim *et al.* 2006; Noce *et al.* 2007; Pedrosa Soares & Alkmim 2011).

Pelo menos três eventos de rifteamento são descritos como responsáveis pela deposição das rochas do Supergrupo Espinhaço (Dussin *et al.* 1994, Chemale *et al.* 1998, 2012; Fernandes *et al.* 1994; Martins-Neto 2000; Silva *et al.* 2002b; Pedrosa-Soares & Alkmim 2006; Costa *et al.* 2014; Santos *et al.* 2015).

O primeiro dos eventos de rifteamento é conhecido na literatura como Rift Estateriano e tem idade aproximada de 1.7 Ga. Foi responsável pelo *emplacement* de granitos anorogênicos da suíte Borrachudos e pela deposição das Formações Bandeirinha, ambiente eólico, e São João da Chapada, uma sequência vulcano-sedimentar depositada num ambiente lacustre/aluvial, sendo estes os representantes da base do Grupo Diamantina (Dussin *et al.* 1994, Chemale *et al.* 1998, 2012; Fernandes *et al.* 1994; Silva *et al.* 2002b; Pedrosa-Soares & Alkmim 2006; Santos *et al.* 2015).

O segundo rift estabelecido sobre a sequência Espinhaço, de idade balizada por volta de 1.5 Ga, foi responsável pela geração de uma sequência de natureza vulcânica félsica intercalada com sedimentos, conhecida como Formação Riacho Seco, e pela deposição da Formação Painéis num ambiente aluvial/lacustre. Ambas as Formações compõem o Grupo Mato Verde (Costa *et al.* 2014). Estes dois primeiros eventos rifte não existem, por enquanto, correspondentes descritos na região de Itacambira.

Assim, acredita-se que entre o segundo e o terceiro eventos de rifteamento, durante um período de tempo de aproximadamente 500 Ma, estabeleceu-se uma bacia do tipo *sag*. Tal bacia é caracterizada por um relativo período de estabilidade tectônica, na qual teria sido depositada, num ambiente eólico, as Formações Galho do Miguel, a sul, e Resplandecente, a norte (Martins-Neto 2000, Souza 2016). Tal sistema eólico varia lateralmente para um ambiente marinho raso, neste caso uma sucessão de arenitos, pelitos e raras brechas (Leite 2013).

Assim, por volta de 1.2 Ga deposita-se a Formação Água Preta. A Formação Água Preta foi definida por Karfunkel & Karfunkel (1976) para a sucessão sedimentar que contém diamantes, aflorantes na região de Itacambira/Grão Mogol. No entanto, Moraes & Guimarães 1931, relatam que existem sucessões vulcanoclásticas na região de Diamantina.

O terceiro e último evento de rifteamento associado à bacia Espinhaço, de idade mais nova do que 1.2 Ga, teve como resultados a deposição de rochas sedimentares portadoras de diamantes reconhecido como Formação Sopa-Brumadinho, aflorante na região de Diamantina (Martins-Neto 2000).

No que diz respeito à bacia Macaúbas, acredita-se que foram superimpostos mais dois eventos de rifteamento. Diferentemente do que é observado no ciclo Espinhaço, o último evento de rifteamento da bacia Macaúbas foi abortado como desenvolveu uma margem passiva que culminou a geração de crosta oceânica. Ou seja, a bacia Macaúbas apresenta todos os estágios tectônicos de desenvolvimento de uma bacia sedimentar (Tack 2001, Pedrosa–Soares & Alkmim 2006, Queiroga *et al.* 2007, Castro 2014, Kuchenbeker *et. al* 2015, Souza 2016).

O Grupo Macaúbas é dividido internamente em Grupo Macaúbas Inferior e Grupo Macaúbas Superior. Esta divisão é balizada por uma sucessão de rochas sedimentares geradas por influência glacial conhecida como Formação Chapada Acauã. Tais depósitos glaciogênicos apresentam ampla ocorrência e servem como horizonte guia para os estudos estratigráficos. Segundo Kuchenbecker *et al.* (2015), a idade máxima de deposição para esta Formação é de 743 Ma.

A bacia Macaúbas superpôs em parte à bacia Espinhaço e sua abertura é marcada pelo estiramento de crosta continental. Tal evento tectônico foi responsável pelo *emplacement* de diques máficos da Suíte Pedro Lessa datados em 939 Ma, marcadores ígneos da abertura de tal bacia, pela geração de falhas normais e deposição do Grupo Macaúbas Inferior, numa típica sucessão sedimentar rift (leque aluvial/fluvia/marinho raso), na qual foram depositadas as Formações Matão, Duas Barras, Capelinha e Rio Peixe Bravo. Em seguida é descrita a deposição intercalada de xistos verdes e quartzitos, conhecido na literatura como Formação Planalto de Minas, 889 Ma, além do *emplacement* de granitos anorogênicos, conhecidos como Salto da Divisa, de 850 Ma (Dussin & Dussin 1995, Martins *et. al* 2008, Pedrosa-Soares e Alkmim 2011, Castro 2014, Souza 2016).

Além de delimitar a influência glacial na bacia, a divisão do Grupo Macaúbas marcada pelo segundo pulso distensivo imposto à bacia Macaúbas e a geração de magma de filiação alcalina datada de 730-676 Ma. Tais intrusões são de natureza anorogênica e estão expostas atualmente na Província Alcalina do Sul da Bahia (Rosa *et al.* 2007).

O Grupo Macaúbas Superior é representado pela Formação Chapada Acauã superior e pela Formação Ribeirão da Folha. Esta sucessão pós-glacial é comumente relacionada ao estágio de margem passiva a qual a bacia Macaúbas foi submetida, com a inclusive geração de crosta oceânica por volta de 660 Ma (Pedrosa-Soares *et al.*, 1992; 1998; 2011; Queiroga *et al.*, 2007).

Após um curto período de tempo de desenvolvimento de crosta oceânica, já por volta de 630 Ma, a bacia Macaúbas começa a sofrer processo de subducção, que resulta no desenvolvimento do Arco Magmático Rio Doce, exposto no núcleo do Orógeno Araçuai (Pedrosa-Soares *et. al* 2007).

Tal fato é marcado pelo aparecimento da denominada suíte G1. Este evento é coincidente com a colisão do Bloco Paranapanema, sudoeste do Cráton São Francisco. Acredita-se que a bacia Macaúbas

fecha-se completamente após a geração das suítes intrusivas sin-colisionais G2 e G3, balizados pela idade de 530 Ma (Alkmim *et al.* 2006, Pedrosa-Soares *et al.* 2001).

Granitos pós-colisionais, referentes ao colapso do Orógeno, se instalaram em zonas de fraqueza, como por exemplo, em zonas de cisalhamento. Tais granitos são conhecidos como suítes G4 e G5. Acredita-se que o pico de metamorfismo tenha idade de 530 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, Marshak *et al.* 2006).

Todo o modelo que trata da evolução tectônica e compartimentação em domínios do Orógeno Araçuaí descrito a seguir foi baseado no artigo (Alkmim *et al.* 2006).

Tal artigo evidencia que todo processo de estruturação do Orógeno Araçuaí imprimiu na região domínios estruturais que diferem um dos outros em termos de estilo tectônico e de história deformacional. A região foi compartimentada em 10 domínios, sendo eles: Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço, Zona de Cisalhamento Chapada Acauã, Corredor Minas Novas, Saliência Rio Pardo, Bloco Guanhães, Zona de Cisalhamento Dom Silvério, Zona de Cisalhamento Itapebi, Núcleo Cristalino do Orógeno Araçuaí e Cinturão do Oeste-Congo. De todos estes domínios apenas o último não é aflorante no Brasil, sendo atualmente observado na contraparte africana.

O modelo mais aceito atualmente e que explica a estruturação de todos os compartimentos tectônicos citados acima foi o “Modelo de Quebra-Nozes” (Alkmim *et al.* 2006). O ponto chave de tal modelo postula que o Cráton São Francisco foi rotacionado no sentido anti-horário devido à colisão dos blocos Paranapanema, Amazônia e do Kalahari contra o Cráton São Francisco, quase que sincronicamente, comprimindo a bacia Macaúbas num modelo semelhante ao de um quebra-nozes, forçando-o a fechar (figura 5).

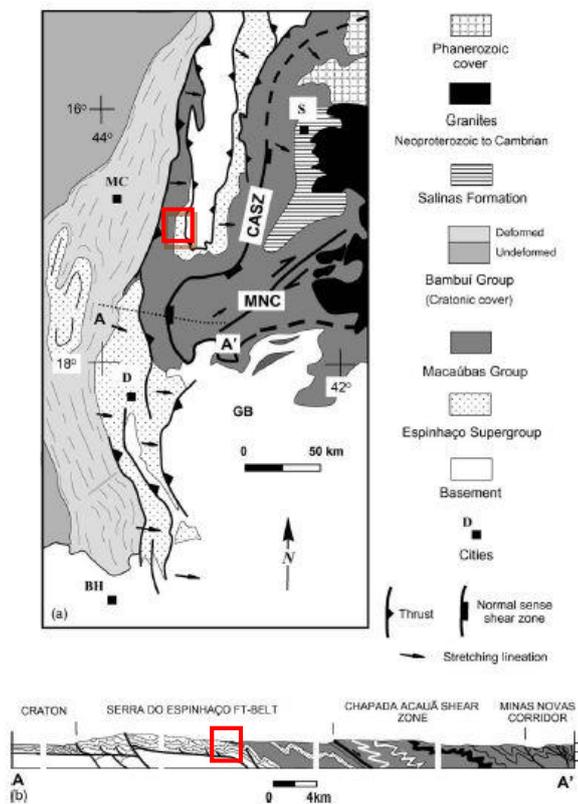


Figura 4: Mapa e perfil estrutural do Orógeno Araçuaí, com a localização aproximada da área de estudo no retângulo vermelho (Alkimim *et al.* 2006, modificado).

Vale ressaltar que o grau metamórfico na região varia da fácies anfibolito-granulito no domínio do núcleo cristalino até a grade xisto verde nas proximidades do contato Orógeno-Cráton, ou seja, o grau metamórfico diminui de leste para oeste seguindo um *trend* aproximadamente norte-sul (Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

Processos neotectônicos, de idade Cenozóica foram responsáveis pelo *emplacement* de diques de natureza alcalina que cortam todas as demais sequências. Estes diques não apresentam indícios de deformação. Este episódio de extensão crustal é o último até então registrado (Dussin 1994).

Associado a este processo de extensão crustal observa-se a presença, principalmente nas feições geomorfológicas de chapadas, rochas de natureza conglomeráticas e crostas lateríticas, aproximadamente horizontalizadas e recobertas por latossolos. A tal sucessão dar-se o nome de Formação São Domingos (Noce 1997; Martins 2006).

A região de Itacambira, assim como a de Diamantina, estão inseridas no domínio de Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço. Tal domínio está estruturado na direção norte-sul e é caracterizado por apresentar um sistema de falhas de empurrão e dobras com predomínio de vergência para oeste, que se propagam até alcançar a borda leste do Cráton São Francisco. Tais estruturas afetam

parte da bacia Espinhaço e da bacia Macaúbas, além do embasamento. A estrutura mais proeminente neste compartimento é o deslocamento que as sucessões supracrustais foram submetidas pela propagação de um *detachment* em direção a oeste. Vale ressaltar que o Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço se estende por cerca de 600 km e afeta, além da região de estudo, parte do Aulacógeno Paramirim e parte do Quadrilátero Ferrífero (figura 4).

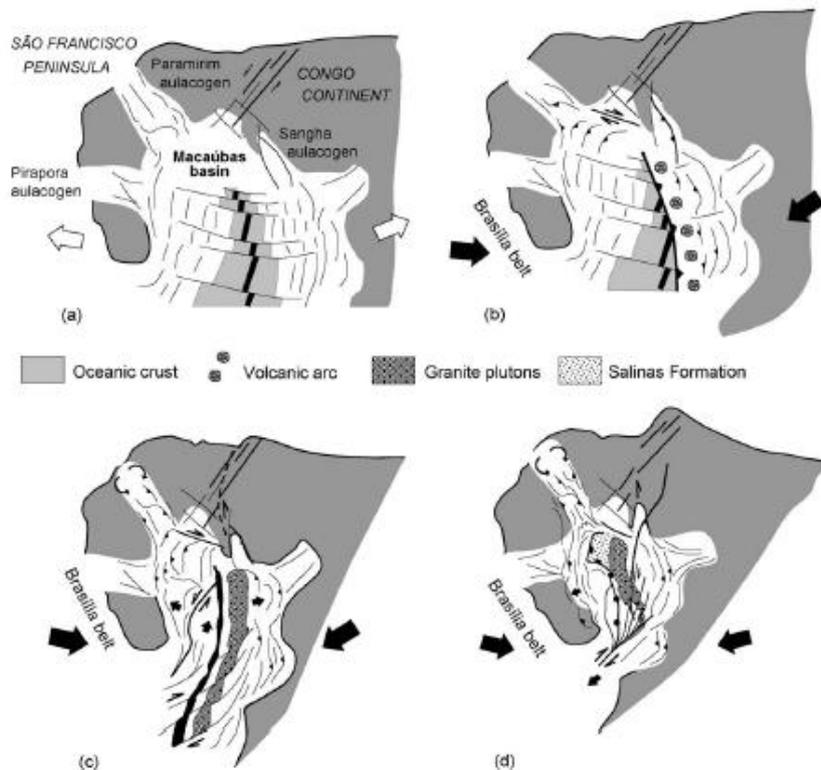


Figura 5: desenvolvimento cinemático do Orógeno Araçuaí (Alkimim *et al* 2006).

3.2 ESTRATIGRAFIA

Este tópico ficou reservado para esclarecer detalhadamente os principais aspectos das rochas aflorantes nas proximidades da área de estudo. A região considerada neste ponto faz referência a faixa Itacambira/Terra Branca.

A extensão da área até Terra Branca se justifica pela sucessão de rochas expostas neste local (Souza 2016), além de ser uma região na qual, historicamente, se explora diamantes aluvionares. Assim,

o entendimento estratigráfico da região específica de Terra Branca se faz necessário para auxiliar no entendimento da estratigrafia de Itacambira.

Nesta faixa são descritas como aflorantes, além do embasamento e de rochas de natureza ígnea, rochas sedimentares representantes das bacias Espinhaço e Macaúbas. (Karfunkel & Karfunkel 1975, Martins *et al.* 2008, Martins *et al.* 2011, Leite 2013, Souza 2016).

Existem na literatura duas propostas para agrupar as rochas aflorantes na região: a primeira, defendida por exemplo por Chaves *et al.* 2013, que propõem a divisão das fácies grosseiras aflorantes em Formação Água Preta e Formação Matão e uma outra, encontrada, por exemplo em Souza (2016), que não faz divisão das sucessões grosseiras entendendo-as como base do grupo Macaúbas

A primeira proposta afirma que são aflorantes na região o embasamento, representado pelo Complexo Porteirinha, a sequência pré-glacial representada pelas Formações Resplandecente, Água Preta, Matão e Planalto de Minas. A sucessão glacial é denominada Formação Chapada Acauã e as suítes metaígneas são denominadas Pedro Lessa e Córrego do Taquarí. (tabela 2).

O Complexo Porteirinha corresponde ao embasamento da região e foi gerada antes do ciclo Espinhaço. Na área de estudo, aflora próximo ao que se imagina corresponder ao limite setentrional do Orógeno Araçuaí (Noce *et al.* 2007).

O Embasamento está associado a terrenos metamórficos de alto grau, de idades arqueanas e paleoproterozóicas (Teixeira *et al.* 2000). Apresenta, em sua maior parte, composição correspondente a uma rocha de filiação ígnea félsica, predominantemente granodiorítica a granítica. Encontra-se por vezes bandado e migmatizado, numa estrutura típica de gnaiss, e às vezes, milonitizado. Além disso, pode apresentar batólitos de composição sienítica, sendo este último podendo apresentar texturas ígneas bem preservadas (Karfunkel & Karfunkel 1977, Noce 1997).

O Complexo Porteirinha também pode apresentar sequências de rochas de filiação máfica e ultramáfica, como anfíbolitos, e metaultramáficas, além de rochas de origem vulcano-sedimentares constituída por xistos aluminosos (Roque *et al.* 1993).

Com relação ao Supergrupo Espinhaço, pode-se dizer que afloram na região as Formações Resplandecente, Água Preta e Matão.

A deposição da Formação Resplandecente está associada ao ambiente eólico (Martins-Neto 2007). É composta por quartzitos micáceos, de tonalidade que varia de branca a cinza e espessura que pode chegar a 300 metros. Apresenta um predomínio absoluto de quartzito com estratificações cruzadas tangenciais de grande porte e indicadores de paleocorrentes que indicam transporte de sedimentos de NW para SE. A principal fonte dos sedimentos seria o Cráton São Francisco (Martins *et al.* 2008). Leite

(2013) utiliza o método geocronológico U/Pb para estabelecer a idade mais antiga de zircões detríticos desta Formação como sendo 1.5 Ga, com pico encontrado foi de 2.0 Ga.

Separados por uma discordância erosiva, a Formação Água Preta apresenta, segundo Karfunkel & Karfunkel (1976), uma sucessão de brechas monomíticas, quartzitos, conglomerados e pelitos cloríticos com espessura bastante variável, com no máximo 30 metros a oeste e desaparecendo a leste.

Supergrupo	Grupo	Formação	Interpretação	Idade	Diques máficos
São Francisco	Macaúbas	Chapada Acauã inferior	Glacial/Marinho	743 Ma	Pedro Lessa (939 Ma) / Córrego do Taquarí (560 Ma)
		Planalto de Minas	Sequência Vulcano-sedimentar	889 Ma	
		Matão/Duas Barras	Leque aluvial/Fluvial entrelaçado	900 Ma	
Espinhaço		Água Preta		1.5Ga	
		Resplandecente	Eólico/Marinho raso		
Embasamento		Complexo Porteirinha		< 1.8 Ga	

Tabela 2: primeira proposta de coluna estratigráfica da área de estudo (Chaves *et al.* 2013)

Ainda segundo Karfunkel & Karfunkel 1976 os conglomerados da Formação Água Preta são encontrados somente no flanco oeste do Anticlinal de Itacambira e próximo à cidade de Grão Mogol, que se situa no flanco leste do Anticlinal de Itacambira. Ambos apresentam espessura bastante reduzida e são marcados por serem portadores de diamantes.

Chaves *et al.* (2013) fizeram análise geocronológica para os conglomerados diamantíferos da Formação Água Preta, amostrados em Grão Mogol, obtendo a idade de zircão detrítico igual a 1.2 Ga. O Supergrupo São Francisco é representado na área pelo Grupo Macaúbas, sendo os representantes aflorantes as Formações Matão, Duas Barras, Planalto de Minas e Chapada Acauã, além da suíte Pedro Lessa.

A Formação Matão é representado por brechas e conglomerados, assentados sobre a Formação Água Preta e separados desta por falha normal. Tais brechas e conglomerados variam lateralmente para uma sucessão de arenitos contendo estratificações cruzadas *hummocky* e *herringbone*, indicando uma

influência marinha durante a deposição. Tal sucessão sedimentar tem os zircões detríticos mais novos datados de 1.2 Ga (Karfunkel & Karfunkel 1976; Martins *et al.* 2008).

A suíte Pedro Lessa, marcador ígneo de abertura da bacia Macaúbas, é representada por rochas de filiação máfica na forma de gabros e diabásios de granulação média a grossa e que pode ser encontrados na forma de diques e *sills*. Apresenta-se orientado na direção aproximada N-S e se encontram deformados (Uhlein 1995). Sua idade estimada é de 905-930 Ma. As relações de corte a respeito destas rochas mostram que a Suíte Ígnea Pedro Lessa corta todo o Supergrupo Espinhaço e pertence, portanto ao Grupo Macaúbas (Machado *et al.* 1989; Dussin & Chemale 2012).

A Formação Duas Barras é interpretada como sendo representante de uma típica sequência rift, formadas por sedimentos de um sistema fluvial entrelaçado. Apresenta zircões de 900 Ma (Kuchenbecker *et al.* 2015, Martins *et al.* 2008, Babinski *et al.* 2012, Leite 2013).

A Formação Planalto de Minas é definida por Souza 2016 como uma sequência vulcano-sedimentar constituída por intercalações de quartzito e xistos verdes. Os xistos verdes podem apresentar estruturas primárias preservadas, como por exemplo, *pillow lavas*. Estudos geoquímicos dos xistos verdes indicam que eles têm como protólito basaltos intracontinentais. São representantes da série toleítica e subalcalinos. A idade balizada para tal Formação é de 889 Ma (Souza 2016).

A Formação Chapada Acauã é entendida como uma sucessão sedimentar com influência glacial. A base desta Formação assenta-se sobre uma discordância erosiva sobre as sucessões depositadas anteriormente. Estes sedimentos apresentam diversos critérios que permitem comprovar a glaciação, como por exemplo, seixos estriados e polidos, seixos na forma “flat-iron”, seixos pingados, dentre outros (Karfunkel & Karfunkel 1976).

A Formação Chapada Acauã é comumente dividida na literatura em duas partes: a Formação Chapada Acauã inferior e a Formação Chapada Acauã superior. A primeira é caracterizada por apresentar na base uma camada de diamictito e no topo uma camada livre dos mesmos, composta por arenitos e pelitos. A Formação Chapada Acauã superior é descrita como uma sucessão alternada de arenitos e filitos depositada num ambiente marinho sob influência de gelo, confirmada pela presença de *dropstones*, por exemplo. (Grossi-Sad *et al.* 1997, Martins-Neto *et al.* 2001, Noce *et al.* 1997, Pedrosa-Soares & Oliveira 1997). A idade máxima de deposição da Formação Chapada Acauã segundo Kuchenbecker *et al.*, 2015 é de 743Ma.

A Suíte Córrego do Taquarí é caracterizada por um conjunto de diques e *sills* de filiação máfica que corta toda a sequência do Supergrupo Espinhaço e da bacia Macaúbas numa direção aproximada N-S e L-W. Sua idade é estimada em 560 Ma (Martins *et al.* 2011)

A segunda proposta de evolução geotectônica postula que somente a Formação Resplandecente pertence ao Supergrupo Espinhaço e as fácies grosseiras em contato direto com a Formação Resplandecente são todas agrupadas na Formação Matão, sendo esta base do grupo Macaúbas. O Grupo Macaúbas também é representado pela Formação Duas Barras, Planalto de Minas e Chapada Acauã (tabela 3).

Supergrupo	Grupo	Formação	Interpretação	Idade	Dique máfico
São Francisco	Macaúbas	Chapada Acauã inferior	Glacial/Marinho	743 Ma	Pedro Lessa (939 Ma) / Córrego do Taquarí (560 Ma)
		Planalto de Minas	Sequência Vulcano-sedimentar	889 Ma	
		Matão/Duas Barras	Leque aluvial/Fluvial entrelaçado	900 Ma	
Espinhaço		Resplandecente	Eólico/Marinho Raso	1.5Ga	
Embasamento		Complexo Porteira		< 1.8 Ga	

Tabela 3: segunda proposta de coluna estratigráfica para área de estudo (Souza 2016).

3.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL

A área de estudo encontra-se situado no Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço. Tal estrutura propaga-se por cerca de 600 km com uma direção aproximada norte-sul. O extremo norte deste compartimento é representado pelo Aulacógeno Paramirim e o extremo sul pela porção leste do Quadrilátero Ferrífero. Na medida em que se avança para sul, o Cinturão expõe os níveis crustais cada vez mais profundos até sua terminação no Quadrilátero Ferrífero, onde são expostas rochas em nível de substrato (Cruz & Alkmim 2006, Alkmim *et al.* 2007, Pedrosa-Soares *et al.* 2001).

A vergência tectônica para o Cráton São Francisco foi responsável por encurtamento leste-oeste e a geração de dobras e falhas de empurrão e reversas com direção preferencial norte-sul. O metamorfismo nesta região varia de xisto verde a anfíbolito (Alkmim *et al.* 2006; Alkmim *et al.* 2007).

Na região de Itacambira Noce (1997) define uma série de estruturas de natureza rúpteis e dúcteis que servirão de base para o presente trabalho. As principais estruturas descritas são:

- O contato embasamento/supracrustais apresenta-se milonitizado. É caracterizado pelo como fruto de um descolamento basal;
- Corpos de quartzito da Formação Resplandecente são encontrados isolados sobre o embasamento, o que caracteriza uma *Klippe*;
- O embasamento encontra-se circundado por rochas supracrustais;
- Zonas de cisalhamento norte-sul comuns no embasamento. Por vezes, tal estrutura corta as Formações do Supergrupo Espinhaço;
- O Anticlinal de Itacambira, a estrutura mais extensa na área é. Tal estrutura é entendida como uma dobra simétrica, de eixo norte-sul e caimento para sul. (Karfunkel & Karfunkel 1977)

A presença de sedimentos de natureza neotectônica são observados a oeste de Itacambira, sugerindo que as rochas da região sofreram um último processo deformacional de natureza extensional (Noce 1997; Martins 2006).

CAPÍTULO IV

GEOLOGIA LOCAL

No trabalho de campo foram reconhecidas como aflorantes, o Complexo Porteirinha, tido como o embasamento, as Formações Resplandecente, Água Preta (Karfunkel & Karfunkel 1976) e Chapada Acauã, além de corpos de natureza ígnea na forma de diques e soleiras (Figura 6).

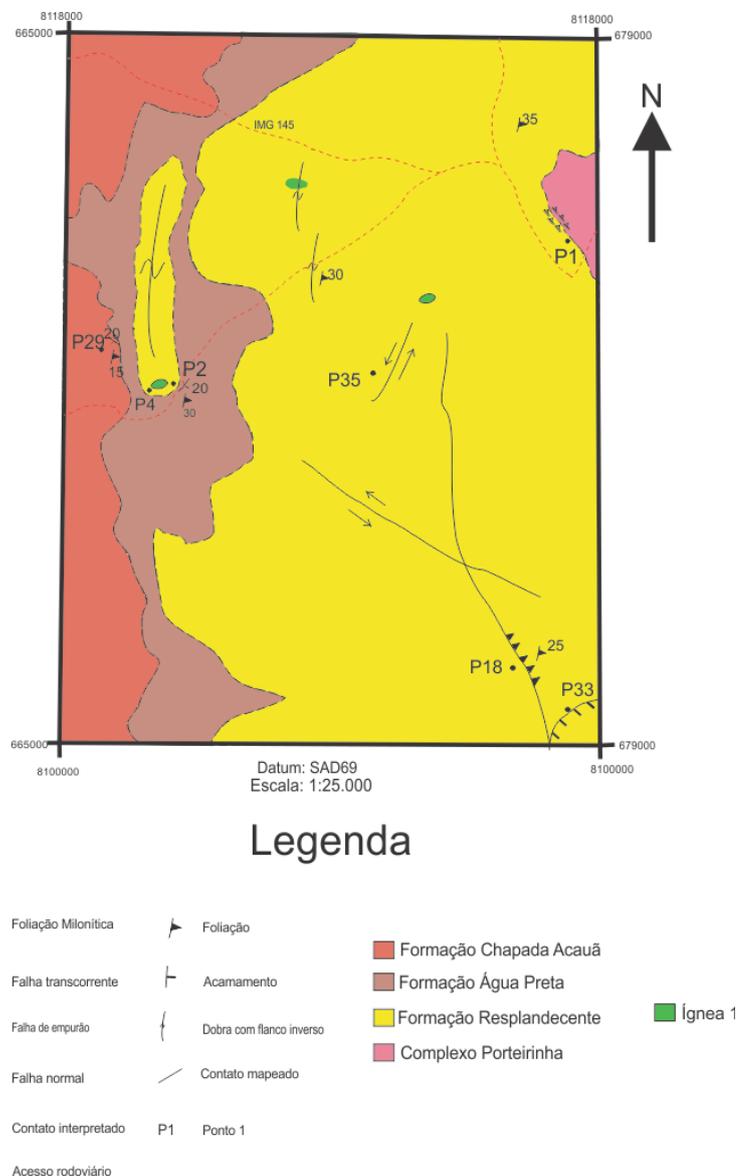


Figura 6: mapa geológico simplificado da região de Itacambira.

Coluna estratigráfica simplificada da região de Itacambira

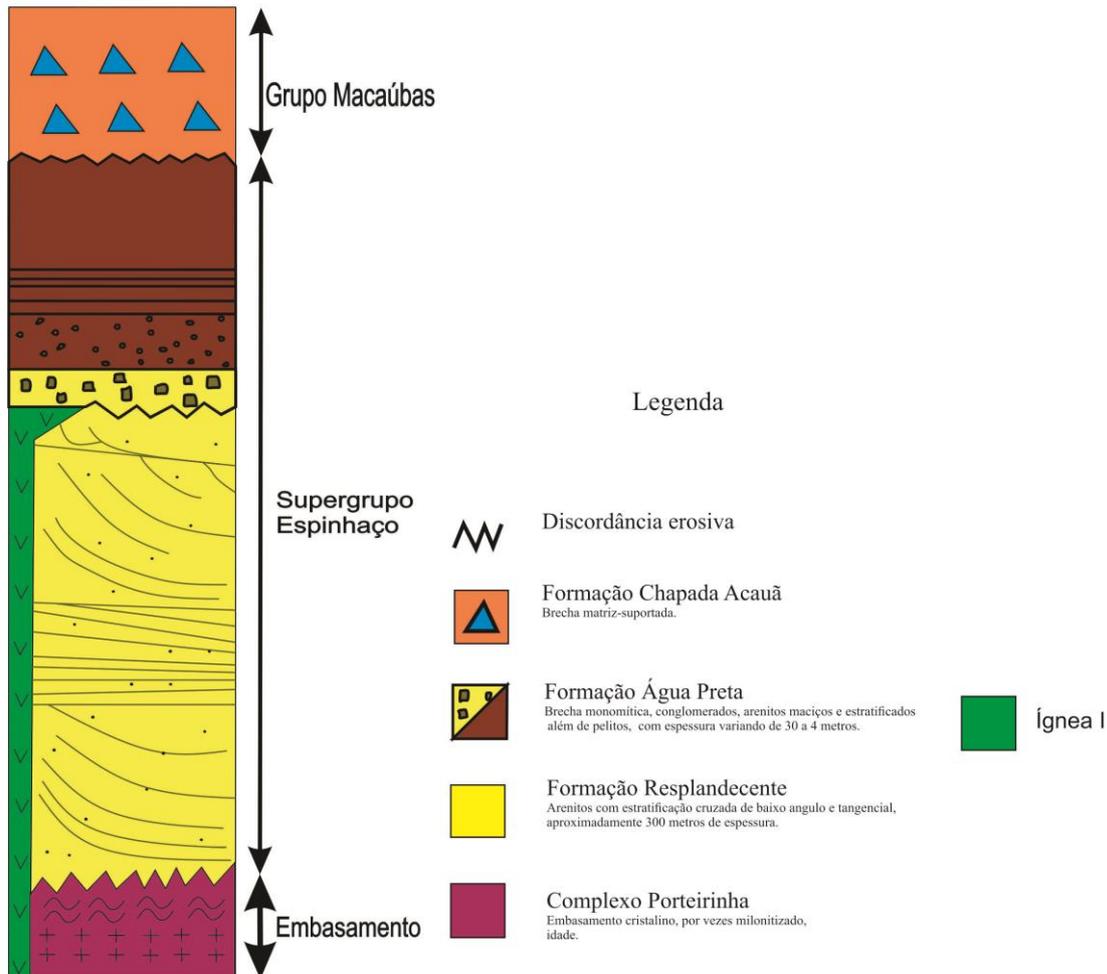


Figura 7: coluna estratigráfica simplificada da região de Itacambira.

4.1 ESTRATIGRAFIA

As rochas reconhecidas afloram numa direção aproximada norte-sul, com exceção do embasamento que aflora apenas na porção nordeste da área de estudo.

No presente trabalho, as relações de corte observadas dos corpos ígneos intrusivos não são conclusivas a respeito de se estabelecer correlações com quaisquer outros corpos descritos até então na literatura.

No presente tópico, será dada atenção especial para os itens 1, 3 e 4 propostos por Miall 2016 para análise de fácies (Capítulo II). Para isso, foram confeccionados perfis estratigráficos na escala

1:100. O item 2 proposto por Miall 2016 será analisado no tópico seguinte (Geologia Estrutural, seção referente as estruturas dúcteis).

A discriminação e análise de fácies de forma sistemática foi efetuada apenas para a Formação Água Preta. Vale ressaltar que já existem, na literatura, análises sedimentares detalhadas para a Formação Chapada Acauã e Resplandecente, como por exemplo, os trabalhos Leite 2013 e Martins 2006.

4.1.1 Complexo Porteirinha

O Complexo Porteirinha é o representante do embasamento da região. Aflora na região nordeste da área de estudo (P1, Figura 6 e anexo de pontos).

O Embasamento se encontra bastante alterado, sendo que quando observado no ponto P1, os minerais mais comuns presentes eram o caulim, que numa estimativa visual corresponde a 75% do total, além de quartzo e sericita (cerca de 25%). É possível notar a presença de diques de tonalidade avermelha/arroxeadas cortando parcialmente o embasamento.

No contato do Complexo Porteirinha com a Formação Resplandecente é possível notar uma espécie de pelito esverdeado. Tal pelito é referido por Karfunkel e Karfunkel 1976, como Formação Itacambiruçu. O presente trabalho considerou como representante do embasamento, assim como Noce (1997). O contato do Complexo Porteirinha com a Formação Resplandecente se encontra milonitizado.

4.1.2 Formação Resplandecente

A Formação Resplandecente aflora numa direção aproximada norte-sul e faz contato, na região nordeste, com o Complexo Porteirinha e a oeste com a Formação Água Preta. A Formação Resplandecente também ocorre, numa geometria aproximada de lente, no interior da Formação Água Preta (P18, P33, P35, figura 6 e anexo de pontos).

O contato da Formação Resplandecente com a Formação Água Preta é marcado por ter uma natureza bastante linear. Tais lineamentos ocorrem nas mais diversas direções. A espessura da pilha sedimentar da Formação Resplandecente pode chegar a 300 metros. No topo é possível observar o contato da Formação Resplandecente com a Formação Água Preta. Tal contato é de natureza erosiva.

A Formação Resplandecente é caracterizada pelo predomínio de arenitos esbranquiçados, com a moda granulométrica na faixa areia fina a média e estratificações plano-paralelas, cruzadas de baixo ângulo e cruzadas tangenciais.

Os grãos presentes nas rochas desta Formação são compostos quase que exclusivamente por quartzo (>95%), apresentando, portanto, uma elevada maturidade mineralógica. Os grãos também

apresentam poucos vértices e arestas, o que indica um alto grau de arredondamento. Por fim, os grãos apresentam alta esfericidade, o que é verificado pela baixa diferença de tamanho entre os eixos (x, y e z) dos grãos. As rochas apresentam muito pouca matriz (<10%) o que permite classificar estas rochas como um quartzito de acordo com a classificação proposta de Dott (1964).

O predomínio das estratificações observadas em campo são as cruzadas de baixo ângulo com *sets* que variam de centímetros a poucos metros. Não é incomum observar *sets* destas estratificações truncando uns aos outros e nem estes estratos mergulhando com direções opostas. Estratificações cruzadas tangenciais de ordem centimétrica a métrica, intercaladas às estratificações plano-paralelas, foram observadas (Figura 8).



Figura 6: a figura da direita ressalta o truncamento de sets de estratificações cruzadas de baixo ângulo. Tais sets são de ordem métrica. A figura da esquerda evidencia uma estratificação cruzada tangencial, num corte paralelo ao fluxo. A estratificação cruzada tangencial é limitada por *sets* de estratificação cruzada de baixo ângulo e plano-paralelas, que truncam a estratificação cruzada tangencial no topo e na base.

4.1.3 Ígnea 1

A rocha Ígnea 1 é observada em campo ocorrendo na forma de diques e soleiras (Figura 7). As relações de corte, observadas neste trabalho, como a evidenciada no perfil 3 (Figura 11), indicam com clareza que tais diques cortam apenas a Formação Resplandecente, sendo que não foi observado aqui nenhuma relação de corte que evidencie que tais diques cortam a Formação Água Preta ou Chapada Acauã.

Vale ressaltar que quando observados, estas rochas se encontram bastante alteradas, sendo possível sua identificação pela coloração arroxeada do solo e das rochas encaixantes e, muitas vezes, pela presença de garimpos (Figura 7).



Figura 7: a foto superior mostra o contato da Formação Resplandecente um dique. Vale ressaltar o caráter extremamente alterado da rocha ígnea, e o fato do dique e o arenito se “misturarem” levando a uma mudança na tonalidade da Formação Resplandecente. Na foto inferior, retirada durante a confecção do perfil 3 (figura 11), pode-se notar que a rocha ígnea se aloja entre os arenitos da Formação Resplandecente e as brechas monomíticas da Formação Água Preta. Tal ponto foi alvo de atividade garimpeira.

4.5.4 Formação Água Preta

Como um dos principais objetivos do presente trabalho foi o estudo mais detalhado da Formação Água Preta, neste tópico foi utilizada a análise de fácies, tendo como base os perfis estratigráficos confeccionados na escala 1:100 (Figuras 9, 10 e 11). Os dados foram devidamente corrigidos de modo a evidenciar a espessura real das fácies. Nos locais nos quais foram identificadas variações laterais de fácies, as mesmas foram descritas no mesmo tópico sendo esta característica ressaltada.

A Formação Água Preta faz contato a leste com a Formação Resplandecente e a oeste com a Formação Chapada Acauã. É notável que Formação Água Preta aflora numa direção aproximadamente norte-sul.

O contato basal da Formação Água Preta com a Formação Resplandecente é de natureza erosiva bem como, seu contato de topo, com a Formação Chapada Acauã (Figura 13).

A espessura da Formação Água Preta varia de 5 até 40 metros.

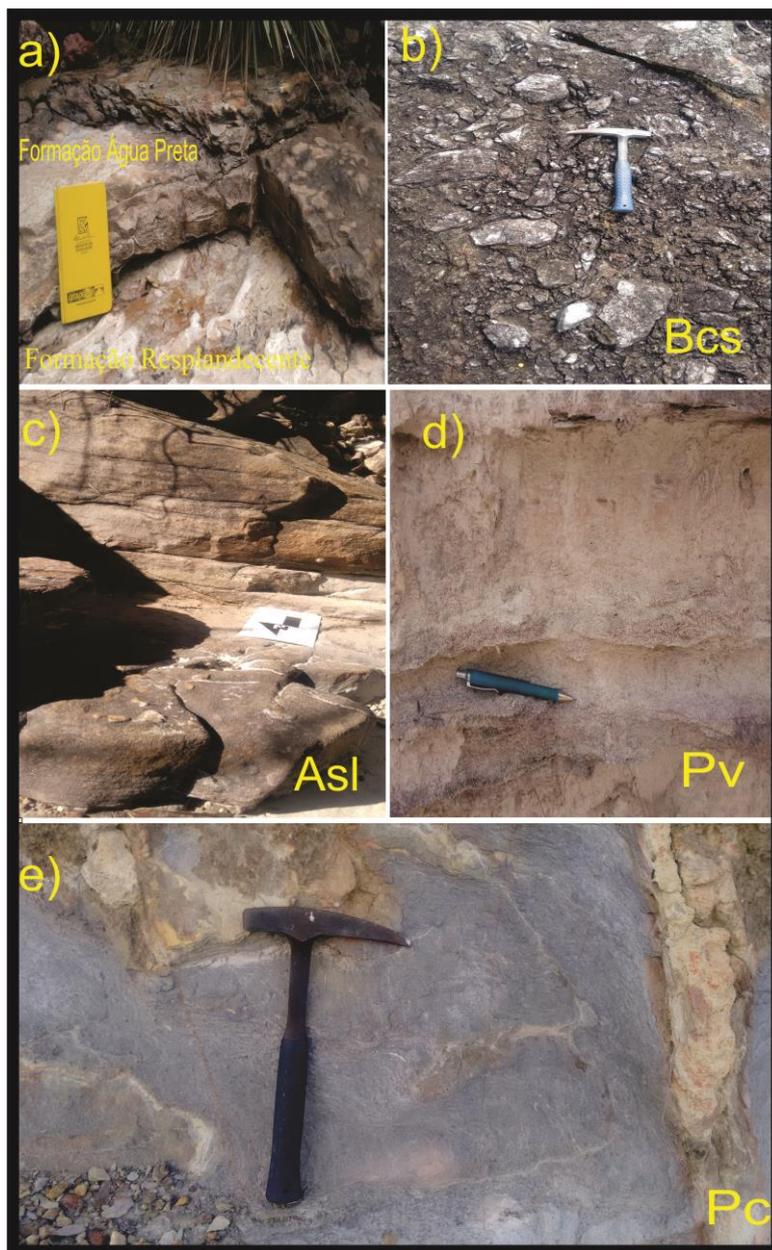


Figura 8: A) Contato de natureza erosiva entre a Formação Resplandecente e Água Preta. B) Fácies Bcs da Formação Água Preta: brecha clasto suportada monomítica. C) Fácies arenito estratificado com lentes de brecha (Asl). D) Pelito verde-avermelhado (fácies Pv), com granodecrescência ascendente. E) Pelito cinza, topo da Formação Água Preta (fácies Pc).

De modo geral, a Formação Água Preta apresenta uma sucessão de brechas, conglomerados, arenitos e pelitos. As rochas podem estar estratificadas ou não. As sucessões variam lateralmente e verticalmente e os atributos mais marcantes das fácies analisadas estão evidenciados nos perfis estratigráficos a seguir:

As fácies analisadas são descritas a seguir:

Fácies Bcs

A fácies de brechas maciças clasto-suportada é identificada por meio da simbologia Bcs (Figura 8). A fácies Bcs compõe a base da Formação Água Preta e como pode ser notado o seu contato é ora com a Formação Resplandecente e ora com a suíte Ígnea 1. Esta fácies apresenta espessura que varia de 1 a 6 metros.

Os grãos são de arenitos da Formação Resplandecente, com moda na fração calhau (6,4 a 25,6 cm), não sendo incomum encontrar grãos na faixa de tamanho matação (>25,6 cm). Os grãos apresentam arestas retas e muitos vértices. Estas características são bastante homogêneas dentro desta fácies. Com base nisso, pode-se dizer que apresenta baixo grau de arredondamento. Os eixos dos grãos (x, y, z) são bastante diferentes de modo que isso implica numa baixa esfericidade.

A matriz é composta por quartzo na fração areia. Pode-se estimar visualmente que não mais do que 10% desta fácies é composta por matriz, de modo que se pode classifica-la como uma brecha clasto-suportada.

Não foi identificado neste trabalho nenhum outro mineral, a não ser o quartzo, compondo esta fácies, seja na matriz ou nos grãos, de modo que se pode afirmar, por meio da observação macroscópica, que tal fácies apresenta uma altíssima maturidade mineralógica, sendo a princípio, uma brecha monomítica.

Vale ressaltar ainda que os grãos que compõem esta brecha apresenta uma trama randômica, ou seja, os clastos não apresentam nenhuma orientação preferencial e nenhuma estrutura que lembre algum tipo de estratificação.

No perfil 3 (Figura 8 e 11) foi possível notar que, no contato da Formação Resplandecente com a fácies Bcs, aflora uma rocha de natureza ígnea. Tal fato pode ser observado devido à presença de um garimpo desativado no local e pela mudança de tonalidade das rochas e solos que circundam o garimpo. Nos locais em que afloram a Ígnea 1, a cor do solo e das rochas mudam da tonalidade branca, típica da Formação Resplandecente, para um tom arroxeadado. Pode se dizer que a suíte Ígnea 1 apresenta um altíssimo grau de alteração.

Fácies Bms, Cm e Aml

As fácies que fazem contato com a fácies Bcs são a fácies de brecha matriz-suportada (Bms), a fácies de conglomerados matriz-suportado (Cm) e a fácies de arenito maciço com lentes (Aml). Tem-se assim uma variação lateral de fácies (Figuras 10, 11 e 12).

Diferentemente do observado na fácies Bcs, a maturidade mineralógica das fácies seguintes é menor. Nota-se primeiramente pela mudança de tonalidade: as rochas deixam de ser esbranquiçadas e passam a apresentar um tom mais ocre/avermelhado. Não é incomum notar grãos de magnetita presentes no arcabouço destas rochas.

A fácies Bms possui características semelhantes daquelas descritas na fácies Bcs. A diferença fica por conta do fato de que na fácies Bms a quantidade de matriz é maior (cerca de 80%), os clastos são de quartzo e como dito, a maturidade mineralógica é menor. A espessura de tal fácies é de aproximadamente de 2 metros. Aqui, os clastos estão orientados numa direção preferencial.

A fácies Cm apresenta uma espessura de cerca de 2,5 metros. Esta fácies assemelha à fácies Bms. A principal diferença está no grau de arredondamento dos clastos. Os grãos deixam de apresentar muitas arestas e vértices e se tornam mais arredondados, aumentando-se, portanto o seu grau de arredondamento.

A fácies Aml é definida por ser um arenito, maciço e contendo lentes de brechas orientadas. Assim, os grãos se encontram com a moda na fração areia média e matriz na fração areia fina. São maciços e apresentam lentes que são compostas por brechas muito semelhantes daquela descrita na fácies Bms. A espessura das lentes é de cerca de 40 centímetros. A espessura da fácies Aml chega a 4 metros.

Fácies Apl e Ap

A fácies Apl é um arenito com lentes de brecha orientada, semelhante ao arenito da fácies Aml. Aqui, no entanto, o arenito encontra-se estratificado apresentando gradação inversa (granocrescência ascendente). A fácies Ap é semelhante a fácies Apl porém não apresenta lentes de brechas orientadas (Figura 11).

Fácies Asl e Am

A fácies arenito estratificado com lente de brechas orientadas é representado pela sigla Asl. Esta fácies ocorre intercalada com a fácies Am, sendo esta um arenito maciço (Figuras 10, 11 e 12).

A principal característica desta fácies e que permite distingui-la da fácies Aml é a estratificação. A estratificação neste caso pode ser caracterizada como estratificação cruzada de baixo ângulo, com *sets* de espessura centimétrica.

A fácies Asl apresenta granodrescência ascendente. A presença de lentes, neste caso, é a de conglomerados clasto-suportados, ou seja, da fácies Cm (Figura 11).

A fácies Am é caracterizada por apresentar um arenito maciço. Nos mais, tal fácies apresenta características mineralógica e granulométrica muito semelhante às demais fácies areníticas.

A espessura das fácies Asl e Am variam de 1 a 2 metros, como observado nas (Figuras 9, 10 e 11).

Fácies Pm

A fácies Pm é caracterizada como fáceis pelito com magnetita. Tal fácies apresenta uma tonalidade cinza e foi observado na forma lenticular dentro da fácies Cm. Sua espessura máxima é de aproximadamente 50 centímetros diminuído lateralmente até deixar de existir (Figura 9). Os cristais de magnetita são visíveis a olho nu. Pode-se dizer que a fáceis Pm apresenta um enriquecimento relativo de magnetita.

Fácies Pv

A fácies Pv é representada por um pelito de tom esverdeado. Ele ocorre no topo de uma sucessão que passa gradativamente, da fácies Cm para a fácies Aml e termina na fácies Pv (Figura 9).

Fácies Pc

Tal fácies é marcada pela presença de um pelito de tom cinza, com espessura que varia de centímetros até pouco mais de 1 metro. Apresentando contato brusco e reto com as demais fácies, além de expressiva continuidade lateral. Pode-se dizer, pelas relações de campo, que a fácies Pc marca o topo da Formação Água Preta (Figura 10).

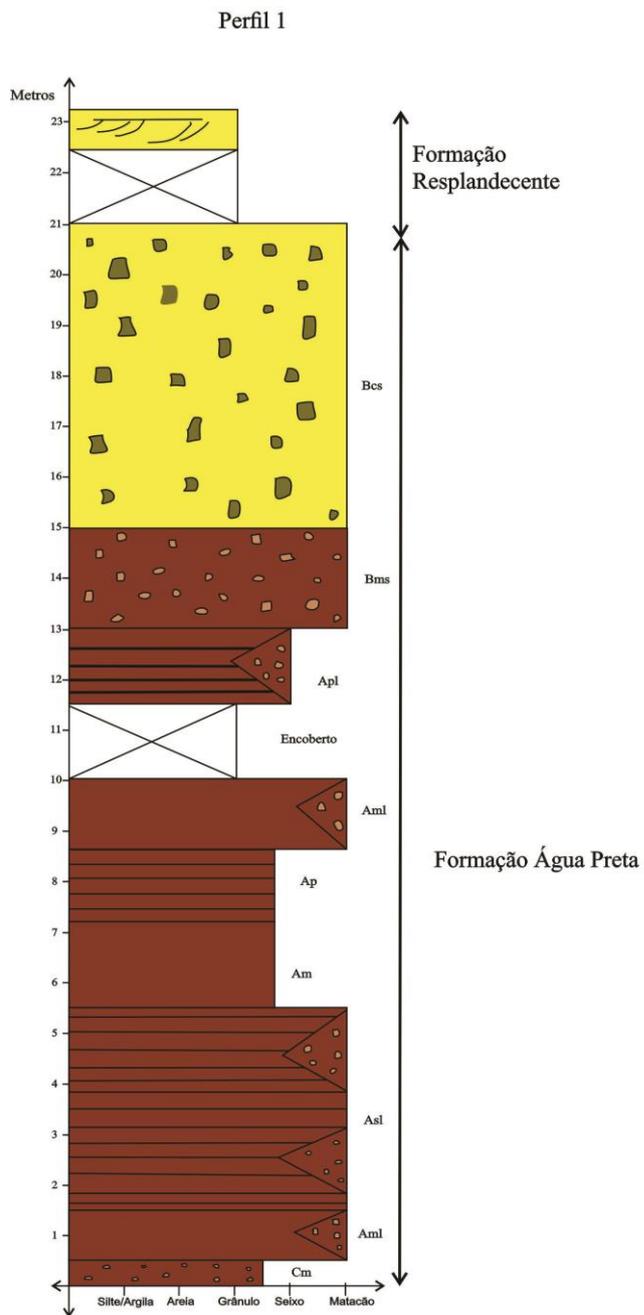


Figura 9: Perfil estratigráfico 1, confeccionado na escala 1:100, com as fácies discriminadas ao lado. Vale ressaltar uma inversão estratigráfica: a Formação Resplandecente se encontra no topo do perfil. A região em branco cortada por um X corresponde à área encoberta, na qual não foi possível identificar as rochas aflorantes. P2, anexo de pontos e Figura 6.

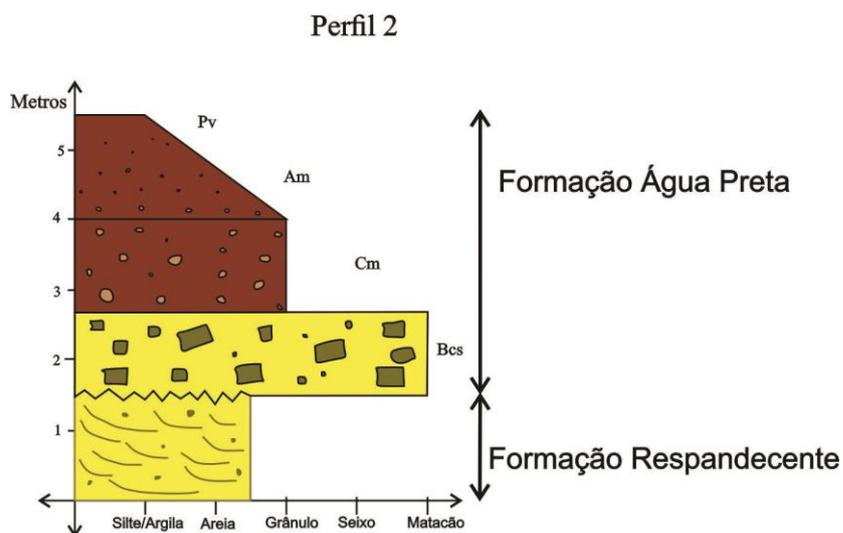


Figura 10: Perfil estratigráfico 2, confeccionado na escala 1:100 e fácies discriminadas ao lado. Ressalta-se a diminuição de espessura da Formação Água Preta quando comparado com o perfil 1. P4, anexo de pontos e Figura 6.

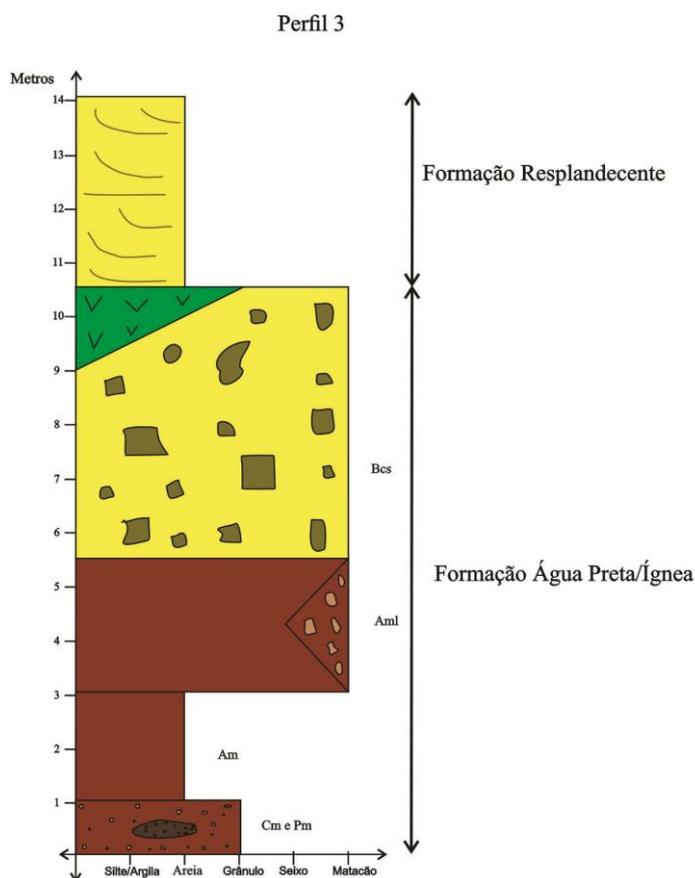


Figura 11: perfil estratigráfico 3, confeccionado na escala 1:100 entre os perfis estratigráficos I e II, e com fácies discriminadas ao lado. O perfil apresenta-se com uma inversão estratigráfica tal qual o perfil 1. Ressalta-se a fácies Pm e a presença da suíte Ígnea 1, na forma de soleira, no contato entre as Formações Água Preta e Resplandecente.

Além dos dados colhidos nos perfis estratigráficos confeccionados, o trabalho de campo forneceu outros dados, principalmente relacionados a estruturas sedimentares que merecem serem analisados aqui. Por exemplo, na figura a seguir (Figura 12) mostra a geração de formas de leito e de estruturas sedimentares. Os dados foram colhidos na porção superior da sucessão sedimentar da Formação Água Preta, porém abaixo da fácies Pc.



Figura 12: estruturas sedimentares colhidas na porção superior da Formação Água Preta.

A primeira imagem mostrada figura 14 evidencia as formas de leito geradas da porção superior da Formação Água Preta: são formas de leito de comprimento de onda e altura da ordem de poucos centímetros de crista sinuosa. A inclinação das ondas para uma mesma direção indica fluxo unidirecional.

A segunda figura ressalta a presença de estratificação cruzada de base tangencial, num corte paralelo ao fluxo. Nota-se também granodecrescência ascendente.

Diante destas informações, os principais atributos estratigráficos que permitem diferenciar a Formação Água Preta das demais Formações aflorantes são:

- Relação de contato: A Formação Água Preta se encontra de maneira discordante das Formações Resplandecente, na base, e Chapada Acauã, no topo.

- Associação de fácies: pode-se identificar a Formação Água Preta por meio da associação de brechas monomíticas, clasto-suportada ou matriz-suportada, conglomerados, arenitos maciços e com estratificação cruzada de baixo ângulo e tangencial além mais de um tipo de pelito.
- Maturidade mineralógica: a Formação Água Preta, possui, com exceção da fácies Bcs, maturidade mineralógica menor do que as Formações Resplandecente e Chapada Acauã, com a notável presença de magnetita na sua composição mineralógica

4.1.5 Formação Chapada Acauã

A Formação Chapada Acauã aflora na região oeste da área de estudo, numa direção aproximada norte-sul. Como já foi ressaltado, o seu contato basal é de natureza erosiva (Figura 13).

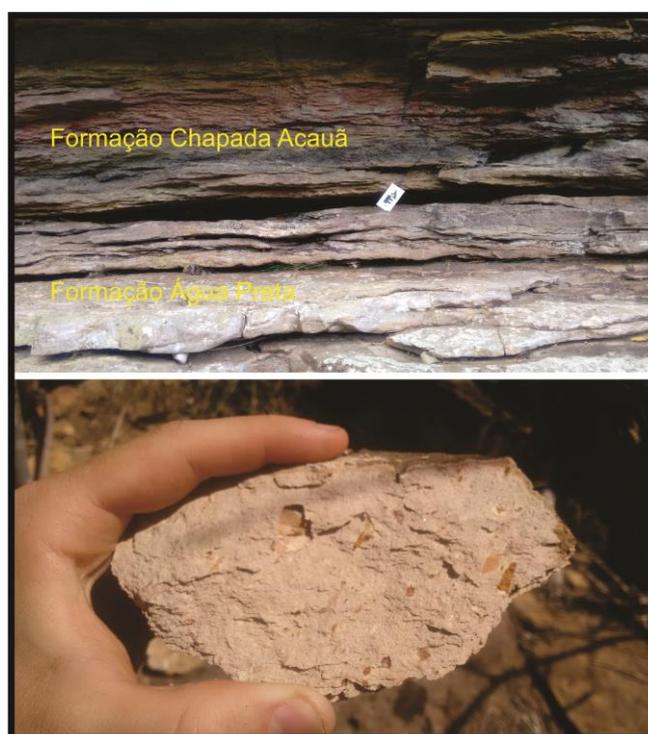


Figura 13: a foto superior evidencia a discordância de natureza erosiva existente entre as Formações Água Preta e Chapada Acauã. A foto inferior mostra uma fácies típica da Formação Chapada Acauã na região: alta proporção de matriz, grãos altamente angulosos. Não é incomum encontrar grãos com a geometria “bullet shape” (forma de projétil).

No perfil estratigráfico confeccionado (figura 14) foi possível observar que as rochas da Formação Chapada Acauã são formadas por uma matriz que pode ser pelítica ou arenosa e o tamanho dos grãos pode variar de grânulo (2-4 cm) a seixo (4-6 cm).

Visualmente pode ser estimado que as rochas desta Formação apresentam os grãos correspondendo a 15 ou 20% do total, sendo o restante formado por matriz. Logo, devido ao baixo grau

de arredondamento dos grãos, pode classificar esta rocha como uma brecha matriz-suportada (figura 15).

Vale ressaltar que os grãos analisados, a princípio, são exclusivamente de arenito.

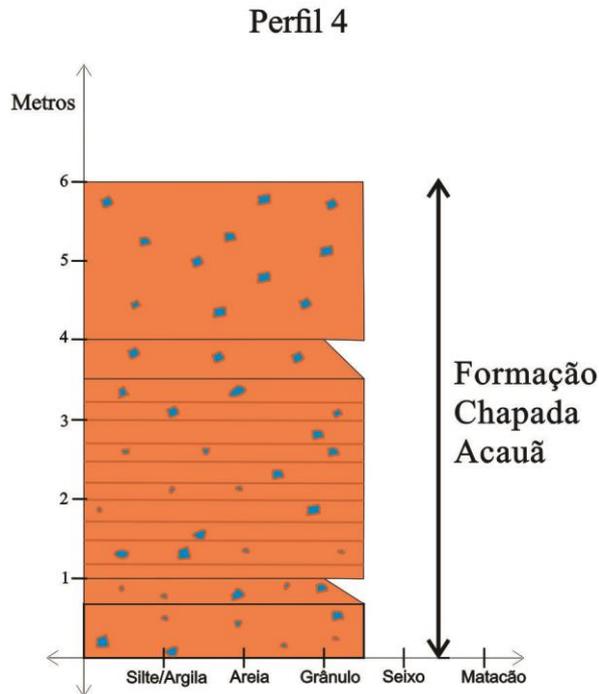


Figura 14: perfil estratigráfico 4, confeccionado na escala 1:100. Vale ressaltar uma aparente ciclicidade existe na deposição da Formação Chapada Acauã. P29, anexo de pontos e figura 6

Analisando o perfil estratigráfico 4 (figura 16), observa-se no primeiro metro medido que as brechas não possuem estratificação, ou seja, são de natureza maciça.

Nos 3 metros seguintes os conglomerados passam a apresentar os clastos orientados e marcando o acamamento, ou seja, as brechas passam a ser estratificadas.

Por fim, nos 2,5 metros seguintes, as brechas se assemelham muito as observadas no primeiro metro, sendo, portanto não estratificados.

4.2 Geologia Estrutural

O produto da deformação, foi dividida em rúptil e dúctil. No tópico de deformação rúptil levou-se em consideração as descontinuidades presentes na área de estudo, enquanto que para deformação dúctil, a descrição focou na determinação do padrão e dos estilos de dobramentos.

Assim, na seção de deformação rúptil agruparam-se individualmente os lineamentos que ocorriam numa mesma direção, abordando as principais características que levaram na determinação de sua direção e cinemática. Já na seção de deformação dúctil procurou-se estabelecer a topologia das dobras analisadas (item 2 da escala de prioridades da análise de fácies, tópico 2.2, Capítulo II).

4.2.1 Deformação Dúctil

Neste tópico a atenção se concentrará primeiramente em esclarecer o padrão de dobramentos existente na área de estudo e conseqüentemente analisar o topo e a base da sucessão sedimentar.

Ressalta-se de antemão que as dobras analisadas nesta seção ocorrem num padrão harmônico. Para se esclarecer o padrão de dobramentos será feita uma análise mais criteriosa dos dados de acamamento, foliação e da lineação de intersecção da foliação com o acamamento (Figuras 15, 16, 17 e 18), além de considerações a respeito da vorticidade (Figura 15). Sempre que possível, critérios geopetais foram adicionados.

Num primeiro momento cabem analisar as duas fotos mostradas na Figura 14. A primeira retirada no perfil da estrutura, ou seja, perpendicular a lineação de intersecção da foliação com o acamamento (L_i), mostra a relação da foliação (S_n) com acamamento (S_0). Visualmente, observa-se que a foliação, vindo de encontro ao acamamento, perfaz uma movimentação no sentido horário, ou seja, pensando em uma dobra, ela representa um flanco normal. A segunda foto, retirada cerca de 10 metros a frete da primeira, mostra uma estratificação cruzada acanalada, indicando o topo para cima.

As dobras observadas na área de estudo são todas assimétricas (Figuras 21 e 22), fruto direto da existência da vergência tectônica (movimentação de leste para oeste), e a foliação, com raras exceções, não apresenta uma relação de alto ângulo com o acamamento. Daí se pode dizer que, no flanco normal (flanco longo), o topo está para cima e se pode dizer que no flanco inverso (flanco curto), o topo estará para baixo. Assim pode-se concluir que não existem, nesta região, padrões de redobramentos que gerariam, por exemplo, sinclinais antiformais ou antiformes sinclinais.

Assim, ao se analisar a vorticidade das demais dobras na área de estudo, temos a certeza de que se ela indicar movimentação destal (sentido horário) ou sinistral (sentido anti-horário) se estará em um flanco normal ou num flanco inverso de uma dobra respectivamente, independentemente de detectarmos, ou não, outras estruturas geopetais para assegurar este fato.

Tal percepção é muito importante porque nem sempre é possível detectar estruturas geopetais no campo, seja pelo fato de não terem se estabelecido as condições propícias de sedimentação para geração das mesmas.

Feitas tais considerações, nos trabalhos de campo foram detectados dois estilos de dobramentos (Figuras 21 e 22).

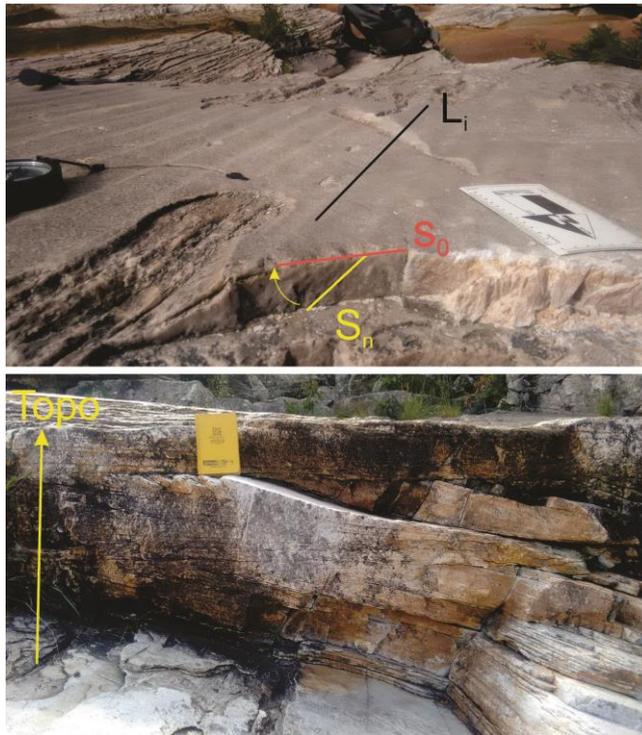


Figura 15: Na foto superior, retirada na Formação Resplandecente, pode-se notar S_o : 200/15; S_n : 110/40; L_i :190/15. Na foto inferior, também na Formação Resplandecente, pode-se notar uma estratificação cruzada acanalada marcado o topo para cima.

Feitas tais considerações a respeito do padrão de dobramentos, parte-se agora para a análise detalhada dos dados de acamamento, foliação e de lineação de intersecção que foram tratados por meio da projeção estereográfica. Foi utilizado o método de Fisher para projeções de igual área.

Para os dados de acamamento obtiveram-se as seguintes informações (Figura 16):

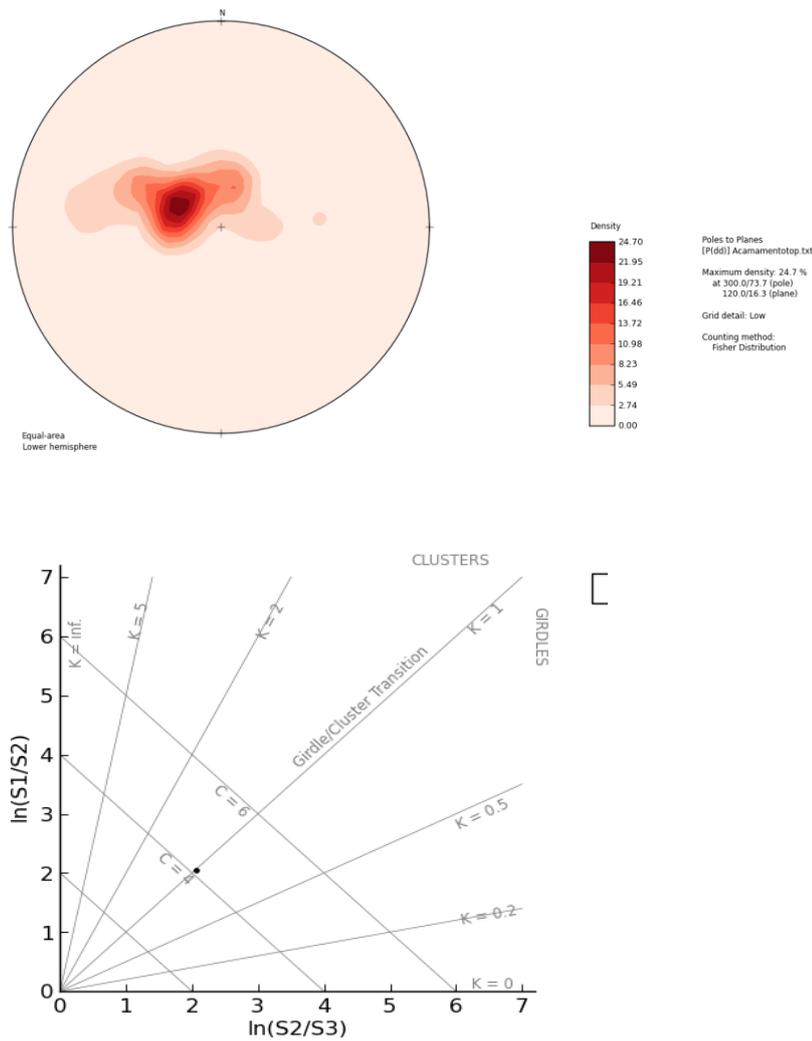


Figura 16: acima dos dados de acamamento a abaixo o Diagrama de Woodcock.

A imagem superior da Figura 16 ressalta o padrão assimétrico dos dados de acamamento obtidos na área de estudo. O valor do plano de acamamento que mais se repete é o de 120/16, ou seja, o acamamento mergulha preferencialmente para leste, apesar de existirem planos de acamamento com mergulho com direção contrária. A segunda imagem, o Diagrama de Woodcock, indica um valor de K ligeiramente menor do que 1 e C maior do que 4. Portanto, os dados indicam um padrão de guirlanda com alto grau de confiabilidade. O padrão de guirlanda garante que as camadas estão dobradas e não representam um isoclinal ou homoclinal.

A seguir os dados de foliação (xistosidade), trabalhados na projeção estereográfica e no Diagrama de Woodcock (Figura 17):

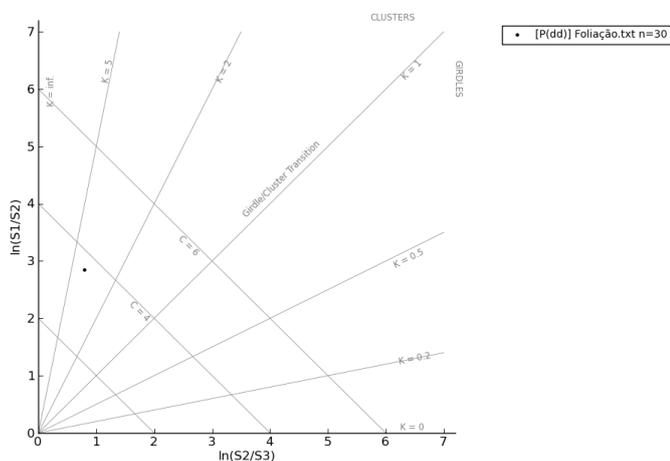
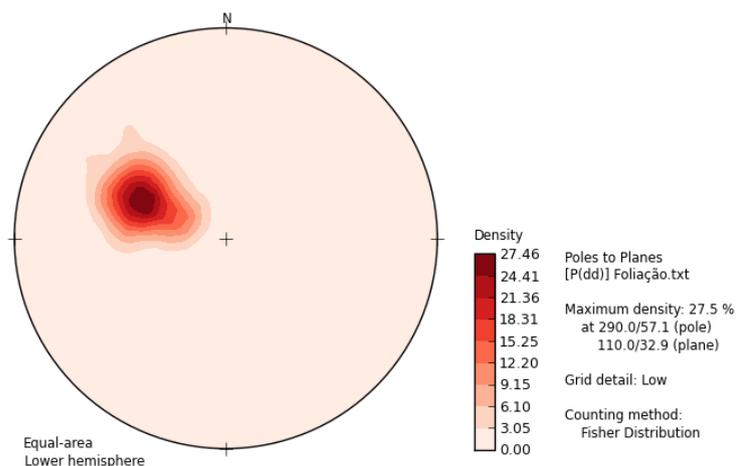


Figura 17: acima dos dados de foliação (xistosidade) na projeção estereográfica e abaixo o Diagrama de Woodcock.

A projeção estereográfica da Figura 17 mostra um padrão concentrado relacionado às medidas de foliação plano axial. Tais medidas apresentam um valor mais provável de ocorrer na faixa de 120/30 (plano). O Diagrama de Woodcock ressalta a validade estatística dos dados de foliação obtidos. O padrão concentrado dos dados, mostram que a foliação plano axial, quando retirada no perfil da estrutura é invariante. As pequenas variações ficam por conta das mudanças reológicas (refração da clivagem).

Para os dados de lineação de intersecção da foliação com o acamamento, obtiveram-se os seguintes padrões (Figura 18):

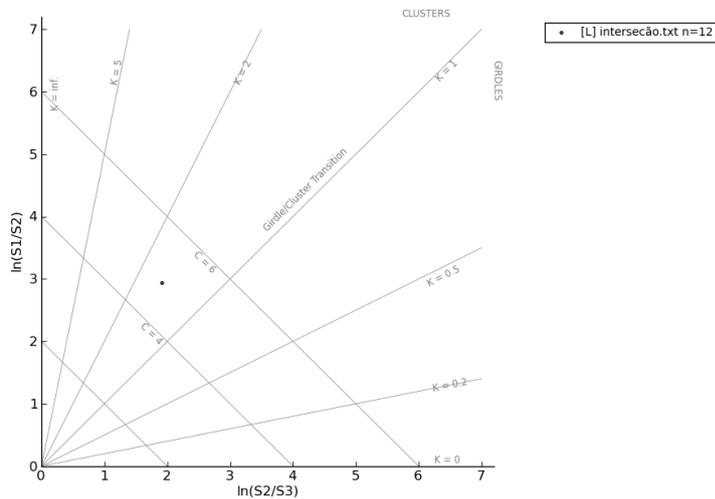
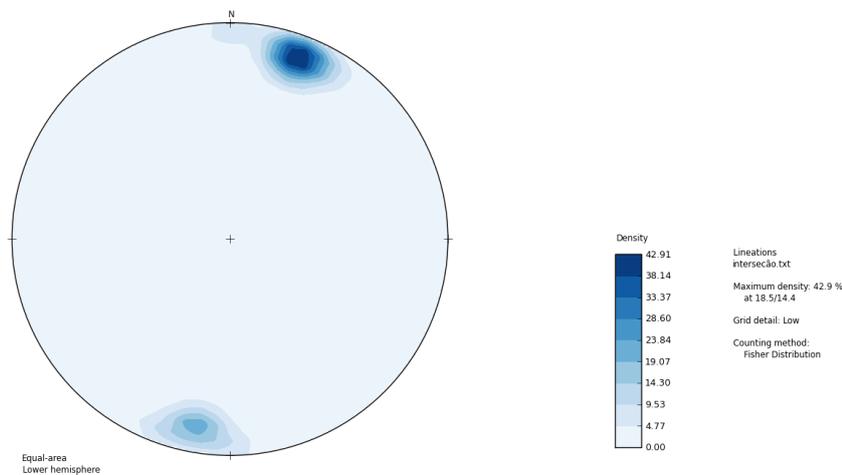


Figura 18: os dados de lineação de intersecção e o Diagrama de Woodcock deste dado.

A imagem superior da figura 18 mostra uma direção preferencial dos dados, com uma tendência maior de ocorrer no sentido aproximado de 20/15. Tal padrão já seria o esperado, uma vez os dados de acamamento mostram que as camadas mergulham preferencialmente para leste e subordinadamente para oeste. Como os dados de foliação são altamente concentrados e indicam um mergulho para leste é de se esperar o exato padrão para a lineação de intersecção notado acima. O Diagrama de Woodcock, mais uma vez, confirma a representatividade dos dados e indica que a lineação de intersecção da foliação com o acamamento, assim como a foliação, é invariante ($K > 1$).

Feitas as devidas considerações a respeito das medidas de acamamento, foliação e lineação de intersecção segue-se para a análise dos estilos de dobramentos observados na área estudada.

Estilo de dobras 1

A primeira análise das dobras foi realizado entre os perfis estratigráficos 1 e 2. Tal local foi escolhido devido ao fato de ter sido observado no perfil 1 a Formação Resplandecente, mais antiga, fazendo contato basal com a Formação Água Preta, mais nova. Tem-se assim, uma inversão estratigráfica.

Para solucionar tal fato empregou-se a análise topológica (figuras 19, 20 e 21).



Figura 19: fotos retiradas durante a confecção do perfil estratigráfico 1 (figura 9) nas Formações Água Preta, foto da esquerda e Resplandecente, da direita.

A foto da esquerda, retirada quando se confeccionou o perfil estratigráfico 1 (figura 9), representa a relação do acamamento ($S_0=130/18$) e da foliação ($S_n=135/40$) na Formação Água Preta, indicando vorticidade anti-horária. No topo do perfil estratigráfico 1, aflora a Formação Resplandecente na qual foi possível identificar sutis estratificações cruzadas acanaladas invertidas (foto da direita), evidenciando a já prevista inversão estratigráfica.

No ponto de confecção do perfil estratigráfico 2 (figura 10) a mesma metodologia foi empregada, ou seja, analisou-se, no perfil da estrutura, a relação entre a foliação acamamento.

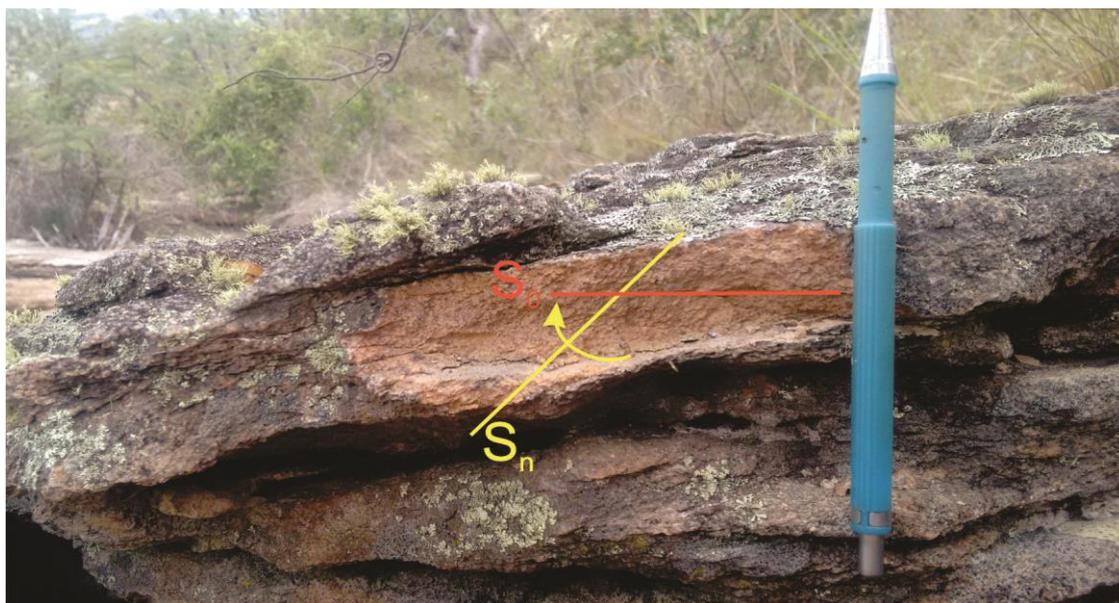


Figura 20: esta fotografia, retirada durante a confecção do perfil estratigráfico 2 (Figura 10), pode-se notar a relação da foliação ($S_n = 110/34$) e do acamamento ($S_0 = 195/20$) indicando vorticidade horária.

Como previsto pela análise topologia, no perfil 2 não ocorre inversão estratigráfica, ou seja, a Formação Resplandecente se encontra na base da Formação Água Preta.

Vale aqui alertar que o perfil estratigráfico 1 foi confeccionado a leste do perfil estratigráfico 2. A partir daí foi elaborado um perfil estrutural (figura 21), que materializa as relações observadas nas figuras 19 e 20.

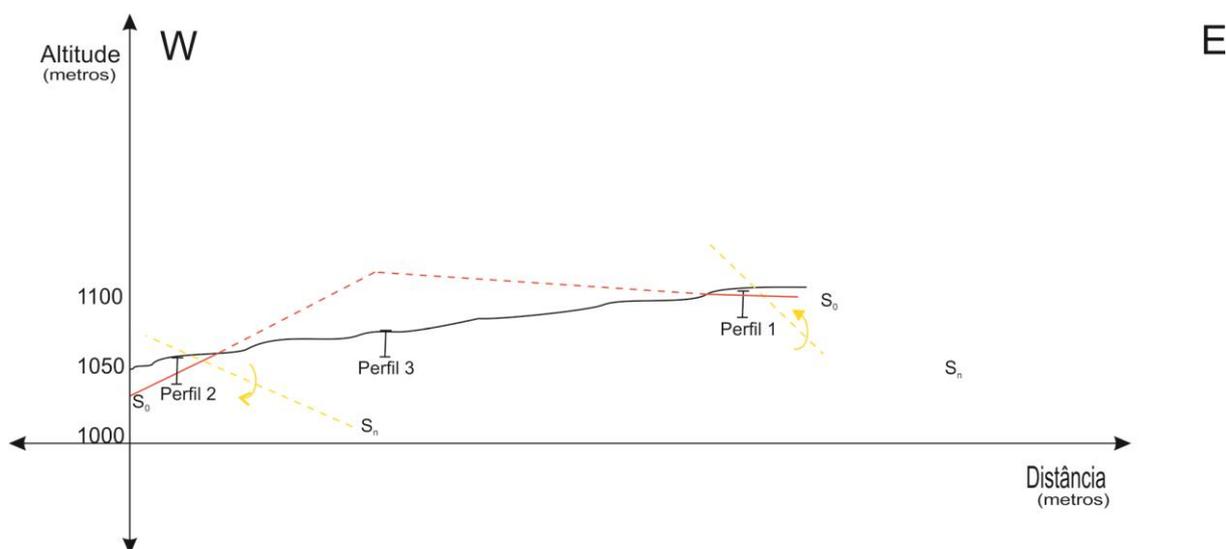


Figura 21: perfil estrutural confeccionado na escala 1: 5.000

Portanto, as informações das relações estratigráficas e de topologia obtidas a partir da confecção dos perfis estratigráficos 1 e 2 encaixam perfeitamente na concepção de um anticlinal como a mostrado na figura 21.

No núcleo deste anticlinal e no flanco inverso aflora, portanto, a Formação Resplandecente. Agora, se pode explicar com maior clareza a presença desta Formação, na forma lenticular, dentro da Formação Água Preta e pode-se perceber facilmente que a rocha Ígnea 1 não corta a Formação Água Preta.

Com o reconhecimento de que as rochas do perfil estratigráfico 1 estão invertidas, uma informação de sedimentologia valiosa é adicionada a análise: na figura 19, na foto da esquerda, é possível notar uma granodecrescência ascendente. Mas como as rochas estão invertidas, na realidade tem-se uma granocrescência ascendente (fácies Ap).

Estilo de dobras 2

Para a definição do estilo de dobras 2 foi empregado rigorosamente a mesma metodologia para definição do estilo de dobras 1. Neste ponto será dada uma atenção especial para as características de acamamento, foliação, vorticidade e de trama observadas na charneira das dobras.

Em topologia, por questões de metodologia, não se analisa a vorticidade na charneira das dobras. Para identificar tal estrutura em campo deve-se observar a relação de mergulho da foliação e do acamamento. Caso tal relação seja de alto ângulo pode-se concluir que a região estudada é a charneira de uma dobra (Willians 1985).

Uma outra característica observada na charneira de dobras é a mudança na trama da rocha. Na charneira se prevê a presença de L-tectônitos. Nos L-tectônitos as rochas apresentam uma trama linear devido ao regime de constricção que se estabelece na charneira. Já nos flancos das dobras é comum observar tramas achatadas gerando os S-tectônitos (Fossen 2012)

Na dobra analisada a seguir foram observadas tais estruturas no ponto B (figuras 22 e 23).

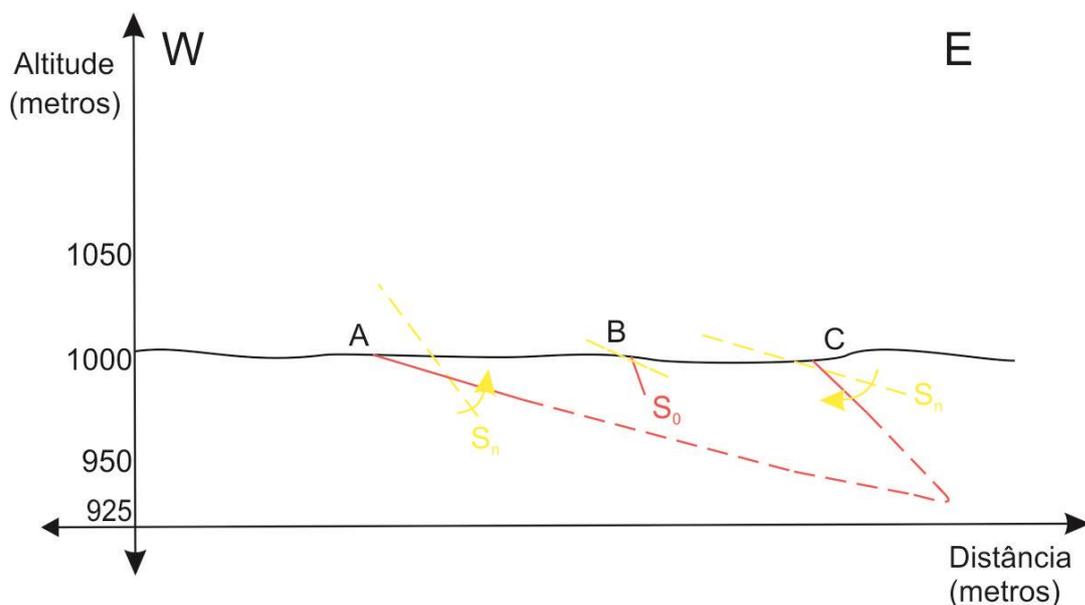


Figura 22: perfil estrutural confeccionado na escala 1: 5.000. No ponto A as medidas coletadas foram: $S_0=120/30$, $S_n=140/60$; no ponto B as medidas foram: $S_0=100/80$, $S_n=110/30$; no ponto C foram: $S_0=135/30$, $S_n= 125/18$. Este perfil foi construído inteiramente dentro da Formação Resplandecente.



Figura 23: as duas fotos foram retiradas no ponto B (figura 28). A foto da esquerda mostra a relação de alto ângulo da foliação com o acamamento e a da direita mostra a presença de L-tectônitos.

Observa-se na figura 22 um sinclinal, assimétrico e com as rochas mergulhando invariavelmente para leste, ao contrário do observado na figura 23, no qual a dobra apresenta flanco inverso, mas as rochas mergulham para direções opostas. Têm-se assim, pelo menos dois estilos de dobras estabelecidos na região.

4.2.2 Deformação Rúptil

Nos trabalhos de campo foi possível determinar que as estruturas descontínuas ocorriam, via de regra, em lineamentos. Alguns dos lineamentos foram analisados. Em todos os casos estudados foi possível identificar a direção (linhas) e o sentido (cinemática) de movimentação relativa de camadas, de modo que se podem caracterizar, com segurança, tais discontinuidades.

Assim, falhas foram determinadas nas direções norte-sul (N-S), leste-oeste (E-W), noroeste-sudeste (NW-SE) e nordeste-sudoeste (NE-SW). Segue a seguir a análise individualizada de cada *trend*.

- Lineamento norte-sul (N-S)

Este lineamento é melhor evidenciado na porção leste da área mapeada, cortando parcialmente a área de estudo. Nesta região aflora a Formação Resplandecente (P18, figura 6 e anexo de pontos).

Neste lineamento é possível observar, de imediato, uma brusca mudança no estilo das dobras presentes. Tais dobras apresentam limbos planos e charneiras angulares além de serem desarmônicas, ou seja, apresentam um padrão de variação do acamamento muito irregular.

Foi possível identificar, além disso, o truncamento do acamamento, numa região onde ocorre o plano de falha. Os mergulhos do acamamento neste local apresentam valores baixos, variando entre 10 e 30° (figura 24).

A lineação de estiramento mineral, neste caso do quartzo, foi medida no plano do acamamento. O indicador cinemático identificado (dobra em “S”), no perfil da estrutura, ressalta uma movimentação sinistral. Diante disso e pelo fato de a lineação de estiramento ocorrer de maneira oblíqua em relação ao acamamento ($S_0=200/15$, $L_e=190/15$), pode-se concluir que tal estrutura é de uma falha de empurrão, oblíqua e com vergência para oeste.



Figura 24: a primeira foto evidência o truncamento do acamamento, com o provável estabelecimento do plano de falha. Vista da foto de sul para norte. Deste modo, a vergência indicada para oeste. A segunda foto mostra a uma dobra em “S”, que fornece o indicador cinemático sinistral. Por último, a lineação de estiramento do quartzo. O acamamento (S_0) neste ponto foi medido em 200/15 e a lineação de estiramento mineral (L_e) tem por medida 190/15. Tem-se, portanto, uma falha de empurrão oblíqua com vergência para oeste.

- Lineamento leste-oeste (E-W)

Este lineamento, tal qual o lineamento norte-sul, foi determinado na porção leste da área, onde também aflora a Formação Resplandecente, porém numa porção mais a sul em relação ao primeiro lineamento. Este lineamento apresenta uma expressividade menor que o primeiro (P33, figura 6 e anexo de pontos).

No lineamento E-W foi possível observar com clareza o plano de falha, com o inclusive deslocamento de horizontes guias. Como pode ser visto na figura 25, tomando como horizonte guia as marcas de onda presentes na parte inferior esquerda da imagem, é possível notar que tal horizonte apresenta dupla movimentação: uma marcada por um plano de falha que corta o

acamamento com alto ângulo e com movimentação sinistral (setas vermelhas) e um segundo plano de movimentação, paralela ao acamamento, também indicando movimentação sinistral (setas amarelas). O valor do rejeito, em ambas as movimentações, é de ordem centimétrica.

A Figura 25 evidencia um plano de falha que não está caracterizado no perfil da estrutura. Consequentemente a cinemática observada pelas setas vermelhas será oposta da movimentação real. Neste caso, como a movimentação observada na fotografia é sinistral, a movimentação real é dextral.

Assim, a movimentação descrita pelas setas vermelhas (sentido de movimentação da falha), juntamente a determinação da lineação de estiramento (direção de movimentação da falha), oferece todos os elementos necessários para caracterizar tal falha como uma falha normal.



Figura 15: zona de transtensão, evidenciado pela dupla movimentação sinistral (setas vermelhas e amarelas). So: 260/27; Sn: 105/30; Plano de falha: 180/80; Le: 115/27 (no plano do acamamento).

- Lineamento noroeste-sudeste (NW-SE)

O lineamento NW-SE foi caracterizado como uma falha transcorrente sinistral. Foi possível identificar sulcos e *steps* gerados pela movimentação relativa de camadas, num plano perpendicular ao acamamento, além de lineação de estiramento mineral (quartzo) paralela aos tais sulcos. As linhas, são, portanto, paralelas ao acamamento. A cinemática é sinistral. O rejeito provocado por esta movimentação é de ordem centimétrica, como notado na figura 26.



Figura 16: a primeira imagem faz referência a presença de sulcos, em corte perpendicular ao acamamento. A segunda imagem ressalta a presença de quartzo estirado também em corte perpendicular ao acamamento. Plano de falha: 295/25

- Lineamento nordeste-sudoeste (NE-SW)

O lineamento NE-SW foi definido de modo semelhante ao anterior, por meio de sulcos e lineação de estiramento mineral (quartzo) e tal como o lineamento NW-SE, foi caracterizado como uma falha transcorrente, com movimentação sinistral (Figura 27).



Figura 17: esta imagem ressalta a presença de sulcos num corte perpendicular ao acamamento S_0 . Movimentação sinistral. Plano de falha: 155/10.

CAPÍTULO V

DISCUSSÕES

O presente trabalho tem por objetivo discutir os mecanismos de deposição das rochas sedimentares e “*emplacement*” das rochas ígneas além das consequências no âmbito geotectônico.

Duas hipóteses podem ser levantadas, dependendo do significado da aqui denominada Ígnea 1. Caso esta rocha de origem ígnea represente um magmatismo ainda não descrito na literatura, de idade estipulada em 1.2 Ga, será proposta um modelo de deposição e de evolução geotectônica para região (hipótese 1). Caso este magmatismo tenha uma idade já reconhecida em algum outro momento por uma outra rocha ígnea (Pedro Lessa ou Córrego do Taquarí) será proposto um outro modelo (hipótese 2).

A validação de uma hipótese ou de outra pode vir de análise geoquímica da rocha que permita estabelecer a idade de “*emplacement*” da rocha Ígnea 1.

5.1 Hipótese 1

Esta hipótese assume que o *emplacement* desta rocha tenha ocorrido entre a deposição da Formação Resplandecente e a Formação Água Preta. A primeira parte da análise dará atenção aos possíveis mecanismos de sedimentação. Num segundo momento a atenção se voltará para as implicações geotectônicas.

Assim, após a realização do estudo topológico, pode-se concluir que ordem cronológica de deposição/*emplacement* dos corpos aflorantes em Itacambira é: Formação Resplandecente, que assenta diretamente sobre o Complexo Porteirinha, *emplacement* da rocha Ígnea 1, deposição da Formação Água Preta e por fim, deposição da Formação Chapada Acauã. Foram reconhecidas duas discordâncias erosivas: entre a Formação Resplandecente e Água Preta e entre as Formações Água Preta e Chapada Acauã. Cumpri-se assim os itens 1 e 2 propostos por Miall 2016 (capítulo II) para análise de fáceis. Segue a análise dos itens 3 e 4 e interpretação do item 1.

A Formação Resplandecente é entendida aqui como fruto da deposição de um sistema eólico que varia lateralmente para um ambiente marinho raso. Tais fatos corroboram com o entendimento de um ambiente eólico: alta maturidade mineralógica e textural e a presença de estratificações plano-paralelas, cruzadas tangenciais e de baixo ângulo para a faixa granulométrica areia. Leite 2013 apresenta fatos e argumentos que corroboram que este ambiente eólico transiciona lateralmente para um ambiente marinho raso. Diante disso, o presente trabalho agrega esta informação.

Iniciando-se a análise da Formação Água Preta, nos perfis estratigráficos confeccionados, a primeira característica observada é a discordância erosiva que ocorre entre a Formação Resplandecente e a Formação Água Preta. De acordo com Miall 2016, o significado de uma discordância erosiva numa bacia sedimentar pode ser reflexo de uma mudança no arcabouço tectônico da bacia (taxa de subsidência/soerguimento), uma mudança no nível de base da bacia ou uma mudança na “oferta” de sedimentos (mudança climática e/ou mudança na área fonte).

Não foi observado nenhum tipo de falha entre a Formação Resplandecente e a Formação Água Preta, e, a princípio, nenhum outro dado relevante nesta direção, então acredita-se que não tenha ocorrido nenhuma mudança significativa no arcabouço tectônico de deposição destas duas Formações. Tal discordância provavelmente ocorreu devido a variações no nível de base e/ou devido à mudança na oferta de sedimentos. Justifica-se, assim, enquadrar as Formações Resplandecente e Água Preta numa mesma bacia, neste caso, a bacia Espinhaço.

Partindo para a análise dos itens 3 e 4, a análise topológica evidencia que foram depositadas sucessivamente: brechas com clastos não orientados, brechas com clastos orientados, conglomerados, arenitos maciços, arenitos com gradação inversa, arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo, arenitos com estratificação cruzada de base tangencial, pelito com relação de granodecrescência ascendente e por fim um pelito que faz contato basal abrupto com a sucessão imediatamente inferior. Esta sucessão evidencia um abrupto aumento e um rápido decrescimento do nível de energia do sistema deposicional da Formação Água Preta.

Portanto, uma simplificação das fácies descritas e interpretadas pode ser vista na tabela a seguir:

Fácies	Descrição	Interpretação
Bcs	Brecha clasto suportada	Brecha freática
Bms	Brecha matriz-suportada	Fluxo piroclástico
Cm	Conglomerado maciço	Fluxo piroclástico
Aml	Arenito maciço com lentes	Fluxo piroclástico
Apl	Arenito com granocrescência ascendente	Fluxo de surgência
Ap	Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo	Fluxo de surgência
Asl	Arenito com granocrescência descendente	Fluvial
Am	Arenito maciço com lentes	Fluvial
Pm	Lente de pelito com magnetita	Fluvial
Pv	Pelito esverdeado	Fluvial
Pc	Pelito cinza	Cinza vulcânica

Tabela 4: análise simplificada das fácies aflorantes na região de estudo.

A análise detalhada dos dados iniciará pela fácies basal da Formação Água Preta, ou seja, a fácies Bcs (brecha clasto suportada). Devido à faixa granulométrica observada nos clastos, a presença de arestas retas e de muitos vértices e a natureza randômica do seu arcabouço, esta fácies é entendida aqui como fruto de um aumento súbito na energia do sistema.

Diante disso, duas hipóteses podem ser levantadas a respeito de sua geração: a primeira admite que esta fácies compõe um fluxo de detritos (*debris flow*), originado por uma falha normal. Uma segunda hipótese sugere que as fácies Bcs seria produto de magmatismo explosivo, sendo a fácies Bcs representante basal de uma sucessão vulcanoclástica. A primeira hipótese é defendida por Leite 2013 e esta segunda é levantada no presente trabalho, devido principalmente a relação de contato direto de uma rocha ígnea (Ígnea 1) com a fácies Bcs (figuras 9 e 11).

Para solucionar esta questão, Major 1998, analisa detalhadamente os mecanismos de geração e as fácies associadas a fluxos de detritos e afirma que, neste tipo de fluxo, já nos primeiros instantes de movimentação, os clastos se tornam imbricados e desenvolvem uma orientação preferencial muito bem marcada. Ou seja, apresentam uma estrutura conhecida como “clastos imbricados”. O autor prevê que quando os clastos se encontram orientados de forma aleatória, pode-se dizer que tal sucessão foi depositada muito próxima da “fonte” de energia do fluxo de detritos. Clastos depositados de maneira aleatória no fluxo de detritos o fazem, portanto, de maneira quase instantânea.

Disso, segundo Major 1998, pode-se dizer que quando o padrão dos clastos é randômico se está muito próximo da fonte de energia deste sistema, e a medida que o fluxo de detritos se afasta levemente da “fonte”, rapidamente os clastos apresentam uma orientação muito bem marcada.

Trazendo esta informação para a realidade deste trabalho, para que a primeira hipótese levantada seja verdadeira, seria imprescindível que um plano de falha estivesse muito próximo, ou no local, de onde aflora a fácies Bcs. Como foi visualizado na confecção do perfil estrutural da figura 27, tais brechas participam da composição de uma dobra, sendo que nesta região não existe nenhum dado ou indício (milonitos, estrias, sulcos, truncamento de estruturas, etc.) da existência de uma falha de qualquer natureza. Vale ressaltar que em todas as falhas mapeadas neste trabalho, não se constatou a presença de brechas em nenhuma delas. Deste modo, descarta-se esta primeira hipótese.

Partindo a análise para a segunda hipótese, ou seja, entendimento da Formação Água Preta como uma sucessão vulcanoclástica, a análise a seguir se baseou no trabalho de Cas & Wright (1989).

Neste livro se prevê a geração de brechas monomíticas, como as observadas na fácies Bcs. O mecanismo seria o seguinte: durante o curso de uma intrusão ígnea, na ascensão do magma a crosta, este ficaria envolto por uma aureola de voláteis (especialmente H₂O e CO₂). Quando tal aureola toca o lençol freático, uma súbita explosão acontece, gerando um “brechamento” das rochas encaixantes. Eventualmente alguns cristais poderiam se formar devido ao rápido resfriamento dos voláteis em contato com a água. Tal tipo de brechas recebe o nome genético de brechas freáticas.

Portanto, como previsto por Major 1998, a Bcs estaria próximo da fonte de energia do sistema gerador das brechas, que segundo esta hipótese, seria uma rocha ígnea vulcânica. O presente trabalho ofereceu, no capítulo anterior, tal relação na figura 7. Portanto, o que foi previsto por Major 1998 pôde ser verificado com clareza nesta relação de campo, de modo a validar a segunda hipótese.

Seguindo o raciocínio de *emplacement* da rocha ígnea geradora da fácies Bcs, a ascensão deste magma cessaria no nível do lençol freático, levando ao estabelecimento de uma geometria de soleira, devido à diminuição de temperatura provocada pela água presente nesta faixa, levando a cristalização do

magma. Tal tipo de mecanismo é comumente associado a magmas que possuem um alto conteúdo de voláteis como, por exemplo, o magma alcalino (Manville *et al.* 2009).

Deste modo, a dita explosão geraria uma depressão topográfica, ou neste contexto, uma cratera do tipo *maars*. Esta cratera seria preenchida, num primeiro momento, por fluxos piroclásticos (termo de caráter genético de fluxo de detritos). Os fluxos piroclásticos são então, fluxos gerados pela energia advinda da atividade magmática e são controlados por uma superfície topográfica. Em tais fluxos é comum encontrar, próximo a fonte, brechas randômicas (fácies Bcs), brechas com os grãos fortemente orientados (fácies Bms), depósitos maciços (fácies Cm e Am), depósitos com gradação inversa devido, ao mecanismo de peneiramento cinético (fácies Apl) e próximo a base do vale depósitos com gradação normal, ou seja, granocrescência ascendente (Asl). A figura 28 ilustra tal situação:

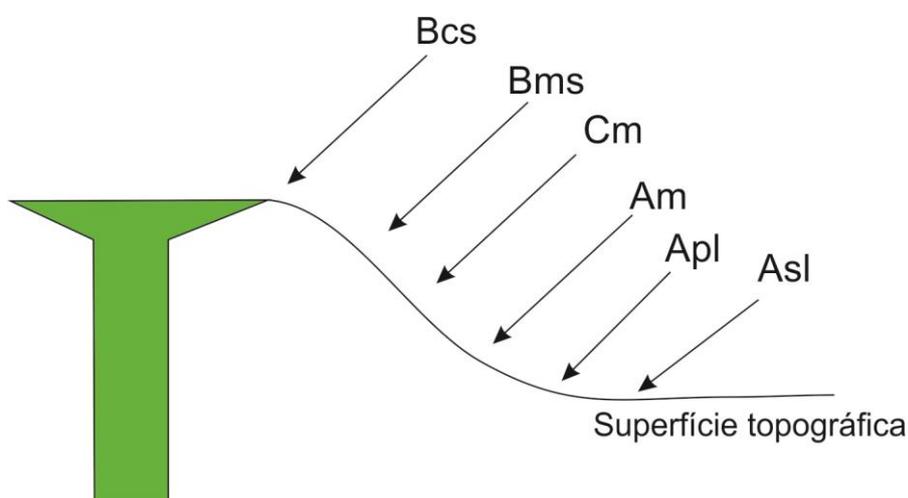


Figura 18: esquema de evolução simplificada de um fluxo piroclástico, adaptado de Manville *et al.* 2009.

O esquema proposto para a deposição do fluxo piroclástico mostrado acima é extremamente semelhante a um tipo de fluxo piroclástico conhecido como “lahar”. O termo “lahar” é de origem indonesiana e é definido como um “rápido fluxo de rochas, água e voláteis desencadeado por uma rocha vulcânica”. Portanto é um termo mais genético do descritivo (Manville *et al.* 2009).

Voltando para a análise do fluxo piroclástico, ou neste caso, fluxo de “lahar”, a principal diferença deste para o fluxo de detritos (“*debris flow*”) é a presença de gases e vapor no primeiro, advindo do magma, que interagem fortemente com os grãos. Quando a água do ambiente é, por algum motivo, adicionada ao fluxo piroclástico ela aglomera/solda (“*weld*”) as cinzas e cristais na forma de lentes ou “*pods*”, separando os fragmentos finos e cristais do material mais grosseiro. Tal estrutura pode ser visualizada na base do perfil estratigráfico 3 (figura 11) no qual a fácies Pm se encontra como uma lente dentro da fácies Cm.

À medida que os fluxos piroclásticos se depositam, uma maior proporção de gases em relação aos grãos se estabelece, de modo que a deposição deixa de ser pelo mecanismo de fluxo piroclástico e passa a ser por fluxo de surgência.

Os fluxos de surgência naturalmente sucedem os fluxos piroclásticos e tem por característica se depositar em áreas mais distais, ou seja, a deposição deste tipo de fluxo não fica restrita a cratera gerada pelo vulcanismo.

O sistema de fluxo piroclástico-surgência ocorrem de maneira cíclica, movidos por pulsos explosivos advindos da interação do magma com o lençol freático. A adição de cristais e/ou de fragmentos juvenis (este último ainda sem comprovação de campo) nos sedimentos da rocha encaixante seriam frutos destas explosões. Como já dito anteriormente, é comum encontrar cristais de magnetita nos sedimentos da Formação Água Preta. Tais cristais não estão presentes na rocha encaixante mais antiga (Formação Resplandecente), de modo que é coerente acreditar que tais cristais foram adicionados pela rocha Ígnea 1.

Após o magma resfriar e se cristalizar, o número de explosões tende a zero e conseqüentemente a energia do sistema diminui. Neste ponto, a cratera do tipo *maars* não recebe mais fluxos piroclásticos e de surgência. Caso ainda haja espaço para o seu preenchimento, ele ocorrerá via sistemas fluviais, que convergiriam para esta depressão topográfica advindos de altos topográficos da região ou poderia ser instalar um sistema lacustre.

As evidências que corroboram com a ideia que na região tenha se instaurado um sistema fluvial são a presença de arenitos com estratificações cruzadas de baixo ângulo, arenitos com estratificação cruzada tangencial, a presença de granodecrescência ascendente e a presença da fácies Pv.

As estratificações cruzadas de baixo ângulo são geradas num contexto energético superior a estratificação cruzada tangencial, sendo esta gerada pela migração de dunas 3-D. A figura 12 mostra a geração de formas de leito de ordem centimétrica (*ripples*) que são geradas em um contexto de menor energia do que as dunas 3-D.

Esta mudança de estruturas sedimentares evidência que o canal deste sistema fluvial foi progressivamente sendo preenchido, e que num primeiro momento foi bastante profundo e encaixado na topografia.

A ideia de que a deposição da Formação Água Preta foi fortemente controlada por uma superfície topográfica, pode ser comprovada pelos contatos quase que sempre retos da Formação Água Preta com as Formações Resplandecente. Estes lineamentos apresentam as mais diversas orientações.

A fácies Pv, provavelmente representa a planície de inundação deste sistema fluvial.

Resta por fim analisar a fácies Pc. Esta fácies representa o topo da sucessão sedimentar da Formação Água Preta. Esta fácies teria potencial, neste contexto, de ser fruto da sedimentação de cinzas vulcânicas.

Cinzas vulcânicas (“*ash*”) e tufos (cinza soldada) são os produtos de um magmatismo vulcânico menores do que 2 milímetros. Podem ser compostos por vidro vulcânico, cristais ou fragmentos da rocha encaixante. Estes três compostos podem ocorrer em quaisquer quantidades relativas. Caso a densidade das cinzas seja menor do que a do ar, as cinzas ascendem à atmosfera e se depositariam no momento em que a umidade do ar consiga soldar (“*weld*”) as partículas que se encontram esparsas na atmosfera. Caso a densidades das cinzas seja maior do que a do ar, elas não ascendem à atmosfera e poderão preencher os sedimentos gerados pelo magmatismo explosivo, podendo dar origem a brechas, conglomerados e arenitos de matriz tufácea.

Como a fácies Pc se encontra no topo da camada, acredita-se que as cinzas ascenderam a atmosfera e se depositaram algum tempo depois da deposição da fácies Pv. Portanto, não é de se esperar que as fácies depositadas anteriormente a fácies Pc apresente tufos em sua matriz.

Relembrando, a fácies Pc, descritivamente, é caracterizada por ser um pelito acinzentado. Quando as cinzas vulcânicas são ricas em vidro rapidamente eles sofrem alterações químicas (diagenéticas) que o transformam em argilominerais. Quando o vidro é rico em ferro tal fenômeno é denominado palagonitização e gera pelitos em tons acinzentados, sendo o argilomineral predominante a esmectita (Manville *et al.* 2009).

O processo de palagonitização oblitera a porosidade existente, tornando a rocha impermeável e aumenta a resistência a erosão. Com isso, as sucessões vulcanoclásticas são consideradas pelos geólogos que estudam reservatórios de petróleo como excelentes “armadilhas” para os fluidos baciais (Manville *et al.* 2009). No presente contexto, a resistência a erosão proporcionada pela fácies Pc provavelmente levou a preservação da Formação Água Preta até o recente. Vale ressaltar que a Formação Água Preta aflora na porção topograficamente mais elevada da área de estudo. Tal constatação leva a crer que tenha ocorrido uma inversão topográfica da Formação Água Preta ao longo do tempo geológico.

Segundo Manville *et al.* (2009) o sistema *maar*-diatrema tem o mais alto potencial de preservação do que qualquer outra sucessão vulcanoclástica, justamente devido ao comum processo de palagonitização que ocorre nas cinzas vulcânicas.

O fato da fácies Pc representar o topo da sucessão sedimentar da Formação Água Preta evidencia que o sistema fluvial desenvolvido nesta Formação tem caráter sin-eruptivo. Rios desenvolvidos em

vales incisos, com rápido preenchimento da calha são característicos de sistemas piroclásticos. Isso porque a energia do sistema rapidamente diminui após a erupção, levando rápida estabilização dos processos deposicionais, o que desencadeia na retomada do nível de base anterior ao processo eruptivo (Manville *et al.* 2009).

É bastante comum, ao se adentrar nas drenagens da região estudada, encontrar fragmentos de gabros muito bem preservados. Como mostrado no capítulo anterior, os afloramentos da denominada Ígnea 1 encontra-se *in situ*, invariavelmente extremamente alterada. Deste modo, tais gabros bem preservados das drenagens tem um alto potencial de pertencer à Suíte Córrego do Taquarí e não são, portanto, representantes da rocha Ígnea 1.

Partindo a análise para a Formação Chapada Acauã, ela é interpretada aqui, como fruto da deposição de sedimentos num ambiente de influência glacial. A presença de grãos com a estrutura de “bullet shape” na área contribui decisivamente para o reconhecimento da Formação Chapada Acauã e sua interpretação (Miall 2016).

Entre as Formações Água Preta e a Formação Chapada Acauã também existe uma discordância erosiva. Como a Formação Chapada Acauã representa uma brusca mudança de ambiente de sedimentação, de acordo com os três critérios de geração de discordância erosiva propostos por Miall (2016) citados anteriormente, o critério que melhor se enquadra neste contexto é o de mudança na oferta de sedimentos (mudança climática, neste caso).

Como dito no capítulo III, a Formação Chapada Acauã funciona como um guia estratigráfico que auxilia os estudos de campo na região. Estes estudos deixam claro, que Formação Chapada Acauã está inserida na bacia Macaúbas (Souza 2016).

Após detalhar os mecanismos de sedimentação da região a atenção se voltará agora para a proposta de um modelo de evolução tectono-sedimentar para a região.

Acredita-se assim que, num primeiro momento, deposita-se a Formação Resplandecente, de idade mais nova do que 1.5 Ga, sobre o Complexo Porteirinha, num ambiente eólico que varia lateralmente para um ambiente marinho raso (Leite 2013).

Uma discordância erosiva, tal qual relatada no presente trabalho, separa a Formação Resplandecente da Formação Água Preta, mais nova.

A deposição da Formação Água Preta é fruto direto da existência de uma magmatismo explosivo. Entendido desta forma, tal magmatismo, num ambiente de estabilidade tectônica, geraria uma

cratera do tipo *maars*, que seria preenchida parcialmente e quase que instantaneamente por uma sucessão vulcanoclástica (fluxos piroclásticos e de surgência).

Num segundo momento, após a deposição da sucessão vulcanoclástica, ainda restaria espaço para a acomodação de sedimentos nesta cratera, de modo que as drenagens da região convergiriam para a depressão topográfica, desenvolvendo sistemas fluviais.

Deste modo, a porção inferior da Formação Água Preta representaria uma sucessão vulcanoclástica e a porção superior representaria uma sucessão fluvial.

Não é inviável supor que a rocha ígnea observada no presente trabalho seja um kimberlito bastante alterado. Vale ressaltar que o *emplacement* de kimberlitos diamantíferos ocorrem, invariavelmente, em áreas cratônicas estáveis, como a imaginada para a região de Itacambira neste período. Além disso, é comum associar a kimberlitos a geração de crateras do tipo *maars* bem como a presença de produtos vulcanoclásticos (Manville *et al.* 2009).

Ressalta-se ainda que a possível descoberta de um kimberlito na área poderia explicar a presença dos carbonados encontrados nos garimpos aluviais da região do rio Macaúbas. O raciocínio é de que os diamantes da região de Diamantina e os da região de Itacambira, apesar de serem gerados numa mesma época e contexto geotectônico, eles não são frutos de um único *pipe* kimberlítico, mas de mais de um. Deste modo, *pipes* kimberlíticos diferentes poderiam apresentar trajetórias de ascensão à crosta diferentes, podendo, ou não, adicionar carbonados e/ou diamantes ao magma durante sua ascensão. No caso do(s) *pipe(s)* da região do rio Macaúbas, os carbonados seriam adicionados, enquanto que o(s) *pipe(s)* da região de Diamantina não.

A presença marcante de zircões detríticos de 1.2 Ga e a ausência de zircões detríticos de 900 Ma é uma característica em comum das Formações Água Preta e Matão. Karfunkel & Karfunkel (1976) e Chaves *et al.* (2013) garantem que as duas Formações são portadoras de diamantes.

Seguindo a análise uma fase rifte seria superimposta as rochas do Supergrupo Espinhaço, resultando na abertura da bacia Macaúbas (Dussin & Dussin 1995). O presente trabalho considera o desenvolvimento do Rifte Macaúbas como semelhante ao Rifte do Leste da África.

A Formação Matão está associada a zonas de falhamentos na região de Itacambira e apresenta grandes evidências da influência de deposição num ambiente marinho raso (Martins *et al.* 2008). Como a Formação Matão capeia a Formação Água Preta (Karfunkel & Karfunkel 1976), ela é aqui considerada como representante da base do Grupo Macaúbas na região e representaria a incursão marinha nos vales da região. Ou seja, após o período sin-eruptivo de deposição da Formação Água Preta uma incursão marinha, proporcionada pela geração de falhas normais, levaria a deposição da Formação Matão.

Segundo Cas & Wright 1989, o Rifte do Leste da África iniciou-se com o soerguimento da crosta continental, que foi instantaneamente acompanhado por atividade ígnea. Na região de mais pronunciado domeamento da crosta, iniciou-se a extensão da mesma, que se refletiu na formação de um gráben axial. Dentro deste gráben, após ser parcialmente preenchido por sedimentos aluviais-fluviais-lacustres, uma segunda atividade ígnea acompanhou o preenchimento do gráben.

Exemplo deste desenvolvimento de rifte pode ser verificado na região da Etiópia e da Uganda. Nesta região, um produto ígneo inicial, que precede o sistema rifte, é encontrado nos Platôs da Etiópia e da Uganda, enquanto que Rifte da Etiópia, desenvolvido entre os dois Platôs, é preenchido por sedimentos fluvial-lacustre, de baixa maturidade mineralógica, concomitantemente a uma segunda geração de rocha ígnea, mais nova, que se intercala com os sedimentos.

Trazendo este raciocínio para o contexto da bacia Macaúbas, o domeamento da crosta seria responsável pela geração de falhas normais e deposição da Formação Matão. A primeira atividade ígnea é representada pelos diques Pedro Lessa. Um sistema rifte se instalaria, desenvolvendo um sistema fluvial, neste caso com o nome de Formação Duas Barras. Uma segunda atividade ígnea se instala, estabelecendo uma sucessão vulcano-sedimentar, sob o nome de Formação Planalto de Minas.

Portanto, o marcador ígneo de abertura da bacia Macaúbas é a Suíte Pedro Lessa, de idade balizada entre 905-930 Ma por Machado *et al.* (1989) e Dussin & Chemale (2012). A sucessão sedimentar que se instala no rifte Macaúbas pode, durante o seu desenvolvimento, amostrar Suíte Pedro Lessa e portanto apresentar zircões detríticos na faixa de 900 Ma. Segundo Kuchenbecker *et al.* (2015) é descrito para a Formação Duas Barras zircões detríticos desta idade. A Formação Planalto de Minas, balizada em 889 Ma por Souza (2016) é mais nova do que a Suíte Pedro Lessa. Fecha-se assim o modelo.

A instauração de um segundo sistema rifte na bacia Macaúbas por volta de 800-700 Ma resultou na deposição da Formação Chapada Acauã, de natureza glacial. Como se pode observar no perfil estratigráfico confeccionado neste trabalho, a base da Formação Chapada Acauã é composta por clastos puramente de quartzito. Já as porções superiores desta Formação, aflorante, por exemplo, na região de Turmalina - MG, são compostas por clastos diversos como de granitos, gnaisses, carbonatos e filitos.

Deste modo, é razoável supor que, o dito período glacial, se iniciou em alguns poucos locais e, alternando ciclos de gelo (erosão) e degelo (deposição), tal glaciação se expandiu de modo que as geleiras passaram a amostrar rochas cada vez mais longínquas. Seguindo tal raciocínio, a base da Formação Chapada Acauã conteria sedimentos proximais e à medida que se sobe nesta sucessão sedimentar, a proveniência dos sedimentos seriam cada vez mais distais.

Assim, na região de Itacambira, nos primeiros ciclos de gelo e degelo, as geleiras amostrariam as Formações Resplandecente e Água Preta, sendo esta última rica em diamantes. O retrabalhamento da Formação Água Preta na zona englacial das geleiras seria responsável por eliminar os diamantes defeituosos, ou de baixo valor gemológico, e preservariam os diamantes com poucos e/ou sem defeitos, com alto valor gemológico.

O mesmo raciocínio pode ser estabelecido para a Formação Matão. Como tal Formação amostra a Formação Água Preta, o retrabalhamento dos diamantes num ambiente marinho raso proporcionaria a eliminação de diamantes defeituosos. A própria formação Água Preta, por ser considerada vulcanoclástica, também, durante sua deposição, eliminaria os eventuais diamantes defeituosos.

Cabe observar que o rio Macaúbas, notadamente conhecido na região como portador de diamantes gemológicos, tem seu curso traçado próximo e paralelo ao contato, das aqui reconhecidas Formações Água Preta, Matão e Chapada Acauã (Moraes & Guimarães 1931, Martins 2006).

Esta linha de raciocínio busca assim explicar o fato de existirem diamantes associados tanto a Formação Água Preta quanto as Formações Matão e Chapada Acauã na região de Itacambira (Karfunkel & Karfunkel 1976, Martins 2006 e Chaves *et al.* 2013).

Portanto, uma coluna estratigráfica simplificada da região poderia ser representada a seguir (tabela 5):

Supergrupo	Grupo	Formação	Interpretação	Idade	Dique máfico
São Francisco	Macaúbas	Chapada Acauã inferior	Glacial/Marinho	743 Ma	Ígnea 1 (1.2 Ga) / Pedro Lessa (939 Ma)/Córrego do Taquari (560 Ma)
		Planalto de Minas	Sequência Vulcano-sedimentar	889 Ma	
		Matão/Duas Barras	Leque aluvial/Fluvial entrelaçado	900 Ma	
Espinhaço		Água Preta	Sucessão vulcanoclástica	~1.2 Ga	
		Resplandecente	Eólico/Marinho raso	1.5 Ga	
Embasamento		Complexo Porteira		< 1.8 Ga	

Tabela 5: coluna estratigráfica simplificada da hipótese 1.

Seguindo a análise para o âmbito do fechamento das bacias, com o fim da fase de abertura das mesmas, o processo de estruturação do Orógeno Araçuai foi responsável pelo seu fechamento. A presença de falhas de empurrão e de dobras assimétricas com eixo aproximado N-S mergulhando preferencialmente para norte, e com todos indicadores de vergência para o Cráton São Francisco (oeste), corroboram com a ideia de que a região de Itacambira está inserida num Cinturão de Dobras e Cavalgamentos.

Trazendo a análise para o âmbito local, na região de Itacambira, é prevista a existência do Anticlinal de Itacambira (Karfunkel & Karfunkel 1977). Tal estrutura seria uma dobra simétrica, com um dos flancos mergulhando para leste, região de Grão Mogol, e o outro, este na região de Itacambira, mergulhando para oeste. O caimento do eixo desta dobra seria para sul. Esta estrutura explicaria o fato do embasamento aflorar no centro da estrutura e nos flancos aflorarem rochas mais novas, dentre elas as Formações Resplandecente e Água Preta.

Os dados levantados no presente trabalho não condizem com as previsões feitas por Karfunkel & Karfunkel (1977). Aqui, como já evidenciado, as dobras são assimétricas, com mergulho preferencial para leste e com eixo mergulhando para norte. A explicação mais razoável para entender o fato de o afloramento aflorar nesta região fica por conta do deslocamento basal, tese defendida por diversos autores, dentre eles, Noce (1997) e Alkmim *et al.* (2006).

Fato notável no arcabouço estrutural da região é o fato de todas as falhas transcorrentes mapeadas apresentarem movimentação anti-horária. Segundo Alkmim *et al.* 2006, o “Modelo de Quebra-Nozes”, ressalta a movimentação anti-horária do Cráton São Francisco provocada pelas colisões dos blocos Paranapanema, Amazônia e do Kalahari. É justo, portanto, associar as falhas transcorrentes sinistrais observadas na região de Itacambira ao “estágio 2” do “Modelo de Quebra-Nozes”.

Por fim, cabe voltar à atenção para a falha normal observada neste trabalho. Por conta do baixo valor de rejeito desta falha, é coerente imaginar que a falha normal descrita neste trabalho não faça referência à fase de abertura da bacia Espinhaço ou Macaúbas, mas sim a algum estágio tectônico da estruturação do Orógeno Araçuaí.

Voltando a análise da falha normal para este prisma, é possível enquadrá-la no estágio de colapso do Orógeno citado acima. Segundo Pluijm & Marshak (2004), na fase de colapso de um orógeno, falhas extensionais podem se desenvolver ao mesmo tempo em que ocorre encurtamento crustal. Consequentemente tem-se a geração de falhas de empurrão e normal forma sincrônica durante o colapso de um orógeno.

O pequeno valor do rejeito desta falha não impede que a mesma tenha relação com o colapso do Orógeno Araçuaí. De acordo com Fossen (2012), o valores de rejeito das falhas associadas à orógenos diminuem, de forma exponencial, à medida que se afasta do núcleo do mesmo. Como a região de Itacambira se localiza muito mais próximo do limite do Cráton São Francisco do que do Núcleo do Orógeno Araçuaí (Figura 4), se prevê, neste caso, baixos valores de rejeitos para as falhas

Com a delaminação da crosta inferior durante o colapso é comum a astenosfera ascender e induzir processos magmáticos com geração de, por exemplo, magmatismo basáltico (Pluijm & Marshak 2004).

Alkmim *et al.* (2006) prevê a delaminação da crosta inferior no estágio 5 do “Modelo de Quebra-Nozes”. Este estágio faz referência ao colapso do Orógeno Araçuaí. Neste contexto, a atenção deve ser voltada para a Suíte Córrego do Taquarí. Segundo Martins *et al.* (2011), tal suíte, datada em 560 Ma, teve seu *emplacement* no limite entre os estágios sin-colisional e pós-colisional da estruturação do Orógeno Araçuaí. Alguns dos corpos ocorrem na direção E-W e a assinatura do magmatismo indica natureza máfica (gabros) e intraplaca destas rochas.

Diante das informações colhidas e do estabelecimento deste raciocínio, convém entender que a falha normal descrita neste trabalho faça referência à fase de colapso do Orógeno Araçuaí e que ela possa estar exercendo algum tipo de controle no *emplacement* da Suíte Córrego do Taquarí. Desse modo, fica evidente que a Suíte Córrego do Taquarí corta toda a sequência sedimentar aflorante em Itacambira.

5.2 Hipótese 2

Esta hipótese assume que suíte Ígnea 1 faça referência a suíte Pedro Lessa ou Córrego do Taquarí.

Deste modo, o desenvolvimento tectônico sedimentar da região se daria pela deposição da Formação Resplandecente sobre o Complexo Porteirinha. A Formação Resplandecente seria o único representante do Supergrupo Espinhaço na região.

Seguindo este modelo todas as sucessões grosseiras aflorantes pertenceriam a Formação Matão, base do Grupo Macaúbas. Ou seja, as sucessões sedimentares grosseiras não seriam divididas em Formação Água Preta e Matão como primeiramente proposto por Karfunkel & Karfunkel (1976).

A Formação Matão, portanto seria representante de uma típica sucessão sedimentar rifte, ou seja, apresentaria brechas de falha e sucessões grosseiras típicas de um leque aluvial e migrariam para um sistema fluvial entrelaçado, com o nome de Formação Duas Barras.

O primeiro evento magmático ficaria a cargo da suíte Pedro Lessa, que corta a sucessão sedimentar Matão/Duas Barras e um segundo evento magmático ficaria a cargo da Formação Planalto de Minas.

Neste caso, o fato de ter sido observado uma soleira entre a Formação Resplandecente e a Formação Matão se deve ao fato de a suíte Pedro Lessa ou a suíte Córrego do Taquarí terem se alojado em uma zona de fraqueza entre as duas Formações.

CAPÍTULO VI

CONCLUSÃO

O entendimento da geologia da região sob a perspectiva da hipótese 1, proposta no capítulo anterior apresenta algumas diferenças quando comparada com as publicações mais recentes encontradas na literatura, explicada pela hipótese 2.

No entanto, quando se volta à atenção para uma das publicações mais antigas a respeito da origem dos diamantes, em especial para o artigo publicado por Moraes & Guimarães em 1931, intitulado “Diamond-bearing region of northern Minas Gerais, Brazil”, os autores afirmam que os diamantes do norte de Minas Gerais podem ser encontrados em quatro grupos:

- Nas rochas “matriz” dos diamantes, encontrados nos garimpos de Barro, Campo de Sampaio, Pagão, Perpétua, na região de Diamantina;
- Em conglomerados, encontrados na região de Sopa e Guinda, dentre outros, também na região de Diamantina;
- Em conglomerados derivados de conglomerados mais antigos, nas proximidades do rio “Macahubas”;
- Em depósitos aluviais;

Os depósitos aluviais diamantíferos seriam encontrados em várias drenagens da região, como por exemplo, nos rios Paraúnas, Jequitinhonha, Jequitaiá, entre outros.

Por diamantes encontrados dentro dos conglomerados derivados de outros conglomerados, os autores se referem às rochas que apresentam seixos estriados e polidos, notadamente de influência glacial, e portadores também de carbonados.

Os diamantes encontrados em conglomerados são encontrados em meio à clastos de “quartzito, filito e quartzo” e por vezes, tais conglomerados se encontram próximos às rochas “matriz” dos diamantes.

Por fim, o que Moraes e Guimarães consideram como rocha mãe dos diamantes são aquelas que têm “diques e sills” associados a brechas, arenitos e pelitos, sendo este último o principal alvo da maioria dos garimpeiros do final do século XIX e início do século XX na região. Os autores fazem referência clara que estas rochas têm origem vulcanoclástica.

Por fim, Moraes e Guimarães afirmam que os principais garimpos de diamante de origem vulcanoclástica estão na região de Diamantina, mas chamam a atenção para o fato de uma sucessão muito semelhante a esta aflorar próximo da cidade de Itacambira, nas proximidades do que seria o divisor de águas dos rios Macaúbas e Congonhas (figura 3).

A luz dos conhecimentos geológicos atuais pode-se associar as observações feitas pelos dois geólogos na década de 30 as Formações Água Preta, Sopa-Brumadinho (Martins-Neto 2000) e Chapada Acauã.

Portanto, o entendimento de que existe uma sucessão vulcanoclástica portadora de diamantes na região de Itacambira não representa algo novo.

Como foi possível notar, presente trabalho é essencialmente um trabalho de campo. A análise da suíte Ígnea 1 pela óptica do trabalho de campo permite desconfiar que ela seja uma suíte ígnea ainda não descrita na literatura porque:

- Apresenta uma descrição petrográfica macroscópica diferente das descrições para a Suíte Pedro Lessa ou Córrego do Taquarí.
- Presença de diamantes nas Formações Água Preta/Matão. Se tal soleira faça referência a Suíte Pedro Lessa ou Córrego do Taquarí, hipótese defendida por Leite (2013), como se explicaria o fato de existirem diamantes associados a Formação Água Preta e Matão (Karfunkel & Karfunkel 1976 e Chaves *et al.* 2013) e não serem reportados diamantes associados a Formação Resplandecente? Onde se localiza a fonte dos diamantes? Vale lembrar que os diamantes estão presentes nas fácies grosseiras, entendida em interpretações de paleoambiente como fácies proximais (Leite 2013, Major 1998).
- Por fim, na região onde foi descrita a suíte Ígnea 1 foi interpretado que as brechas estão associadas a dobras (figura 21). Desde modo, como seria possível interpretar tais brechas como brechas de falha (Leite 2013) num local onde, a princípio, não existem falhas?

Diante do que foi discutido neste trabalho o autor acredita que existem elementos de campo suficientes que justifiquem que estudos geoquímicos sejam efetuados para se descobrir a natureza da rocha descrita como Ígnea 1.

Assim, após analisar os sistemas deposicionais da região de Itacambira e de elaborar um modelo de evolução geotectônica para a região, o presente trabalho alcança o seu objetivo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim, F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações Almedianas ao delimita-lo. In: Mantesso-Neto et al. (eds) *Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Becca, São Paulo, p. 17–35.
- Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz, S., Whittington, A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuai-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149, 43–64.
- Alkmim, F.F., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Cruz, S.C.P. 2007. Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuai-Congo Ocidental. *Geonomos*, 15 (1), 25–43.
- Babinski, M., Pedrosa-Soares, A. C., Trindade, R. I. F., Martins, M., Noce, C. M. & Liu, D. 2011. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuai orogen, Brazil: age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gondwana Research*, doi: 10.1016/j.gr.2011.04.008.
- Cas, R.A.F & Wright, J. V. *Volcanic Successions*, 1989. Chapman & Hall; 1988 edition (March 31, 1987).
- Castro, M.P. 2014. Caracterização geológica da Formação Capelinha como uma Unidade Basal do Grupo Macaúbas em sua Área Tipo, Minas Gerais. Universidade Federal de Ouro Preto. MSc Thesis.
- Carneiro, C.D.R. & Lima, M.O. *Análise de Foliações em Áreas Dobradas*, 1989.
- Chaves M.L.S.C., Babinski M., Silva M.C.R., Scholz R. 2013. Idades U-Pb em zircão do conglomerado diamantífero de Grão Mongol (Supergrupo Espinhaço): implicações para a origem dos diamantes da Serra do Espinhaço em Minas Gerais. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1):139-151.
- Chemale Jr., F., Dussin, I.A., Alkmim, F.F., Martins, M.S., Queiroga, G., Armstrong, R., Santos, M.N., 2012. Unravelling a proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, 22, 200–206.
- Carlos M. Noce; Antônio Carlos Pedrosa-Soares; Luiz Carlos da Silva & Fernando F. de Alkmim. O embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuai.
- Dussin I.A. & Dussin T.M., 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, 3:19-26.
- Earth Structure. An Introduction to Structural Geology and Tectonics. Ben van der Pluijm and Stephen Marshak. WW Norton & Company. Second Edition, 2004.
- Fossen, H. *Geologia Estrutural*. São Paulo: Oficina de Textos, 2012.
- Friend. 2005. *Macrofabric Analysis Eigenvector Eigenvalue*
- Grossi-Sad J.H., Lobato L.M., Pedrosa-Soares A.C., Soares Filho B.S., 1997. Projeto Espinhaço em CD-ROM (textos, mapas e anexos). COMIG, Belo Horizonte, 2693 pp.
- Hoffman P.F. and Schrag D.P., 2002. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova* 14: 129–155.
- Karfunkel, B. & Karfunkel, J. 1975. Geologia da Serra do Espinhaço no norte de Minas Gerais (Itacambira-Botumirim), 29º Cong. Bras. Geologia, *Anais* Vol. 2, Ouro Preto, p. 169-177.
- Karfunkel, J. and Karfunkel, B. 1977. Fazielle Entwicklung der mittleren Espinhaço-Zone mit besonderer Berücksichtigung des Tillit-Problems (Minas Gerais, Brasilien). *Geologisches Jahrbuch*, 24, 3–91.

Kuchenbecker, M., Pedrosa-Soares, A.C., Babinski, M., Fanning, M. 2015. Detrital zircon age patterns and provenance assessment for pre-glacial to post-glacial successions of the Neoproterozoic Macaúbas Group, Araçuaí orogen, Brazil. *Precambrian Research* 266, 12–26.

Leite, M. M. 2013. Sistema deposicionais e estudos de proveniência sedimentar do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas na porção ocidental do Anticlinal de Itacambira (MG). Universidade Federal de Minas Gerais. MSc. Thesis.

Lopes T.C. 2012. O Supergrupo Espinhaço na Serra do Cabral, Minas Gerais: contribuição ao estudo de proveniência sedimentar. Dissertação de Mestrado, IGC, Universidade Federal Minas Gerais, 114p.

Major, J.J. 1998. Pebble orientations on large, experimental debris-flow deposits. *Sedimentary Geology* 117 (1998) IS I - 164

Martins, M.S. 2006. Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do Rio Macaúbas, MG. Universidade Federal de Minas Gerais, PhD Thesis.

Manville, V., Németh K., Kano K., 2009. Source to sink: A review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards. *Sedimentary Geology* 220 (2009) 136-161.

Martins M., Karfunkel J., Noce C.M., Babinski M., Pedrosa-Soares A.C., Sial A.N., Liu D. 2008. A sequência pré-glacial do Grupo Macaúbas na área-tipo e o registro da abertura do Rife Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(4) 761-772.

Martins-Neto M. A., Pedrosa-Soares A. C., Lima S. A. A. 2001. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 141/142, 343–370.

Marshak, S., Alkmim, F.F., Whittington, A., Pedrosa-Soares, A.C. 2006 Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: A setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. *Journal of Structural Geology*, 28, 129–147

Miall A.D. 2016. *Stratigraphy: A modern synthesis*. Ed. Springer, Canada. 464p.

Monica Heilbron, Umberto G. Cordani, Fernando F. Alkmim. São Francisco Craton, Eastern Brazil Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. Springer International Publishing Switzerland 2017.

Moraes, L. J. & Guimarães, D. 1931. The diamond-bearing region of Northern Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, 26, 502–530.

Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C., Alkmim, F.F. 2007a. O embasamento arqueano e paleoproterozoico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, 15, 17–23.

Tack, L., Wingate, M.T.D., Liégeois, J.P., Fernandez-Alonso, M., Deblond, A., 2001. Early Neoproterozoic magmatism (1000–910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinian rifting at the western edge of the Congo Craton. *Precambrian Research*, 110, 277–306.

Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Vidal Ph., 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. S. Am. Earth Sci.*, 6: 33-47

Pedrosa-Soares A. C. & Oliveira M. J. R.

Pedrosa-Soares, A.C. and Alkmim, F.F. 2011. How many rifts preceded the development of the Araçuaí-West Congo Orogen? *Geonomos*, 19(2), 244–251

Queiroga, G.N., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Alkmim, F.F., Pimentel, M.M., Dantas, E., Martins, M., Castaneda, C., Suita, M.T. F., Prichard, H., 2007. Age of the Ribeirão da Folha ophiolite, Aracuaí Orogen: the U–Pb zircon dating of a plagiogranite. *Geonomos* 15, 61–65.

Rosa M.L.S., Conceição H., Oberli F., Meir M., Martin H., Macambira M.J.B., Santos E.B., Paim M.M., Leahy A.S., Leal L.R.B. 2000. Geochronology (U-Pb/Pb-Pb) and isotopic signature (Rb-Sr/Sm- Nd) of the Paleoproterozoic Guanambi Batholith, southwest Bahia State (NE Brazil). *Rev. Bras. Geociênc.*, 30:62-65.

Roque N.C., Grossi-Sad J.H., Noce C.M., Fonseca E. 1993. *Geologia da Folha Rio Pardo de Minas*, Minas Gerais. Belo Horizonte, UFMG/COMIG, p.135-207.

Santos, M.N., Chemale Jr., F., Dussin, I.A., Martins, M.S., Assis, T.A. R., Jelinek, A.R., Guadagnin, F., Armstrong, R., 2013. Sedimentological and paleoenvironmental constraints of the Statherian and Stenian Espinhaço Rift System, Brazil. *Sedimentary Geology*, 290, 47–59.

Santos M.N., Chemale Jr. F., Dussin I.A., Martins, M.S., Queiroga, G, Pinto, R.T.R., Santos, A. N., Armstrong, R. 2015 Provenance and paleogeographic reconstruction of a mesoproterozoic intracratônico sag basin (Upper Espinhaço Basin, Brazil). *Sedimentary Geology*, 318, 40–57.

Willians, F. P. Multiply deformed terrains-problems of correlation. *Journal of Structural Geology*, Vol 7, Nos 3/4, pp.269 to 280, 1985

ANEXO 1

Ponto	UTM (SAD 69)	Observações	Li	S0	Sn	Lm
P1	679556/8111073 1279m	Complexo Porteirinha bastante alterado. Mineralogia de alteração: caulim (75%), quartzo e sericita. Dique máfico corta parcialmente o embasamento. O embasamento faz contato de topo com a Formação Resplandecente. Tal Formação é representada por um quartzito muito bem selecionado, com cerca de 90% de quartzo. Os grãos se encontram arredondados. O acamamento, as vezes é marcado por laminas de óxido de ferro. Na zona de transição do embasamento e a Formação Resplandecente ocorre um pelito esverdeado de aproximadamente 1 metro de espessura.	20/15	90/21	120/46	
P2	669456/8110687 1100m	Ponto de confecção do perfil estratigráfico 1	20/13	130/18	135/40	
P3	671262/8115386 1152m	Formação Resplandecente associado a base da Formação Água Preta		280/75	110/30	
P4	668933/8110769 1047m	Ponto de confecção do perfil estratigráfico 2		195/20	110/20	
P5	668904/81111049 1076m	Formação Água Preta. Brecha matriz- suportada com clastos tamanho matação. A matriz é quartzosa.			120/34	
P6	669354/8110503 1070m	Formação Água Preta, quartzito com magnetita que confere uma cor avermelhada em alguns locais.		120/40	180/25	

P7	671271/8110976 1064m	Quartzito da Formação Água Preta		115/3 0	105/40	
P8	671211/8110797 1043m	Pelito da Formação Água Preta. Cor cinza a avermelhado. Apresenta foliação S/C			C=120/ 18 S=95/ 3 0	
P9	671004/8110470 1008m	Quartzito da Formação Água Preta		105/2 0	130/15	
P10	671413/8110646 1011m	Cachoeira do Mocó. Quartzito Resplandecente muito bem selecionado, com alta maturidade mineralógica e textural.		115/1 8	125/50	
P11	671373/8110650 1013m	Formação Resplandecente. Quartzito muito bem selecionado. L-tectônito.		100/8 0	110/30	
P12	671279/8110658 1010m	Quartzito da Formação Resplandecente		120/3 0	140/60	
P13	671195/8110775 1035m	Quartzito Água Preta, com estratificação cruzada.				
P14	678189/8103394 1052m	Cachoeira do Curiango. Formação Resplandecente típica.	190/1 5	200/1 5	110/40	75/10
P15	678281/8103329 1070m	Ponto de controle		120/1 7	125/40	
P16	680272/8104927 1167m	Ponto de controle		230/3 5	110/50	
P17	681715/8103999 1192m	Garimpo numa rocha ígnea que corta a Formação Resplandecente. Garimpo inserido num lineamento leste-oeste.	200/0 6	260/1 3	90/40	
P18	680030/8102312 1187m	Falha de empurrão na Formação Resplandecente		270/3 1	93/47	
P19	679801/8102112 1086m	Formação Resplandecente.	170/2 0	235/3 0	80/20	
P20	679575/8101891 1204m	Falha com azimute 150º				
P21	679488/8102034 1203m	Truncamento de acamamento próximo ao plano da falha.		260/1 3	110/34	
P22	673567/8114055 1192m	Rocha ígnea cortando a Formação Resplandecente				
P23	672748/8115209 1200m	Formação Resplandecente cortada por uma rocha ígnea. No topo da sucessão encontra-se as	200/1 3	265/4 0	110/45	

		brechas da Formação Água Preta.				
P24	672882/8115274 1220m	Estratigrafia invertida. Brechas da Formação Água Preta	20/60	90/25	120/20	
P25	673228/8115116 1200m	Contato brusco da Formação Resplandecente com a Rocha Ígnea 1. Azimute do contato: 10				
P26	669188/8110634 1078m	Ponto de confecção do perfil estratigráfico 3.				
P27	668262/8110503 961m	Formação Chapada Acauã. Quartzito com clasto tamanho grânulo/seixo.		200/20	95/20	
P28	668189/8111012 939m	Contato erosivo da Formação Água Preta com a Formação Chapada Acauã.				
P29	668219/8110375 986m	Ponto de confecção do perfil estratigráfico 4				
P30	675621/8114594 1195m	Dique máfico cortando a Formação Resplandecente	20/21	93/45	100/13	
P31	676192/8115899 1229m	Formação Resplandecente, acamamento sigmoidal.			90/72	100/20
P32	680376/8106218 1178m	Formação Resplandecente. Lineamento "Córrego da Dona"		270/20	45/60	
P33	680301/8106144 1173m	Falha normal na Formação Resplandecente. Plano da falha:180/80.Vergência para oeste. Lineação de estiramento no plano do acamamento.		260/27	105/30	115/22
P34	675442/8114952 1206m	Sulcos perpendiculares ao plano de acamamento da Formação Resplandecente. Steps de falha indicando movimentação sinistral.		14/40	125/40	155/25

P35	676079/8114992 1161 m	Lineamento NE, dextral, lineação de estiramento perpendicular ao acamamento. Formação Resplandecente. Movimentação sinistral				270/1 0
-----	--------------------------	---	--	--	--	------------

