

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
CÂMPUS DE RIO CLARO**

Daniel Henrique de Souza

**MODELAGEM EVOLUTIVA DO PLANALTO SUL DE MINAS ATRAVÉS DE CORRELAÇÕES
ENTRE ANÁLISE MORFOMÉTRICA DA REDE DE DRENAGEM E TERMOCRONOLOGIA
POR TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITAS**

Dissertação de Mestrado apresentado ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho – Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional.

Orientador: Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher

Rio Claro (SP), março de 2013

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
CÂMPUS DE RIO CLARO**

Daniel Henrique de Souza

**MODELAGEM EVOLUTIVA DO PLANALTO SUL DE MINAS ATRAVÉS DE CORRELAÇÕES
ENTRE ANÁLISE MORFOMÉTRICA DA REDE DE DRENAGEM E TERMOCRONOLOGIA
POR TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITAS**

Dissertação de Mestrado apresentado ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho – Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional.

Orientador: Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher

Rio Claro (SP), março de 2013

550 Souza, Daniel Henrique de
S729m Modelagem evolutiva do Planalto Sul de Minas através de correlações
entre análise morfométrica da rede de drenagem e termocronologia por
traços de fissão em apatitas / Daniel Henrique de Souza. - Rio Claro, 2013
170 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de
Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Peter Christian Hackspacher

1. Geologia. 2. Evolução da paisagem. 3. Planalto de Poços de Caldas.
4. Planalto de São Pedro de Caldas. 5. Morfometria. 6. Termocronologia.
I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

Daniel Henrique de Souza

Modelagem evolutiva do planalto Sul de Minas através de correlações entre análise morfométrica da rede de drenagem e termocronologia por traços de fissão em apatitas

Dissertação de Mestrado apresentado ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho – Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional.

Orientador: Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher

Comissão Examinadora:

Rio Claro, ____ de _____ de 2013

À Natally, ao Gabriel e ao Gustavo, dedico.

AGRADECIMENTOS

A aplicação de uma pesquisa científica implica em superar diversas dificuldades, tais como equipamentos quebrados, falta de tempo, se aperfeiçoar rapidamente em conhecimentos e atividades complexas das quais não possui domínio, entre outras. Entretanto, apesar de extremamente cansativo, posso dizer que todas as dificuldades são plenamente suportáveis, de modo que o maior esforço nessa empreitada não veio de mim, o maior responsável pela realização dessa pesquisa, sem sombra de dúvidas, se chama Sérgio Luiz Domingos de Souza. Responsabilidade esta que se fez pelo esforço de toda uma vida, me dando todo o suporte necessário para que eu até aqui sem sentir 1/10 de toda dificuldade passada por nossa família. Na mesma medida esta minha mãe, aquela que me criou, mimou e sempre enxergou em mim algo de grande. Por tudo isso, aos meus pais meus sinceros agradecimentos e a promessa de tentar ao máximo dar retorno a esse investimento. Agradeço aos meus irmãos, Pico, Dé e suas famílias, por compartilharem juntos da mesma origem e do mesmo caminho.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher pela oportunidade, confiança e constante incentivo por tentar coisas novas.

Ao pessoal do grupo de cronologia pelo dia a dia, objetivos e sufoco em comum: A Carina, Montanha, Ana, Dani, Erick, Matheus, este ultimo, mesmo distante sempre foi muito solícito em ajudar. A minha cara Jaqueline e aqueles que para além do “coleguismo profissional”, se tornaram grandes amigos: Kaique (XV) e Marcião.

Ao Daniel Godoy, por ensinar e me acompanhar de perto em todas as etapas do método de traço de fissão, e por suas contribuições na banca de minha qualificação e defesa. A minha amiga Carol, por ter me apresentado este caminho e um agradecimento especial aos seus pais: Ademir e Lucia, pela realização de meu trabalho de campo.

A professora Dr. Iandará Alves Mendes, por suas valiosas contribuições na banca da minha qualificação. Ao professor Dr. João Osvaldo Rodrigues Nunes, pelas dicas e esclarecimentos a respeito da Geomorfologia. Ao professor Dr. Carlos Alberto Tello Saenz, por permitir o uso do microscópio no laboratório de Presidente Prudente.

Aos amigos Wagner, Caio e Rosana, pela hospitalidade, ajuda e conversas em Prudente.

Ao Mateus Vidotti, pela importantíssima ajuda com o ArcGis, tornando possível grande parte desta pesquisa. Ao Whisky, pela digitalização das drenagens. A Rosangela, secretária extremamente eficiente da pós que de tudo faz para facilitar a vida dos alunos.

Por acreditar que tudo tem de estar interligado, e que um trabalho para ser prazeroso e próspero não pode estar distante e em conflito com o restante da vida, que as pessoas abaixo foram indispensáveis a execução desta pesquisa e merecem destaque semelhante ao dado as pessoas citadas acima:

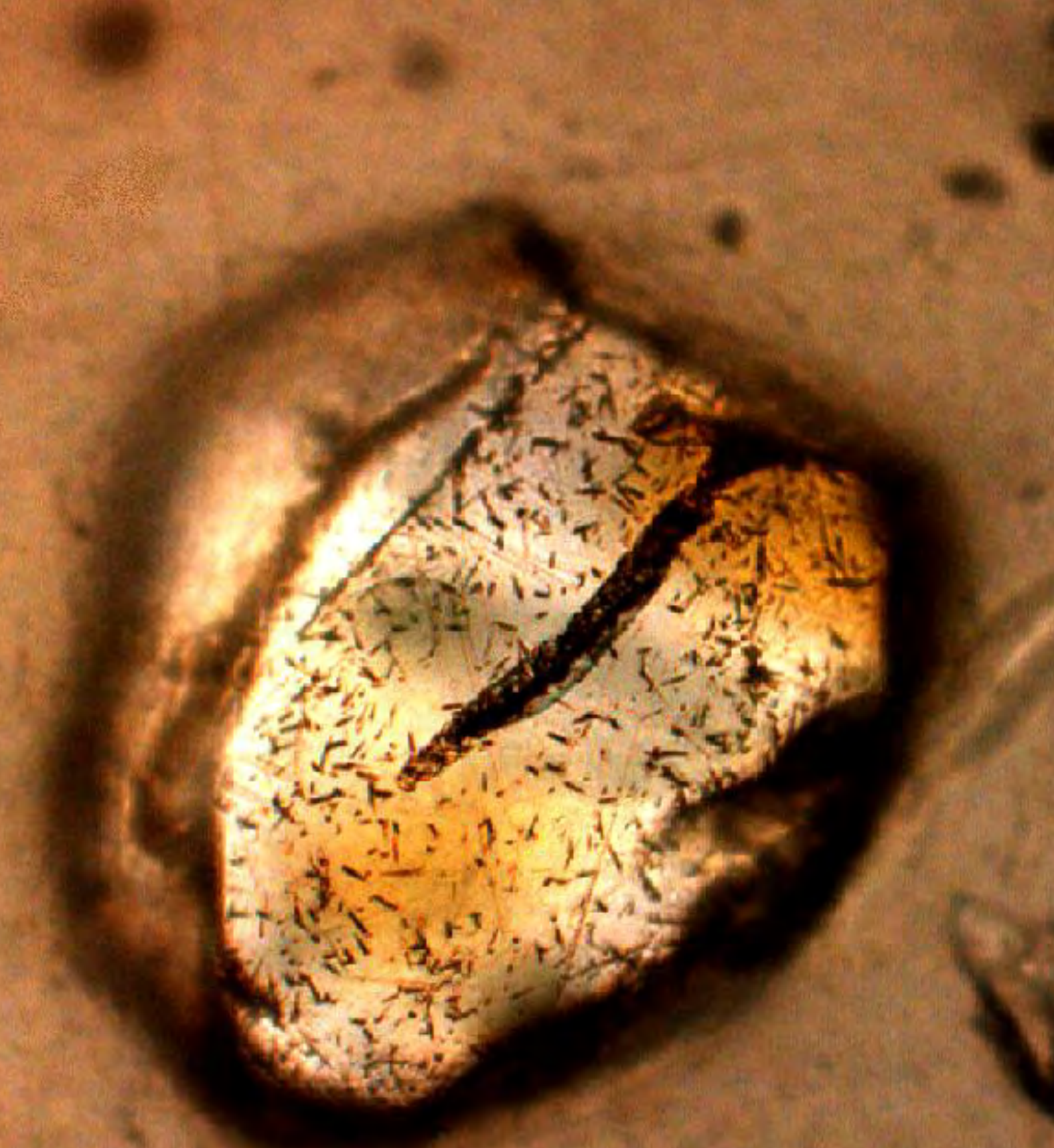
Aos companheiros de república pela convivência diária, amizade, momentos de risada e butecagem: Rigo e Skal. Aos amigos com nome Gustavo: Pv e Orc, este sem dúvida um grande exemplo de vida pelo qual tenho muita admiração.

As antigas companheiras de república: A Nats, por ainda se fazer presente diariamente via Facebook e a Gláucia, por quem a convivência compartilhada me trouxe muita estima. As minhas grandes amigas Jaq e Anali. A Theca, cada vez mais presente e a Michele (Cacá), amiga sempre presente com importância tal que nada que eu escrevesse aqui faria jus.

Aos amigos de toda vida: Lucas, Renan, Digão e Mesaque.

A FAPESP (processo 2011/05373-4) e CNPq pelo suporte financeiro ao longo da pesquisa.

A estes e a todos que porventura não citei, mas que de alguma forma ou de outra tenham contribuído, meu muito obrigado.



“O universo inteiro e cada ser, por minúsculo que seja, estão carregados de história. Eles podem contar sua trajetória e entregar sua mensagem que fala da grandiosidade e majestade do criado. Missão do ser humano, homem e mulher, consiste em decifrar esta mensagem e poder celebrá-la”

Leonardo Boff

RESUMO

Esta pesquisa teve por objetivo uma modelagem evolutiva do relevo e da rede de drenagem do planalto Sul de Minas, na escala de dezenas a centenas de milhões de anos, concentrando-se nas bacias do alto Rio Pardo e do Rio Machado. Tal modelagem foi efetuada através da correlação entre análise morfométrica da drenagem (índices de Relação Declividade e Extensão do Curso de Água (RDE) e análise do Perfil Longitudinal dos vales) e termocronologia por traço de fissão em apatitas (TFA). A produção de TFA permite uma calibração quantitativa sobre a evolução da superfície terrestre ao longo do tempo geológico. De outro lado, a rede de drenagem, visando a busca do perfil de equilíbrio adapta-se a estruturas criadas ao longo do tempo geológico, refletindo em sua configuração processos atuais e passados, os quais pretende-se identificar pela análise morfométrica. Utilizando-se de estatística multivariada, os dados da análise morfométrica de drenagem foram tratados de maneira a serem classificados em conjuntos de drenagens que refletissem os eventos registrados nos traços de fissão em apatitas.

Os resultados apontaram uma história policíclica, complexa e longa, abrangendo desde o Pré-Cambriano até o Neógeno. Entre idades de TFA e conjuntos de drenagens, identificam-se registros que podem estar relacionados a tais eventos: orogênese Brasileira no Neoproterozoico como definidora dos traços gerais do relevo. Sedimentação fanerozóica da supersequência Gondwana I, na bacia d Paraná. Reativação da falha de Jacutinga, e superfície erosiva Gondwana associada. Reativação Wealdeniana, com soerguimento dos flancos marginais do *rifte* associado à abertura oceânica, delimitando a direção preferencial das drenagens. Soerguimento regional no Cretáceo, devido possivelmente a passagem da placa tectônica sobre uma anomalia termica, associado a isso, vulcanismo em Poços de Caldas e soerguimento epirogenético no Planalto de São Pedro de Caldas, sendo ambos nivelados pela superfície de aplainamento Japi. Tectônica de blocos a partir do Eoceno e importância do sistema de falhas Rio Pardo na delimitação de blocos estruturais e arranjo das drenagens da área de estudos. Continuidade dos processos tectônicos no Neógeno.

ABSTRACT

The aim of this research is to make the evaluative model of the relief and drainage of Sul de Minas plateau, in the hundred million years scale, concentrating in the Rio Pardo and Rio Machado basins. The modeling was done by correlating the morphometric analysis of drainage (Slope Length relationship) and Longitudinal Profile) and apatite fission track thermochronology (AFT). The AFT allows quantifying the landscape evolution on the geologic time. On the other hand, the drainage is always searching for the balance profile and adjusts itself into the structures created during the geological time, reflecting in your configuration new and old process which it is possible to identify by the morphometric analysis. Using multivariate statistic, the drainage morphometric analysis data were classified in drainage sets that show the events registered in the apatite fission track methodology. Results show a polycyclic, complex and long history since the Precambrian and Neogene, and it was possible to identify events like the Brazilian orogeny on Neoproterozoic defining the general elements of relief; the Phanerozoic sedimentation of Gondwana I supersequence, on Parana Basin; the reactivation of Jacutinga shear zone, and the Gondwana erosional surface; The Wealdenian reactivation, with the uplift of the marginal flanks of the opening rift, with the delimitation of the preferential direction of drainage; the regional uplift of Cretaceous, possible due to the moving plate over a thermal anomaly, and the Poços de Caldas intrusion that was leveled by the Japi erosional surface; Bloc tectonic after Eocene and the importance of Rio Pardo shear zone on the delimitation of structural blocks and the arrangement of the drainage of the study area. The continuity of the tectonic process on the Neogene.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Área de Estudos.....	15
Figura 2. Efeito da amplitude topografica na estruturacao das isotermas na crosta superior, a partir da temperatura de fechamento (Tc) de um sistema isotopico de datacao.....	19
Figura 3.História de soerguimento acumulado dos oeste dos EUA-	22
Figura 4. Localização e vias de acesso.....	26
Figura 5. Mapa tectônico da América do Sul, destacando a localização da Província Mantiqueira.....	28
Figura 6. Mapa tectônico do Segmento Central da Província Mantiqueira.....	31
Figura 7. Mapa Geológico da Nappe Socorro-Guaxupé e do Domínio São Roque.....	32
Figura 8. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com o contorno estrutural (profundidade) do embasamento cristalino	34
Figura 9. Cenário Geotectônico do Neo-Jurássico (140 Ma), localizando as três fases riftes - áreas amarelas.....	37
Figura 10. Alinhamento Magmático Poços de Caldas Cabo Frio.....	39
Figura 11. Reconstituição tentativa da SMC	40
Figura 12. Modelo de Elevação do Terreno da região do RCSB.....	43
Figura 13. Mapa geológico da região.....	45
Figura 14. Modelo de formação do Maciço Alcalino de Poços de Caldas.....	46
Figura 15. Curva de resfriamento representativa da evolução do Maciço Alcalino de Poços de Caldas a partir de idades K/Ar e idades de traços de fissão em apatitas.....	47
Figura 16. Compartimentação geomorfológica da região.....	48
Figura 17. Parâmetros utilizados no índice RDE.....	54
Figura 18.Exemplo de Perfil longitudinal em equilíbrio.....	55
Figura 19. Processo de formação do traço de fissão	63
Figura 20. Gráfico: Relação entre calibração absoluta e calibração zeta	71
Figura 21. Localização das amostras.....	73
Figura 22. Mapa de isovalores com distribuição espacial das Idades de TFA.....	74
Figura 23. Gráfico de relação Idade.....	75
Figura 24. Bacias estudadas	77
Figura 25. Mapa de RDE.....	79
Figura 26. Mapa de RDE para os canais de sexta e sétima ordem	80
Figura 27. Mapa de RDE para os canais de quinta ordem	81
Figura 28. Mapa de RDE para os canais de quarta ordem	82
Figura 29. Mapa de RDE para os canais de terceira ordem	83
Figura 30. Bacia A.....	85
Figura 31. Perfil longitudinal - Canais de maior expressão.....	86
Figura 32. Perfil longitudinal - Canais da bacia A.....	87
Figura 33. Bacia B.....	88
Figura 34. Perfil longitudinal - Canais da bacia B.....	89
Figura 35. Bacia C.....	90
Figura 36. Perfil longitudinal - Canais da bacia C.....	91
Figura 37. Perfil Longitudinal. Canais da bacia D.....	92
Figura 38. Bacia D.....	93

Figura 39. Perfil Longitudinal. Canal De56..	94
Figura 40. Bacia E.....	94
Figura 41. Perfil longitudinal - Canais da bacia E.....	95
Figura 42. Perfis de correlação.....	96
Figura 43. Perfil A-A'	98
Figura 44. Perfil B.....	99
Figura 45. Perfil C.....	100
Figura 46. Perfil D	102
Figura 47. Dendrograma: Classes obtidas pela análise de agrupamentos.....	104
Figura 48. Distribuição espacial das drenagens segundo as componentes principais ...	105
Figura 49. Distribuição espacial e proximidade dos centróides, segundo análise discriminante.....	107
Figura 50. Gráfico de relação RDE e Direção.....	109
Figura 51. Conjunto C1c.	110
Figura 52. Conjuntos C1a, C4a e C2c	111
Figura 53. Conjunto C2a.....	113
Figura 54. Conjuntos C1b, C4b, C4c e C2b..	115
Figura 55. Conjuntos C5a e C5b.....	116
Figura 56. Conjunto C5c.....	118
Figura 57. Conjunto C3a.....	119
Figura 58. Conjuntos C3b e C3c.	120
Figura 59. Mapa de isobases: conjuntos C3b e C3c.....	122
Figura 60. Mapa de isobases: conjuntos C5a, C5b e C5c..	123
Figura 61. Mapa de isobases: conjuntos C1b, C2b, C4b e C4c..	124
Figura 62. Mapa de isobases. Conjuntos C1a, C1c, C2a, C2c e C4a.	125
Figura 63. Alinhamento Magmático Poços de Caldas-Cabo Frio na área de estudos	130
Figura 64. Capturas de drenagem	134
Figura 65. <i>Knickpoint</i> do Rio Machado	135
Figura 66. Vale do rio Machado, após o <i>knickpoint</i>	136
Figura 67. Articulações das cartas topográficas 1:250.000.....	153
Figura 68. Articulação das cartas topográficas (1:50.000) utilizadas, sobrepostas a imagem SRTM.	154
Figura 69. Área de estudos e canais de drenagem de ordens superiores	155
Figura 70. Canais de drenagem extraídos de imagem SRTM, comparados a canais representados em cartas topográficas 1:50.000.	156
Figura 71. Canais de drenagem extraídos de imagem SRTM e corrigidos manualmente, comparados a canais representados em cartas topográficas 1:50.000.....	156
Figura 72. Diagramas radiais das amostras - 1	163
Figura 73. Diagrama radial das amostras - 2	164
Figura 74. Diagrama radial das amostras - 3	165
Figura 75. Análise discriminante: Gráfico biplot do conjunto C1	166
Figura 76. Análise discriminante: Gráfico biplot do conjunto C4	167
Figura 77. Análise discriminante: Gráfico biplot do conjunto C3	168
Figura 78. Análise discriminante: Gráfico biplot do conjunto C5	169
Figura 79. Análise discriminante: Gráfico biplot do conjunto C2	170

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Classificação dos maiores tipos de sistemas de drenagens em relação à tectônica global.....	17
Tabela 2. Parâmetros físicos do calculo do fator Zeta para apatita utilizando-se dosímetro CN5.....	68
Tabela 3. Parâmetros físicos e idade das amostras (calibração Zeta)	70
Tabela 4. Parâmetros físicos e idade das amostras (calibração absoluta).....	70
Tabela 5. Parâmetros físicos e idade das amostras (calibração Zeta)	71
Tabela 6. Amostras de TFA retiradas da literatura	72
Tabela 7. Estatística descritiva dos dados de RDE	77
Tabela 8. Estatística descritiva dos valores de RDE por bacia	77
Tabela 9. Estatística descritiva dos valores de RDE por ordem de hierarquia fluvial.....	77
Tabela 10. Centróides das classes	104
Tabela 11. Matriz de Correlação (Pearson).....	104
Tabela 12. Autovalores e autovetores	105
Tabela 13. Análise discriminante: Autovalores e autovetores	106
Tabela 14. Porcentagem de acerto obtido pelas agrupamentos precedentes, segundo avaliação da análise discriminante	106
Tabela 15. Distâncias de Mahalanobis.....	107
Tabela 16. Autovalores e autovetores referente a análise discriminante aplicada aos subgrupos.....	108
Tabela 17. Subdivisão dos conjuntos e centródes das variáveis associadas.....	108
Tabela 18. Nomenclatura das drenagens.....	157
Tabela 19. Matriz de confusão para a amostra de estimação – C1.....	166
Tabela 20. Matriz de confusão para a amostra de estimação – C4.....	167
Tabela 21. Matriz de confusão para a amostra de estimação – C3.....	168
Tabela 22. Matriz de confusão para a amostra de estimação – C5.....	169
Tabela 23. Matriz de confusão para a amostra de estimação – C2.....	170

SUMÁRIO

1- INTRODUÇÃO.....	14
1.1 - Justificativa	16
1.1.1 - Rede de drenagem	16
1.1.2 - Termocronologia e evolução do relevo	18
1.2.3 - Modelagem evolutiva	20
1.2 - Objetivos.....	24
1.3 - Localização e vias de acesso	25
2 - GEOLOGIA REGIONAL.....	27
2.1 - Província Mantiqueira	27
2.1.1 - Extremidade Sul do Orógeno Brasília e a evolução do segmento central da Província Mantiqueira	29
2.2 - Evolução Fanerozóica	33
2.2.1 - Ortoplataforma:	33
2.2.2 - Reativação Wealdeniana	36
2.3 - A intrusão alcalina de Poços de Caldas	44
2.4 - Geomorfologia	48
2.4.1 - Planalto Sul de Minas	48
2.4.2 - Zona Cristalina do Norte	50
3- METODOLOGIA.....	52
3.1 - Análise Morfométrica da Drenagem.....	52
3.1.1 - Relação Declividade vs. Extensão de curso d'água (RDE)	53
3.1.2 - Perfil Longitudinal dos Vales.....	54
3.2 – Modelagem Evolutiva por Estatística Multivariada	56
3.2.1. Análise Estatística Multivariada	57
3.3 - Termocronologia por Traços de Fissão em Apatitas	63
3.3.1 - Equação da Idade	64
RESULTADOS	68
4.1 - Análise de Traço de fissão em apatitas (ATFA)	68
4.2 - Índice Relação Declividade - Extensão dos canais de drenagem - RDE.....	76
4.3 - Perfil Longitudinal	84
4.4 - Correlação entre TFA e RDE.....	96
4.5 - Análise estatística multivariada	103

4.5.1 - Conjuntos	109
4.5.2 - Isobases	121
5 - DISCUSSÕES	126
6 - CONCLUSÕES	138
REFERÊNCIAS	140
ANEXO 1:	153
Procedimentos adotados	153
Base Cartográfica:	153
Rede de Drenagem e Delimitação das Bacias	154
Análise morfométrica da drenagem:	157
Traço de Fissão em apatitas	159
Trabalho de Campo	159
Preparação das amostras	159
ANEXO 2:	163
Gráfico Radial das amostras de apatita estudadas: (<i>software TRACKKEY®</i>)	163
ANEXO 3:	166
Análise discriminante:	166

1- INTRODUÇÃO

Modelos de evolução da paisagem a longo-prazo, em sua maioria balizados pelo “Ciclo de Erosão” formulado por Davis, perderam espaço no decorrer do século XX pela deficiência na compreensão de processos funcionais na esculturação do relevo, possuindo caráter excessivamente semântico em suas explicações. Isto levou a que os geomorfólogos colocassem como foco principal estudos relacionados a processos funcionais que auxiliassem na compreensão da dinâmica atual do ambiente. Tal enfoque trouxe grandes avanços à geomorfologia, tendo havido, entretanto, pouco progresso no entendimento acerca de como áreas de grandes extensões se modificaram em um longo período de tempo (Summerfield, 1991).

Nas ultimas décadas, porém, o avanço na compreensão da dinâmica atual do relevo, aliado a importantes evoluções em disciplinas afins (e.g; o desenvolvimento da teorias das placas tectônicas na década de 1960) e o aperfeiçoamento de tecnologias, tais como métodos de datação, acabou por abrir novas portas ao desenvolvimento de pesquisas que busquem uma compreensão da evolução da paisagem a longo-prazo (Summerfield, 1991, Bishop, 2007). No entanto, num primeiro momento, segundo Guillocheau *et al.* (2008), trabalhos neste âmbito, a partir das novas condições citadas, direcionaram-se principalmente à reconstrução geomorfológica de áreas orogênicas, sendo realizados poucos esforços para compreensão de áreas continentais com relevos de amplitudes maiores (cerca de 1000 Km). Estas áreas, de acordo com aqueles autores, podem apresentar condições favoráveis à quantificação da evolução através do tempo, por estarem próximas de margens passivas e cercarem-se de bacias intracratônicas, preservando o material erodido além de manterem-se relativamente fixas em relação ao manto subjacente.

Trabalhos nesta linha demonstram interessantes possibilidades e, apesar de incipientes, começaram a instigar alguns autores, como Guillocheau *et al.* (2008), com o projeto TopoAfrica; Roberts *et al.* (2012); no planalto do Colorado – EUA, Fellin *et al.* (2005) no oeste do Mediterrâneo; Pazzaglia e Brandon (2001) a nordeste do estado de Washington – EUA; Hakspacher *et al.*(2007), na borda sul do cráton São Francisco; Doranti (2006) em Poços de Caldas e adjacências; Ribeiro (2007) na Serra do Mar e

Bacia de Santos, Roberts entre outros. Neste contexto, este projeto focaliza a região do Planalto Sul de Minas, no sudeste do Brasil, que apresenta características similares as mencionadas por Guillocheau *et al.* (2008), além de possuir grande acervo de estudos contendo dados termocronológicos (Godoy, 2003; Franco 2005; Doranti, 2006; Doranti Tiritan 2010, Silva, 2010, etc.), para propor uma modelagem evolutiva do relevo local, em longos períodos de tempo, por meio de correlações de dados de termocronologia por traço de fissão em apatitas e análise morfométrica da rede de drenagem das bacias do Rio Pardo e Rio Machado, bem como de seus principais afluentes. A figura 1 apresenta a área de estudos:

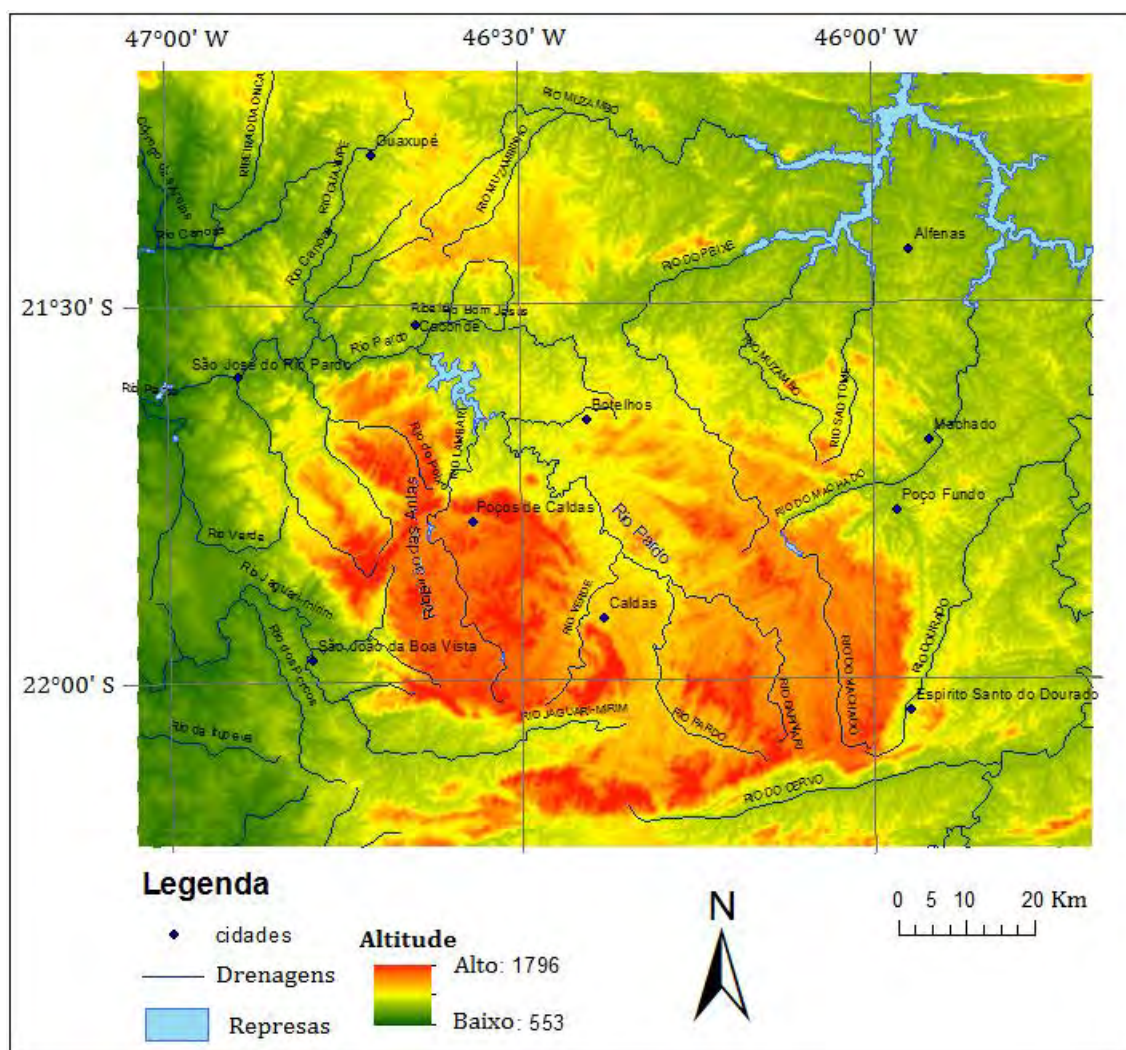


Figura 1. Área de Estudos

1.1 - Justificativa

Para a compreensão da evolução da paisagem, Ribeiro (2007) destaca a importância da interação entre modelos qualitativos, baseados na descrição da morfologia; com modelos físicos, preocupados com a morfometria de drenagem e relevo, capazes de clarear a dinâmica dos processos de superfície; e modelos numéricos, que tem unido processos de superfície com processos geodinâmicos. A interação destes modelos tem revelado uma dinâmica interativa complexa entre processos geomorfológicos e tectônicos que não são constatados em simples observações de campo. Deste modo, a autora aponta a necessidade de utilização de modelos que incluam a interação de técnicas geomorfológicas e geodinâmicas no entendimento da evolução da paisagem em longo prazo, tal como tem feito alguns autores (Guillocheau *et al.*, 2008; Hackspacher *et al.*, 2007; Doranti, 2006; Ribeiro, 2007, Grohmann, 2008, Franco-Magalhães, 2009).

Neste trabalho, a modelagem será direcionada a representar a evolução do relevo em longos períodos de tempos do Planalto Sul de Minas, e esta será balizada principalmente pela correlação de dados de Termocronologia por Traço de Fissão em Apatitas e Análise de Índices Morfométricos da rede de drenagem, através de índice de Relação Declividade – Extensão do canal (RDE) e perfil longitudinal das drenagens. A correlação é realizada supondo que eventos tectônicos recorrentes sobrepõem feições morfoestruturais, modeladas ao longo do tempo geológico, conferindo ao relevo uma evolução policíclica, onde manifestações tectônicas ditam o ritmo de exumação, erosão e deposição (Summerfield, 1991; Reiners & Brandon, 2006; Hackspacher *et al.*, 2004, 2007; entre outros).

1.1.1 - Rede de drenagem

Os canais de drenagem são agentes de erosão, transporte e sedimentação, possuem deste modo, importância destacada na criação das paisagens terrestres (Summerfield, 1991). Um rio, no entanto, não é independente para esculpir. Seu ritmo atende a uma série de fatores (carga, declive, rocha, vegetação, clima, tectônica etc.),

que relacionados entre si, determinam a configuração do sistema de drenagem (Christofolletti, 1981). Modificações ocorrem gradualmente na interação de suas variáveis internas (e.g. erosão remontante pelas cabeceiras, entullhamento nas planícies de inundação alterando o nível de base), ou bruscamente a partir de variáveis externas (eg. alternâncias climáticas ou litológicas e atuação tectônica).

Considerando a existência e importância dos demais fatores, destacamos neste trabalho a influência geológica na configuração do sistema de drenagem, o qual apresenta dois modos de controle possíveis (Summerfield, 1991). O controle tectônico ativo refere-se à resposta do sistema de drenagem a um evento tectônico ainda em andamento (e.g. criação de desníveis topográficos e conseqüente “rejuvenescimento” do relevo). Por sua vez, o controle tectônico passivo, ou controle estrutural, ocorre através da influência exercida por atividades tectônicas pretéritas em sistemas de drenagens subseqüentes (e.g. padrões de drenagens, direção preferencial de canais). Como exemplo da influência tectônica, Summerfield (1991) observa em uma escala ampla a influência da tectônica global na configuração das maiores bacias hidrográficas do mundo, como pode ser visualizado na tabela 1:

TIPO	CARACTERISTICAS	EXEMPL O
Margem Passiva	Drena para a margem continental passiva vindo da planaltos Mesozóicos ou Cadeia de Montanhas Cenozóicas	Zaire
Margem passiva – Orógeno distal	Drena a partir das cadeias de montanhas Mesozóicas ou Cenozóicas para a margem passiva.	Amazonas
Intra – Orógeno	Drena ao longo da margem dentro da cadeia de montanhas	Irrawady
Extra-Orógeno	Drena ao longo da margem marginal a cadeia de montanha	Ganges
Trans-Orógeno	Drena através da margem de uma cadeia de montanha	Columbia

Tabela 1. Classificação dos maiores tipos de sistemas de drenagens em relação à tectônica global. Adaptado de Summerfield (1991)

Assim sendo, controles ativos e controles passivos operam juntos influenciando o desenvolvimento dos sistemas de drenagens (Summerfield, 1991). Entende-se assim, que um sistema estabelecido apresenta em sua configuração elementos que refletem eventos pretéritos e presentes. É objetivo este trabalho filtrar na rede de drenagem

tais elementos, a fim de identificar os eventos geológicos definidores da rede de drenagem e, conseqüentemente, traçar uma evolução histórica do relevo regional.

1.1.2 - Termocronologia e evolução do relevo

A forma apresentada pelo relevo esta intimamente ligada a processos de soerguimento, exumação, erosão, compactação e subsidência. Assim sendo, a quantificação de taxas destes processos ao longo do tempo torna se de fundamental importância para o entendimento do modo como se deu a evolução do relevo (Reiners & Brandon, 2006; Bishop, 2007).

Estas taxas se relacionam diretamente com a história de resfriamento de uma rocha através da crosta, o qual resulta de processos de exumação a partir de soerguimento tectônico das rochas ou/e erosão continua em superfície. Esta história pode ser quantificada por termocronômetros de baixa temperatura (e.g.: traço de fissão e (U/Th)-He em apatita ou zircão), os quais registram as taxas de resfriamento de um mineral a partir de diferentes temperaturas de fechamento, à medida que é exumado em crosta rasa (Braun, 2002; Reiners & Brandon, 2006).

A partir destes termocronômetros, gráficos de relação entre idade (Ma) e elevação topográfica (m) são utilizados para estimar taxas de exumação e erosão e os processos atuantes (Franco-Magalhães 2010). Entretanto, para o entendimento desta ferramenta se faz necessário distinguir entre denudação tectônica e denudação erosional (Gallagher *et al.*, 1998; Burbank & Anderson, 2001). A primeira ocorre em áreas contendo falhamentos que atuam como aceleradores da erosão. Ao passo que a segunda, se da em locais com estabilidade ou quiescência tectônica, onde os agentes intempéricos são os únicos responsáveis pela erosão, resultando em material erosional proporcionalmente menor ao gerado pela denudação tectônica.

Os processos desenvolvidos pela denudação tectônica e erosional apresentam reflexos na disposição da temperatura da crosta superior, o que pode ser notado na variação vertical e horizontal das isothermas (Turcotte & Schubert, 1982). Estas se definem como faixas de temperaturas dispostas em profundidade na crosta

controladas pelos processos de condução de calor, e, a propósito de estudos podem ser correlacionadas às temperaturas de fechamento dos termocrômetros (e.g.: traço de fissão em apatita: 120°C; traço de fissão em zircão: 240°C – ver capítulo 3.3). Estas faixas são perturbadas pela amplitude topográfica do relevo (que resultam dos processos de denudação acima citados) tendendo a acompanhar grosseiramente o seu traçado. A perturbação decresce exponencialmente com a profundidade, e proporcionalmente a amplitude topográfica, de modo que, relevos de baixa amplitude, em profundidades maiores, não afetam substancialmente a forma da isoterma (Turcotte & Schubert, 1982; Stuwe *et al.*, 1994; Macktelow & Grasemann, 1997; Stuwe & Hintermuller, 2000; Braun, 2002)(Figura 2).

Braun (2002, 2006) destaca que sob condições termais da crosta em estado estacionário (*steady-state*), rochas datadas pelos termocronômetros de baixa temperatura devem aumentar linearmente a idade com a elevação, isto porque as amostras exumadas em áreas topograficamente elevadas teriam passado pela isoterma anteriormente as encontradas em áreas baixas (Figura 2). Esta diferença de idade é maior em temperaturas de fechamento mais elevadas, já que nestas a perturbação do relevo na isoterma é menor. Nestes termos, idades antigas no topo, e idades jovens em altitudes baixas configurariam denudação erosional. Por outro lado, uma inversão nesta tendência poderia indicar controle tectônico de erosão.

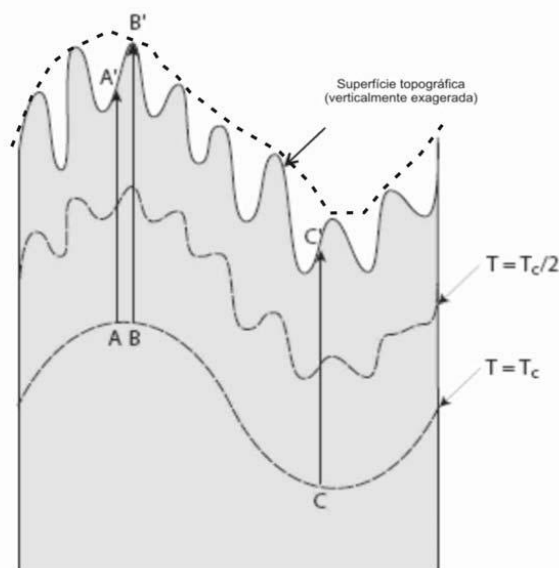


Figura 2. Efeito da amplitude topográfica na estruturação das isotermas na crosta superior, a partir da temperatura de fechamento (T_c) de um sistema isotópico de datação. Modificado de Braun (2005) por Franco-Magalhães (2010).

Deste modo, os métodos termocronológicos, através da datação, da determinação de história de resfriamento das amostras, da produção de gráficos de relação entre idade e altitude e obtenção de taxas de erosão, são capazes de auxiliar na compreensão da evolução do relevo.

Neste sentido, Franco-Magalhães (2009), fundamentada em trabalhos de Tello Saenz et al., 2003; Hackspacher et al., 2004 e Zalan & Oliveira, 2005, sugere que, a evolução do relevo do sudeste brasileiro deve ser estudada a partir da compreensão de eventos de reativação tectônica, erosão, rejuvenescimento topográfico e deposição de sedimentos correlativos que esta região teria sofrido do Pré-Cambriano até o Neógeno. Este trabalho faz uso de datações por traço de fissão em apatitas, tanto existentes na literatura quanto inéditas, para servir de base na definição dos principais eventos modeladores do relevo da área de estudos.

1.2.3 - Modelagem evolutiva

A determinação da seqüência evolutiva do relevo é de difícil tarefa, conforme Bishop *et al.* (2012), a paisagem superficial existente em algum momento do passado pode ser exposta a superposição de processos em curso, de modo que a atribuição cronológica de uma área pode ser um pouco enganosa. Assim, como observado acima, controles tectônicos ativos e passivos atuam juntos e de forma complexa na configuração da rede de drenagem (Summerfield, 1991). Além disso, quanto a geocronologia, Bishop *et al.* (2012) destaca que é preciso estar atento ao fato de que conjuntos de idades podem ser mais reflexos dos métodos de datação utilizados, do que ao processo que se objetiva estudar.

Estas considerações possuem algumas implicações que repercutem nas metodologias empregadas nesta pesquisa, a análise por traço de fissão em apatitas, por exemplo, refere-se a eventos ocorridos em uma profundidade de aproximadamente 3 km de crosta, tendo que considerar que a rede de drenagem correspondente drenava sobre material já erodido nos dias de hoje, além de sua

configuração ter passado por uma série condições tectônicas e climáticas capazes de modificá-la totalmente.

Entretanto, Roberts *et al.* (2012), mesmo reconhecendo o caráter transitório e evolutivo das redes de drenagem ao longo do tempo e do espaço, indica que estas em paisagens erosivas podem conter importantes pistas a cerca da evolução espacial e temporal de soerguimento regional. Neste sentido, Whittaker *et al.* (2008) analisando perfil longitudinal de drenagens que atravessam falhas ativas, na parte central da Cordilheira dos Apeninos, na Itália, verificou que soerguimentos ficam registrados nos perfis, na forma de *knickpoint* e perfis convexos, na escala de tempo de 1 Ma.

Para esta escala de tempo, Fellin *et al.* (2005) consideram que a utilização em conjunto entre análise de perfil longitudinal de drenagens e termocronologia de baixa temperatura, correlacionando taxas de soerguimento a curto e a longo prazo, possui relação de complementariedade e, portanto, é eficaz ao entendimento da dinâmica de soerguimento de uma região. Exemplificando, Fellin *et al.* (2005), Pazzaglia e Brandon(2001), sustentam que padrões semelhantes entre taxas de incisão pelas redes de drenagens e taxas de erosão registrados nos termocronômetros de baixa temperatura podem indicar relevo em estado estacionário (*steady state*).

Roberts *et al.* (2012) por sua vez, correlacionam diretamente a evolução da rede de drenagem com eventos a longo prazo: através de uma formulação advectiva-difusiva não linear, estes autores fazem uma modelagem inversa de perfis longitudinais de rios que drenam o planalto do Colorado, nos Estados Unidos, obtendo o registro de três fases de soerguimento, a primeira entre 80 e 50 Ma, a segunda entre 35 e 15 Ma e uma fase mais recente que teria iniciado a 5 Ma. Estes dados implicam também que os principais *knickpoint's* dos canais de drenagem desta região são correlacionados a estas fases de soerguimento, não sendo formados, portanto, nos últimos milhões de anos, como era geralmente aceito. De acordo com os autores, este resultado mostra boa correspondência com dados de termocronologia e outros dados geológicos, como pode ser observado na figura 3:

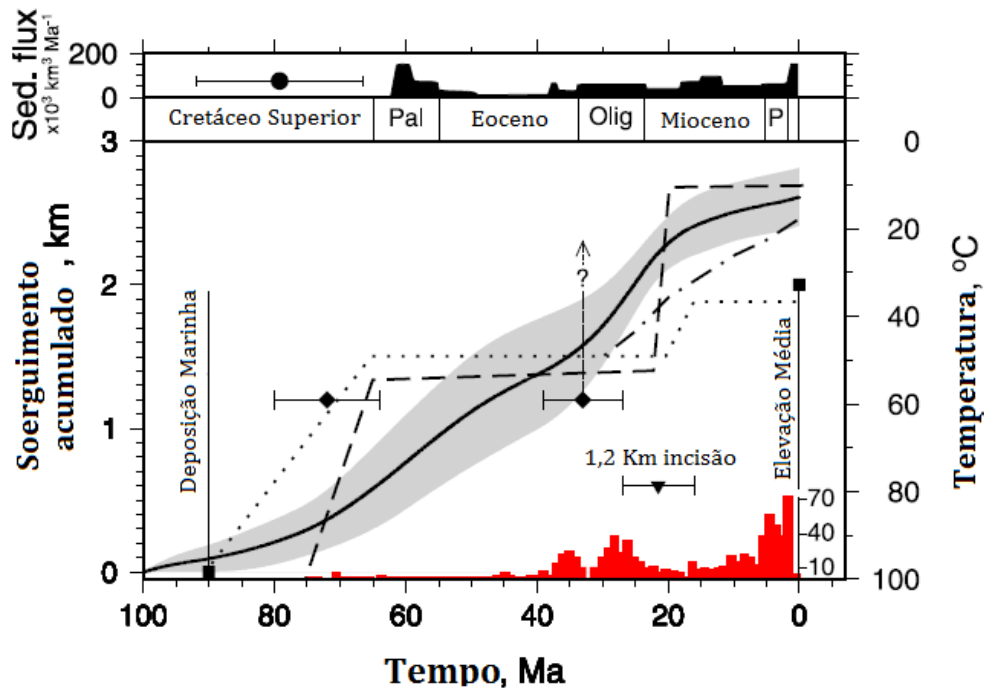


Figura 3. História de soerguimento acumulado dos oeste dos EUA- Retirado de Roberts *et al.* (2012). Linha preta e banda cinza = soerguimento calculado por perfis invertidos da bacia do Colorado; linha tracejada = termocronologia do embasamento cristalino do Grand Canyon (Flores *et al.*, 2008, *apud* Roberts *et al.*, 2012); linha pontilhada = soerguimento do interior do sul do Planalto Colorado pela combinação de idades de deposição marinha, relevo local inferido a partir de datação por (U-Th) / He, e elevação de sistemas lacustres da Formação Bidahochi [Huntington *et al.*, 2010, *apud* Roberts *et al.*, 2012]; traço-ponto linha = mudança na dinâmica de soerguimento topográfico inferida a partir de fluxo de sub-placa reconstruído por Moucha *et al.* (2009, *apud* Roberts *et al.*, 2012) e fixado em 30 Ma usando estimativa de Huntington *et al.* (2010, *apud* Roberts *et al.*, 2012). Quadrados = soerguimento inferido a partir de afloramentos de linhas de costa do Cretáceo (Sahagian, 1987, *apud* Roberts *et al.*, 2012); diamantes = valores de soerguimento a partir de observações de incisão de paleocanais de deposição Rim Cascalho e erosão no Planalto Hualapai (Elston e Young, 1991, *apud* Roberts *et al.*, 2012); triângulo = erosão do centro do Planalto Colorado (Cather *et al.*, 2008, *apud* Roberts *et al.*, 2012); histograma vermelho = distribuição de idades de K-Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para a atividade magmática, no Novo México (Chapin *et al.*, 2004; Van Wijk *et al.*, 2010, *apud* Roberts *et al.*, 2012); barras pretas = períodos de aumento de deposição siliclastica no Golfo do México (Galloway *et al.*, 2000, 2011, *apud* Roberts *et al.*, 2012); círculo sólido = início de entulhamento de clásticos na Planície Costeira, Leste do México (Alzaga-Ruiz *et al.*, 2009, *apud* Roberts *et al.*, 2012).

Neste contexto, algumas considerações se fazem pertinentes em relação a área de estudos: os modelos de evolução do planalto de Poços de Caldas supõem domeamento acompanhado de sucessivas atividades vulcânicas, abatimento central e formação do dique anelar, configurando formação de caldeira (Ellert, 1959; Ulbrich, 1984; Ulbrich e Ulbrich, 1992). Ciclos erosivos acompanham o soerguimento do planalto (Superfície Sul Americana – King, 1956, ou Japi - Almeida, 1964), entretanto, dados termocronológicos de Silva (2010) indicam que a temperatura de superfície é atingida por amostras analisadas entre 40 e 35 Ma, obtendo-se, então, a configuração

do planalto, mantendo-se estável a partir de então. Ciclos erosivos posteriores a 30 Ma (Velhas – King, 1956), que apesar de responsáveis por grande denudação na região, no interior do Maciço gerou processos de bauxitização supergênica (Valeton *et al.*, 1997; Godoy, 2003). O caráter de erosão essencialmente químico, aliado a maior resistência das rochas alcalinas em relação ao embasamento, acabou por destacar topograficamente o planalto em relação as áreas circunvizinhas e por preservar o formato topográfico.

Confirmando esta estabilidade, Christofolletti (1970), em minuciosa análise morfométrica da drenagem no planalto de Poços de Caldas, a respeito das rupturas de declive encontradas nos perfis longitudinais próximos ao dique anelar, as considera não como resultado de rejuvenescimento cíclico de erosão, mas como consequência de movimentos tectônicos responsáveis pelos grandes traços morfoestruturais do planalto. Segundo este autor, estes traços são mantidos, porque não há nestas drenagens capacidade de entalhamento, os rios carregam sedimentos finos e argilosos, que são carregados em suspensão, não exercendo ação abrasiva significativa, inviabilizando a ação regressiva dos cursos d'água e mantendo as rupturas de declive.

Nas áreas próximas ao planalto, situações similares ocorrem, rios alternam abruptamente trechos de pouca declividades, com padrão meandrante com trechos encaichoerados correspondentes as escarpas que limitam o planalto de São Pedro de Caldas. A este respeito, perfis de alteração profundos, no Quadrilátero Ferrífero – MG, em altitudes semelhantes as encontradas aqui, foram datadas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ com idades entre 62 – 14 Ma (Spier *et al.*, 2006) e 67.5–13 Ma (Carmo e Vasconcelos, 2004), indicando baixas taxas de denudação e preservação de paisagens antigas. Na escala de tempo de 1,5 Ma, a mensuração da produção do isótopo cosmogênico ^{10}Be indicou nesta mesma área (Salgado, *et al.*, 2007) e no Contexto da Serra da Mantiqueira - sudeste do Brasil (Cherem *et al.*, 2012), baixas taxas de denudação, sendo abaixo de 10 metros por milhão de anos em patamares elevados (abaixo de 5 metros no quadrilátero ferrífero) e entre 10 e 20 metros por milhão de anos em regiões escarpadas.

Verifica-se no contexto do sudeste brasileiro tempo de respostas das drenagens provavelmente muito maior do que a verificada por Whittaker *et al.* (2008) na

cordilheira dos Apeninos (no caso, 1 Ma): as paisagens evoluem lentamente e lateralmente por retração de escarpas. O relevo antigo é desta forma preservado até que ocorra completa retração de escarpa, sendo que estas são formadas e reafeiçoadas pelas movimentações tectônicas e intrusões magmáticas ocorridas durante o cenozóico. Compreende-se, deste modo, que há provável correspondência entre os eventos responsáveis pela estruturação da rede de drenagem daqueles registrados pelos termocronômetros.

Nesta pesquisa, pretende-se então identificar na rede de drenagem reflexos dos eventos modeladores do relevo, para tanto, serão realizados agrupamentos de drenagens, através de análise estatística multivariada, com base nos resultados dos parâmetros morfométricos aplicados, na direção das drenagens e na ordem dos canais. Este último, refere-se a posição relativa dos canais dentro de sistema de drenagem, tomando como referência a classificação de Strahler (1952), e adquire sua importância na filtragem aqui pretendida pela constatação de que, de acordo com Golts & Rosental (1993) e Grohmam (2008), dentro de uma mesma bacia, drenagens de ordem similar são relacionáveis aos mesmos eventos geológicos, portanto, de idade similar.

1.2 - Objetivos

Esta pesquisa tem como objetivo principal construir um modelo evolutivo da paisagem do Planalto Sul de Minas, localizado a sudeste do Brasil, na escala de dezenas a centenas de milhões de anos, pela correlação entre índices morfométricos e da drenagem e análise de traço de fissão em apatitas (TFA).

A obtenção de idades por TFA possibilita delinear e calibrar no tempo os principais eventos modeladores do relevo, além de que, a relação entre idades e sua distribuição espacial e topográfica permite inferir taxas de soerguimento e erosão, ou seja, estipular a medida e ritmo de evolução do relevo ao longo do tempo. A rede de drenagem, por sua vez, consiste na manifestação física destes eventos, de modo que, analisar e agrupar canais de drenagens por suas características morfométricas visa

identificar e filtrar nas bacias hidrográficas elementos que possam refletir os diversos processos geológicos e geomorfológicos (intrusão magmática, tectônica, ciclos erosivos etc.) ocorridos na escala de tempo abrangida pela pesquisa, possibilitando deduzir a relevância destes na configuração passada e atual da paisagem.

Para alcançar tal modelo, objetivos específicos foram traçados:

- Revisão bibliográfica referente à área de estudos e aos métodos empregados visando uma correta aplicação metodológica, bem como alcançar uma interpretação evolutiva condizente com a realidade da região em foco.
- Datação de amostras por traço de fissão em apatitas; agrupá-las dentro do contexto de amostras disponíveis na literatura e produção de mapas e gráficos que relacionem as idades entre si, à geologia e ao relevo da região.
- Aplicação de índice de Relação Declividade-Extensão dos canais (RDE) na rede de drenagem regional, analisando os resultados na totalidade, por bacia hidrográfica e por ordem hierárquica dos segmentos de drenagem.
- Análise do perfil longitudinal das drenagens.
- Refinamento dos resultados de RDE, inserindo a direção dos canais na análise e classificando os resultados por métodos de estatística multivariada, os diferentes conjuntos obtidos deverão ser relacionados aos principais eventos geológicos e geomorfológicos modeladores do relevo.
- Análise em conjunto dos resultados, amparados pela bibliografia e pelo contexto geológico/geomorfológico regional, chegando a um modelo evolutivo para o relevo da área de estudos.

1.3 - Localização e vias de acesso

A área de estudos fica localizada a sudeste do Brasil, na divisa entre os estados de São Paulo e Minas Gerais, encontrando-se a NE do primeiro e a SW do segundo. Suas principais vias de acesso são a Br-146, Br-267, Br-459, e Br-491. Esta entre a latitude 21° 00' S e 22° 30' S e entre a longitude 45° 30' W e 47° 00' W (figura 4).

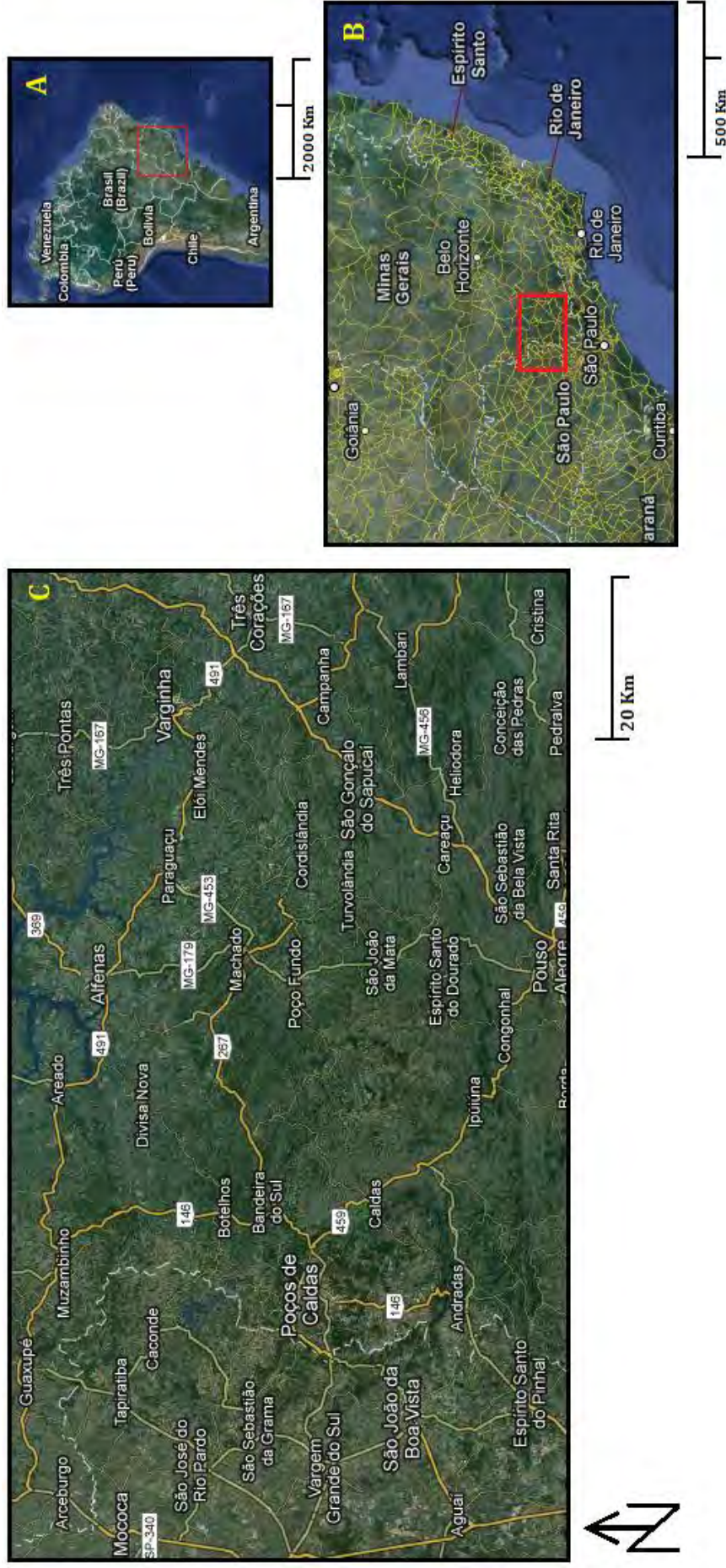


Figura 4. Localização e vias de acesso. Quadro vermelho em A refere-se a mapa B e quadro vermelho em B refere-se a mapa C (Fonte: www.google.com)

2 - GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudos é caracterizada por planaltos elevados sustentados por rochas cristalinas do Pré-Cambriano e Cambro-Ordoviciano do segmento central da Província Mantiqueira e tem como particularidade uma intrusão alcalina do final do período Cretáceo que corta o embasamento cristalino. Esta intrusão foi responsável pela origem do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, uma estrutura anelar constituída por relevo acidentado repleto de vertentes abruptas, circundando uma área rebaixada com topografia de morros e vertentes suaves. Segue uma síntese histórica da região, envolvendo desde sua evolução neoproterozóica com a estruturação da província Mantiqueira até a intrusão alcalina em Poços de Caldas, no Cretáceo.

2.1 - Província Mantiqueira

A Província da Mantiqueira consiste num sistema orogênico paralelo a costa atlântica do sudeste e sul do Brasil, com mais de 3.000 Km de comprimento e cerca de 700.000 Km² de área (Almeida *et al.* 1977, 1981). Tem como limites a província Tocantins, o Cráton São Francisco, a Bacia do Paraná, a margem continental e as bacias costeiras do Espírito Santo, Campos e Pelotas. É constituída pelos orógenos Aracuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel, além da zona de interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira e um conjunto de unidades agrupadas nos terrenos Apiaí-Guaxupé e Embú, com relações geotectônicas não completamente compreendidas com o Orógeno Ribeira e o Orógeno Brasília (Heilbron *et al.* 2004).

Sua formação insere-se no contexto do ciclo Brasileiro, um amplo período orogênico Neoproterozóico-Cambriano, envolvendo um conjunto de colagens que deram origem a estruturação do embasamento da Plataforma Sul-Americana (Brito-Neves *et al.* 1999) e, associado à Orogênese Pan-Africana, a consolidação do continente Gondwana (Tompette, 1994). Na província Mantiqueira, este ciclo tem início por volta de 880 Ma seguindo até cerca de 480 Ma, envolvendo processos acresionários e colisionais, findando-se com a exumação e colapso dos orógenos (Heilbron *et al.* 2004).

Subdividindo a província em três segmentos geográficos temos o segmento setentrional – Orógeno Araçuaí; o segmento central – Orógeno Ribeira, Orógeno Brasília Meridional e a Zona de Interferência entre ambos e os terrenos Apiaí, São Roque e Embu; e segmento meridional – Orógeno Dom Feliciano e Orógeno São Gabriel. Considerando a área de estudos deste trabalho, focaremos na evolução do segmento central, em específico a parte sul do Orógeno Brasília (figura 5).

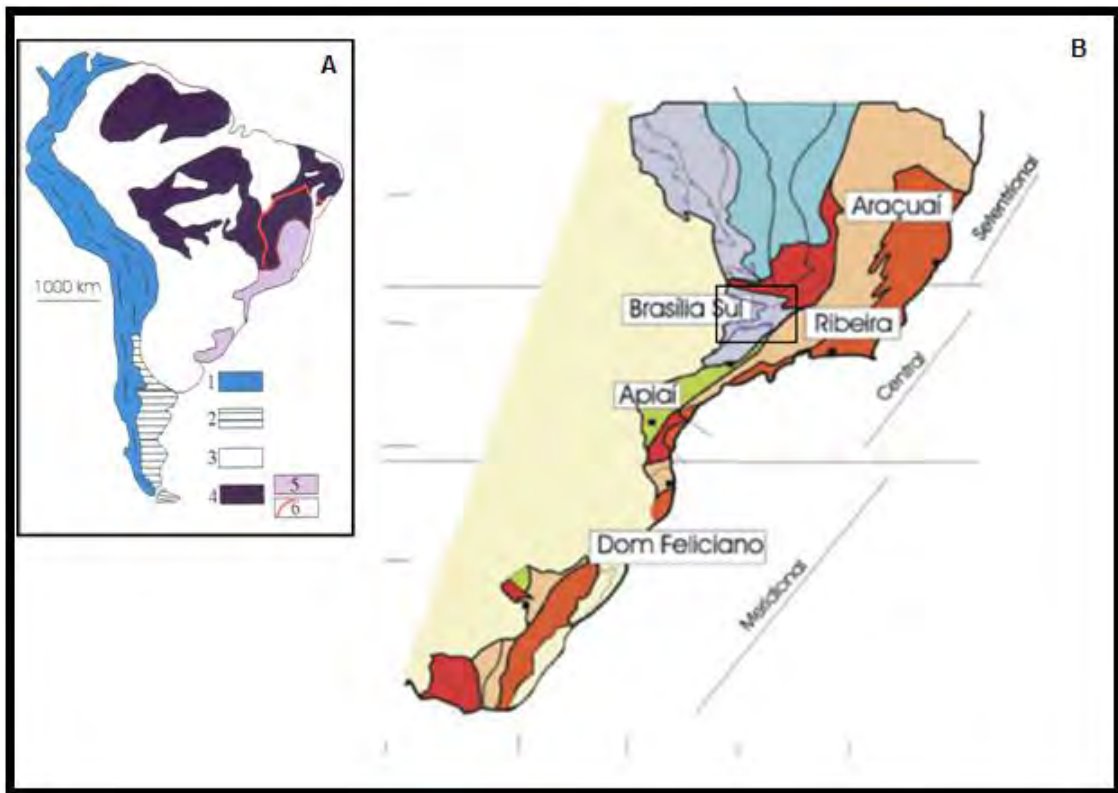


Figura 5. Mapa tectônico da América do Sul, destacando a localização da Província Mantiqueira.

Legenda. 1 – Sistema orogênico andino. 2 – Terreno Patagônia. 3 – Cobertura Fanerozóica da Plataforma Sul-Americana. 4 – Escudos da Plataforma Sul-Americana, destacando a Província Mantiqueira (5) e o Cráton São Francisco (6).

B: Subdivisão da Província Mantiqueira. O quadrado indica a área de estudos e as cores roxo e laranja indicam os terrenos que alojam os arcos magmáticos neoproterozóicos. (Modificado de Heilbron *et. al.*, 2004)

2.1.1 - Extremidade sul do Orógeno Brasília e a evolução do segmento central da Província Mantiqueira

O Orógeno Brasília consiste num conjunto de terrenos e escamas de empurrão de escala crustal que convergiram contra o Cráton do São Francisco (Marini *et al.*, 1981; Fuck, 1994, Dardene, 2000). Subdividi-se por dois ramos de orientação e estilos metamórfico-deformacionais contrastantes: Orógeno Brasília Setentrional, com orientação NE e Brasília Meridional, de orientação NW. Os dois ramos encontram-se na altura do paralelo Brasília, formando a Megaflexura dos Pirineus (Costa & Angeiras, 1971, Valeriano *et al.*, 2004).

O extremo sul do compartimento meridional, área de estudos deste trabalho, mostra *trend* estrutural NNW-SSE e é formado por nappes que podem ser agrupadas em dois conjuntos: as nappes inferiores e as nappes superiores. As nappes inferiores guardam relações paleogeográficas com o Cráton São Francisco e registram metamorfismo que atinge a fácies granulito de pressão relativamente alta. As nappes superiores (Nappe Socorro-Guaxupé) possuem metamorfismo de pressão mais baixa e inúmeros corpos granitóides cálcio-alcálicos, em parte interpretados como remanescentes de arco magmático cordilheirano, são organizadas numa pilha alóctone de três unidades que correspondem a níveis distintos da crosta continental: A Unidade Granulítica Inferior, a Unidade Diatexítica Intermediária e a Unidade Migmatítica Superior (Heilbron *et al.* 2004).

Esta porção do orógeno Brasília Meridional tem evolução influenciada pelo Orógeno Ribeira, estando assim inserida no contexto da formação do segmento central da Província Mantiqueira, a qual é marcada por três eventos colisionais (figura 6):

Colisão I – Fechamento do Oceano Goianides, através da colisão frontal entre a borda SSW da placa São Francisco - Congo e uma placa situada a WSW denominada de placa Paranapanema, que atualmente encontra-se encoberta pelas seqüências deposicionais da Bacia do Paraná. Esta etapa colisional teve ápice em torno de 630 – 625 Ma e é responsável pela parte sul do Orógenos Brasília, gerando um complexo sistema de nappes de cavalgamento sub-horizontais que são vergentes para leste e se

sobrepõem a borda SSE do Cráton São Francisco. Lascas do embasamento foram sobrepostas à cobertura Metassedimentar. O encurtamento Frontal atingiu, no mínimo, 150 Km (Heilbron *et al.* 2004).

Colisão II - Fechamento do Oceano Adamastor, através da colisão entre o Cráton São Francisco – Congo e outros continentes (Terreno Oriental ou Serra do Mar). Ocorreu entre 590 Ma com ápice em 580 Ma e foi responsável pela formação do Orógeno Ribeira (Heilbron & Machado, 2003; Machado *et al.*, 1996). A colisão foi oblíqua resultando ora em zonas de encurtamento frontal vergente para oeste, ora zonas de mergulho íngremes, orientadas a NE – SW, com componente transpressivo dextral. Os limites entre os compartimentos consistem em falhamentos reversos, com mergulhos íngremes ou por zonas de cisalhamento. Este evento colocou os terrenos Paraíba de Sul e Oriental sobre o Terreno Ocidental (embasamento retrabalhado do Cráton São Francisco) e sobre os terrenos da porção sul do Orógeno Brasília, recentemente formado.

Colisão III – Com ocorrência entre 535 Ma e 510 Ma (Schimitt *et al.*, 1999) representa o amalgamento tardio do Terreno Cabo Frio ao Orógeno Ribeira. O entendimento do cenário tectônico deste momento é dificultado pelo fato de todos os orógenos ao redor do Cráton São Francisco já terem completado sua história evolutiva (Heilbron *et al.* 2004), entretanto, alguns autores sugerem que este evento possa estar relacionado ao rápido fechamento de uma bacia oceânica, situada entre o Arco Rio Negro/ Terreno Oriental e a borda do Cráton São Francisco Congo (Heilbron *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003).

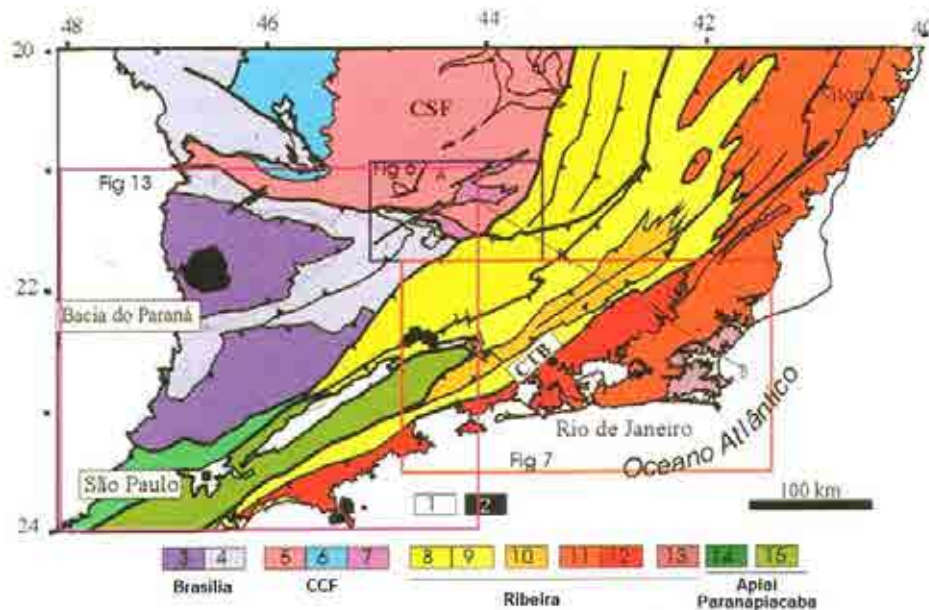


Figura 6. Mapa tectônico do Segmento Central da Província Mantiqueira.

Legenda. 1 – Riftes Cenozóicos; 2 – Rochas Alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília (3-4): 3 – Nappes Inferiores; 4 – Nappes Superiores; 5 – Embasamento do Cráton São Francisco e Domínio autóctone; 6 – Supergrupo São Francisco; 7 – Metassedimentos do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira (8-13): 8 – Domínio Andrelândia e 9 – Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10 – Klippe Paraíba do Sul; 11 – Terreno Oriental incluindo 12 – Granitóides do Arco Magmático Rio Negro; 13 – Terreno Cabo Frio; Orógeno Apiaí/Paranapiacaba (14-15): 14 – Terrenos São Roque e Açungui; 15 – Terreno Embu (Compilado de Heilbron *et al.*, 2004).

Frente às diversas propostas de nomenclaturas estratigráficas disponíveis na literatura, Heilbron *et al.* (2004), simplificaram a subdivisão estratigráfica da Província Mantiqueira, sendo adaptada para a parte sul do Orógeno Brasília e adjacências por Hackspacher *et al.* (2007), da seguinte maneira (figura 7):

1. Embasamento Arqueano e/ou Paleoproterozóico mais antigo do que 1,7 Ga, retrabalhado ou não, constituído por *greentonebelts* com rochas máficas e ultramáficas e metassedimentares, ortognaisses migmatíticos (Complexo Amparo) e ortogranulitos, entre outros;
2. Sucessões intracontinentais paleoproterozóicas a mesoproterozóicas, as chamadas megassequências São João del Rei e Caradá;
3. Sequências metassedimentares neoproterozóicas de margem passiva, a megassequência Andrelândia- Itapira (Sequências Carranca e Serra do Turvo);
4. Estágio pré-colisional e arcos magmáticos da *Nappe* Socorro-Guaxupé com migmatitos e granulitos, entre outros;

5. Estágio colisional com magmatismo neoproterozóico a partir da reciclagem de rochas antigas;
6. Sienitos pós-cinemáticos intrusivos em níveis mais rasos (Maciço Pedra Branca e Capituva).

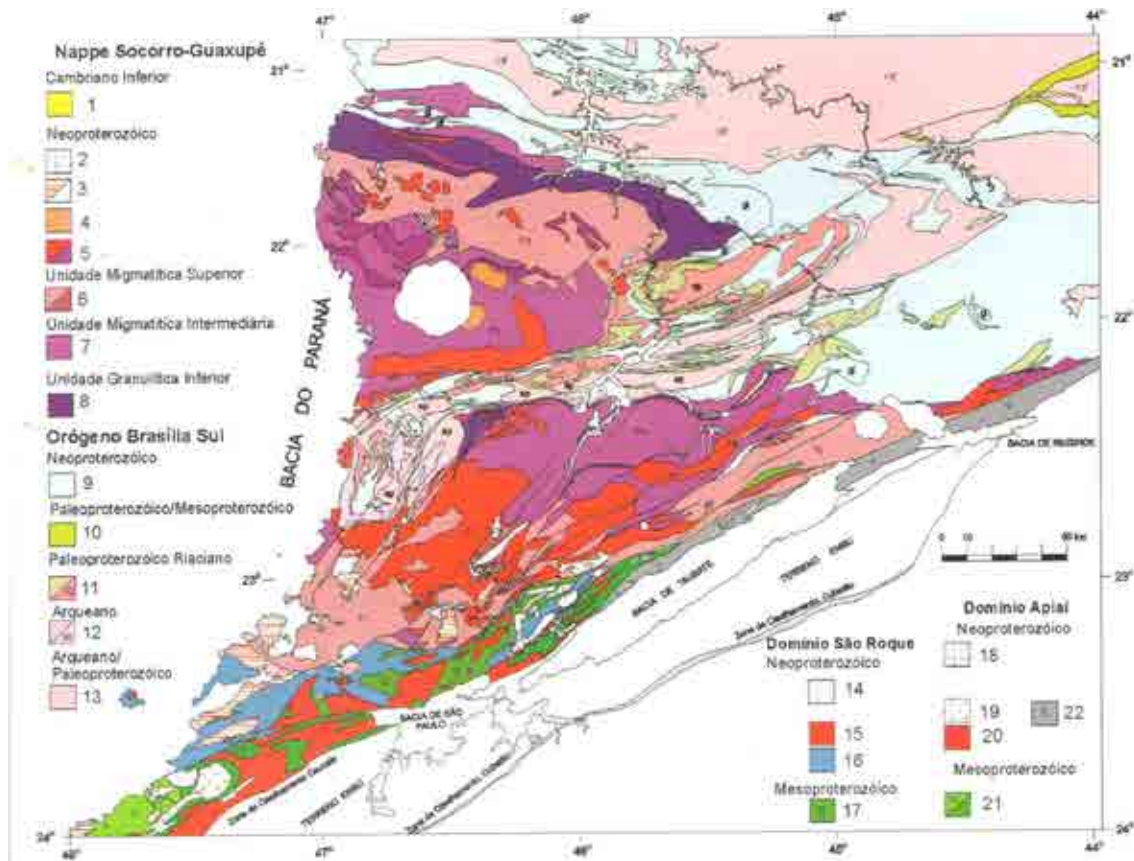


Figura 7. Mapa Geológico da Nappe Socorro-Guaxupé e do Domínio São Roque.

Legenda: Nappe Socorro Guaxupé (1-8): 1 – Fm. Pico do Itapeva (pit) e correlatas do Domínio Andrelândia (e-Fm Eleutério, PA-Fm Pouso Alegre); 2 – Granitos tipo-A aluminosos; 3 – Província Granítica Itu(cálcio Alcalina/A – aluminosa Série jotunito-mangerito (m) e granitos 585-590 Ma; 4 – Sienitos Capituva e Pedra Branca (ca. 610 Ma); 6- Gnaisses e migmatitos estromáticos com metassoma metassedimentar, Complexos Piracaia (Pi) e Caconde (Ca). Ortognaisses tonalito-granodiorito-graníticos (640-655 Ma). 7- Gnaisses diatexiticos de composição granítica metaluminosa. Complexos Pinhal (Ph) e Paraisópolis (Pa); 8- Granada granulitos básicos e enderbitos gnáissicos; Orógeno Brasília Sul e Cráton São Francisco (9-13) 9- Seqüências metassedimentares em sistemas de nappes, (gl) Nappes de granulitos a cianita; 10- Grupo São João Del Rei e Fm. Tiradentes (t); 11 – Ortognaisses tonalito-granodioríticos. Complexo São Gonçalo do Sapucaí (sg); 12- Tonalitos Serra Negra (Neoarqueano), Complexo Amparo (ap – Mesoarqueano); 13- Complexosortognaissicos-migmatíticos, incluindo a borda sul do Cráton São Francisco (csf). Domínio São Roque (14-17): 14- Granitos; 15- Hbl-Bt granitoides porfíricos, cálcioalcalino potássicos; 16- Grupo São Roque; 17- Grupo Serra do Itaberaba; Domínio Apiaí: (18-21): 18- Sienogranitos tipo – A; 19- Ms-Bt granitos e granodioritos; 20- Hbl-Bt granitoides porfíricos, cálcio-alcalino potássicos; 21 – Fm Votuverava (Vt). Micaxistos passando a gnaisses e migmatitos na direção NE; 22- Faixa milonítica Rio Jaguari (Compilado de Heilbron *et. al.*, 2004).

2.2 - Evolução Fanerozóica

Com o início do Paleozóico, diminuem gradualmente os processos de dobramentos do ciclo Brasileiro, passando a ser, de acordo com Zalán (2004), os falhamentos os principais responsáveis pela formação de fossas intermontanas, antifossas, bacias marginais (preenchidas por material continental), e material vulcânico. Esta etapa foi denominada por Almeida como Paraplataforma Eopaleozóica (1967) ou Estágio de Transição (1969), compreendendo os estágios finais de fechamento de bacia oceânica e colisão continental.

Na área em foco, esta fase resultou em bacias tardi-orogênicas representadas nas unidades Eleutério, Pouso Alegre, Castro e Camarinha. Além disso, Heilbron *et al.* (2004) registra nos orógenos Araçuaí e Ribeira a passagem para um regime extensional, interpretado como o resultado do colapso dos orógenos da Província Mantiqueira, identificado, tanto por zonas de cisalhamento normais e dobras de gravidade com vergência para leste, como por zonas de cisalhamento transtensionais transversais aos orógenos. Associado a este evento tectônico, ocorre magmatismo bimodal, entre 510 a 480 Ma.

Seguem-se ao Estágio de Transição, no decorrer do Fanerozóico, duas longas e importantes etapas que serão descritas nos itens abaixo: a fase de ortoplataforma e a reativação Wealdeniana.

2.2.1 - Ortoplataforma:

A Ortoplataforma, ou estágio de Estabilização (Almeida, 1967, 1969), de idade entre o Siluriano e o Jurássico, é caracterizada por calmaria tectônica e mudança significativa no padrão de sedimentação sobre a plataforma com a formação de grandes sinécleses, independentes das estruturas subjacentes locais (Zalán, 2004), tais como a Bacia do Paraná, adjacente a área abrangida por este trabalho.

2.2.1.1 - Bacia do Paraná

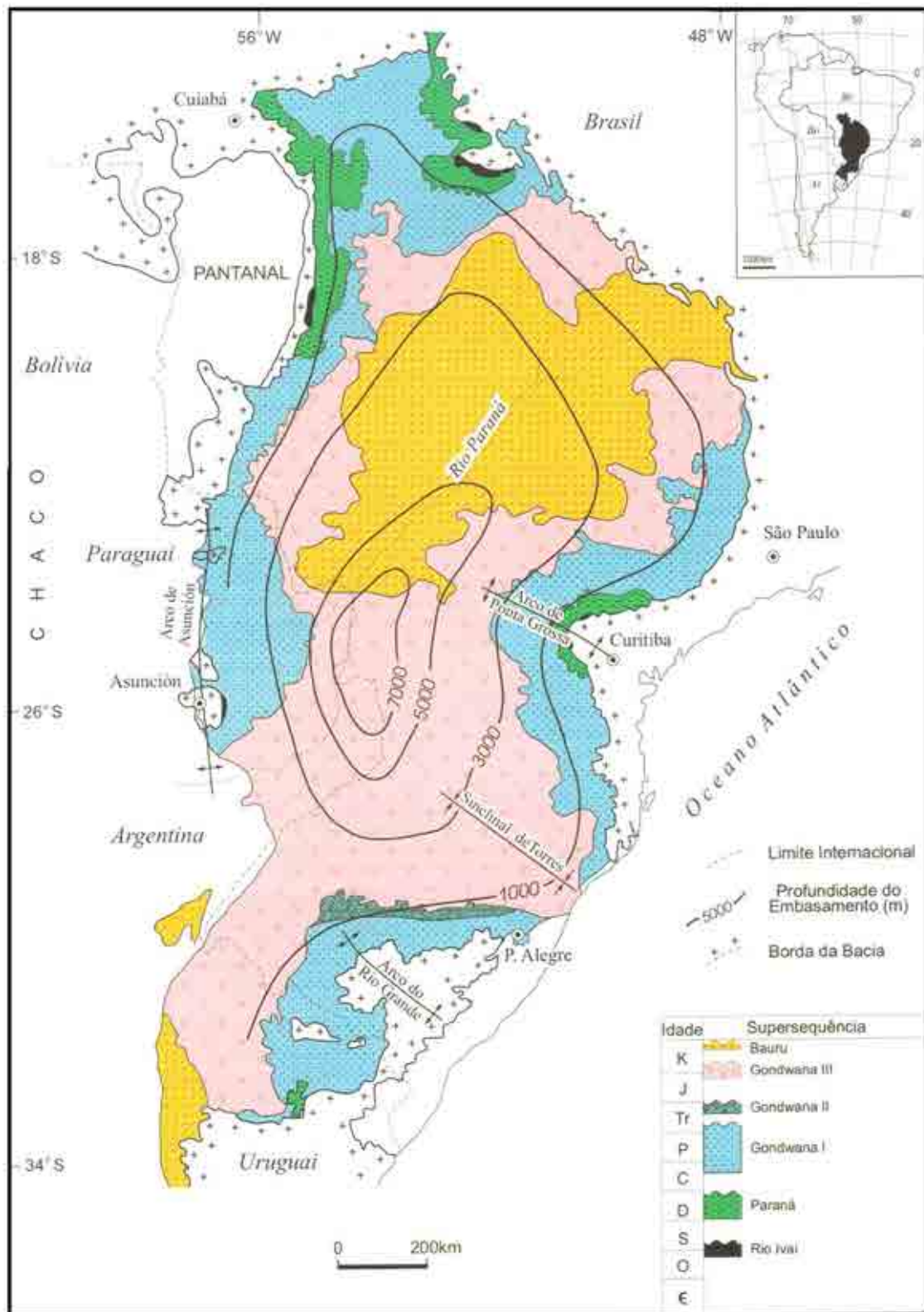


Figura 8. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com o contorno estrutural (profundidade) do embasamento cristalino (Compilado de Milani, 2004).

A bacia do Paraná (figura 8) abriga uma sucessão sedimentar-magmática com idades entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo, constituindo-se numa bacia intracratônica com área superior a 1.500.000 Km² e perímetro que alcança 5.500 Km, abrangendo porções territoriais do Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai (Milani 2004).

Possui forma ovalada com contorno que em sua maior parte constitui-se em limite erosivo que reflete fenômenos pós-paleozóicos do continente sul-americano. Tais fenômenos são responsáveis pela remoção de significativas áreas do contexto original de deposição da bacia, o flanco leste da bacia, por exemplo, foi esculpido pela erosão em função de soerguimento marginal ao rifte sul-atlântico, expondo profundamente o embasamento cristalino (Milani, 2004).

Quanto à origem, Milani (2004) indica como responsável pela subsidência inicial, durante o Neo-Ordoviciano, os esforços compreensivos ligados a Orogênese Oclóyica, ocorridos na margem oeste do Gondwana, devido à colisão com o Terreno Pré- Cordilheirano (Ramos, 1988). Tal esforço compreensivo seria capaz de reativar, no interior do continente, descontinuidades do substrato antigo. Assim, esforços transtensivos (Milani 1997) gerariam grabéns que acomodariam o pacote sedimentar inicial: a Supersequência Rio Avaí. A intrusão do basalto Três Lagos, ligado ao regime de reativação transtensiva, datado pela técnica Ar/Ar (York, 2003, *apud.* Milani, 2004), revela a idade de 443 Ma, o qual marca o início da Bacia do Paraná. Para os mecanismos de subsidência posteriores, Assine (1996), Milani (1997), Milani e Ramos (1998) correlacionam as épocas de maiores taxas de subsidência aos picos das orogênias da margem SW do Gondwana.

Inicialmente configurado como um amplo Golfo aberto ao oceano Panthalassa, na margem do Gondwana, o registro sedimentar da bacia indica uma progressiva tendência a continentalização dos sistemas deposicionais atuantes: extratos marinhos, com amplas ligações com o oceano, ocorreram do Neo-Ordoviciano ao Carbonífero – Supersequências Rio Avaí, Paraná, e parte do Gondwana I. No permiano, os orógenos paleozóicos interrompem a conexão WSW da bacia com o oceano, assumindo a fisiografia de mar interior – Supersequências Gondwana I e II. Durante o Mesozóico, em época de calmaria tectônica, ambientes desérticos instalam-se por todo o super continente Pangéia, sendo a deposição de natureza essencialmente continental. Com a

ruptura do Gondwana (fase de reativação Wealdeniana a ser descrita no item a seguir) o embasamento é intensamente afetado por intrusão de magmas (formação Serra Geral) que se instalam como diques e soleiras entre as rochas sedimentares ou extravasaram a superfície – Superseqüência Gondwana III. O último ciclo de subsidência ocorre no Neocretáceo quando extensos pacotes de sedimentos continentais são depositados sobre as lavas da formação Serra Geral, aproveitando o espaço de acomodação flexural de acomodação originado à superfície pela sobrecarga litostática dos basaltos – Superseqüência Bauru (Milani 2004).

2.2.2 - Reativação Wealdeniana

Inicialmente denominada como Reativação Wealdeniana por Almeida (1967, 1969) e posteriormente modificada para Reativação Mesozóica (Almeida, 1972) ou Evento Sul - Atlântico (Schobbenhaus *et al.*, 1984), este conjunto de eventos refere-se a uma intensa reativação tectônica da Plataforma Brasileira iniciada no Neo-Jurássico estendendo-se até o recente, relacionada com a fragmentação do Gondwana e abertura do oceano Atlântico. A maioria dos eventos localiza-se na nas imediações da margem continental brasileira da atual Placa Sul – Americana e suas estruturas de reativação mostram nítido controle da herança tectônica do embasamento, com preferências por regiões consolidadas nos últimos estágios do ciclo Brasileiro (Zalán, 2004).

A reativação Wealdeniana pode ser dividida, segundo Zalán (2004), em duas fases: Rifteamentos (220 – 98 Ma) e Deriva continental (98 – 0 Ma). A primeira fase apresenta três grupos de eventos semelhantes (figura9), mas temporalmente e espacialmente distintos: Riteamento I (220 – 140 Ma, parte norte da Plataforma Sul-Americana), Rifteamento II (140 – 110 Ma, margem atlântica leste e sudeste) e Rifteamento III (113 – 98 Ma, margem atlântica equatorial). Na área de estudos, se destaca importância do Rifteamento II, sendo tal evento distensional precedido de magmatismo basáltico toleítico, ocorrido na época em ambiente totalmente terrestre, encontrando-se hoje parcialmente sob a margem continental, como a Formação Cabiúna que consiste no assoalho da Bacia de Campos (134 – 122 Ma – idades K/Ar,

por Misuzaqui *et al.*, 1989), Formação Camburiú na Bacia de Santos (Pereira e Feijó, 1994), e os enxame de diques de direção NE-SW no embasamento litorâneo dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro (idades K/Ar de 134 – 129 Ma, Ferrari e Riccomini, 2001), além dos basaltos da formação Serra Geral, ocorridos na Bacia do Paraná, entre 137 e 127 Ma (Ar/Ar, Milani, 2004).

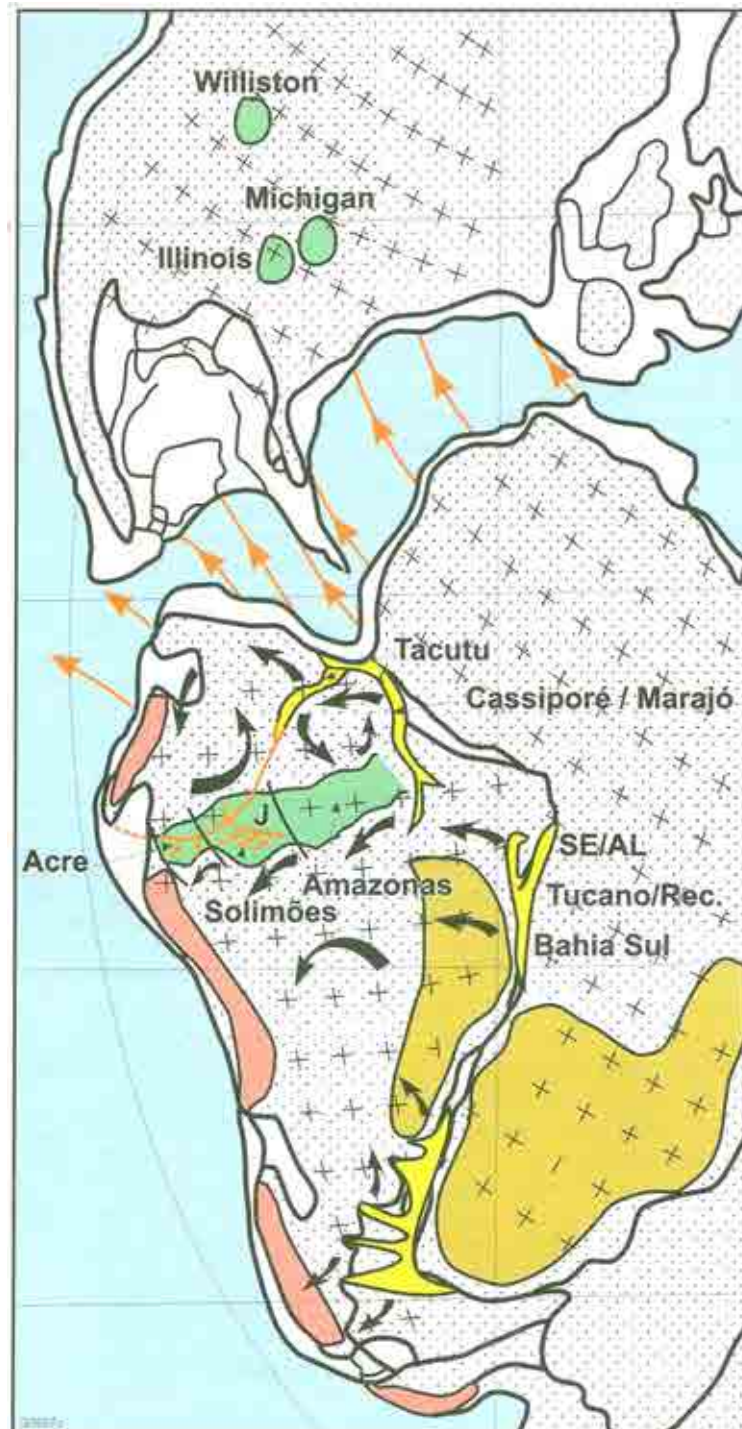


Figura 9. Cenário Geotectônico do Neo-Jurássico (140 Ma), localizando as três fases riftes - áreas amarelas (Compilado de Zálan, 2004).

A fase de deriva continental abrange eventos magmáticos básicos marítimos, alcalinos e graníticos, seguidos de soerguimentos, formação de superfície de erosão, deposição de seqüências continentais, transgressões marinhas, além de fases distensivas no terciário, levando a formação de bacias intermontanas e posteriores fases deformacionais. Abaixo, segue a descrição dos eventos desta fase que delinearão a evolução do relevo da área de estudos:

2.2.2.1 - Soerguimento no Cretáceo e a Superfície Japi

Durante o Cretáceo Superior, cerca de 25 Ma após cessado a fase de rifteamentos, importante soerguimento epirogenético da crosta continental, acompanhado de intenso magmatismo teria ocorrido na região sudeste do Brasil (Almeida e Carneiro, 1998; Zalán e Oliveira, 2005) .

Uma das explicações mais aceitas sugere como provável causa a passagem da Placa Sul – Americana, de leste para oeste, sobre uma anomalia térmica, cuja passagem é registrada por uma seqüência de eventos vulcânicos localizados (figura 10), os quais geraram rochas alcalinas que formam *stocks*, *plugs*, possíveis chaminés, diques e excepcionalmente derrames e piroclásticas (Zalán e Oliveira, 2005). Esta seqüência é conhecida como Alinhamento de Rochas Alcalinas Poços de Caldas – Cabo Frio (Freitas 1947, Almeida 1983, 1986, 1991, e Almeida *etal.* 1996), segue a direção WNW-ESSE, se estendendo do estado de Minas Gerais até o Rio de Janeiro e tem como característica um decréscimo de idades de oeste para leste, variando do Cretáceo Superior ao Eoceno (Thomaz Filho e Rodrigues, 1998, Thomaz- Filho *et al.* 2005).

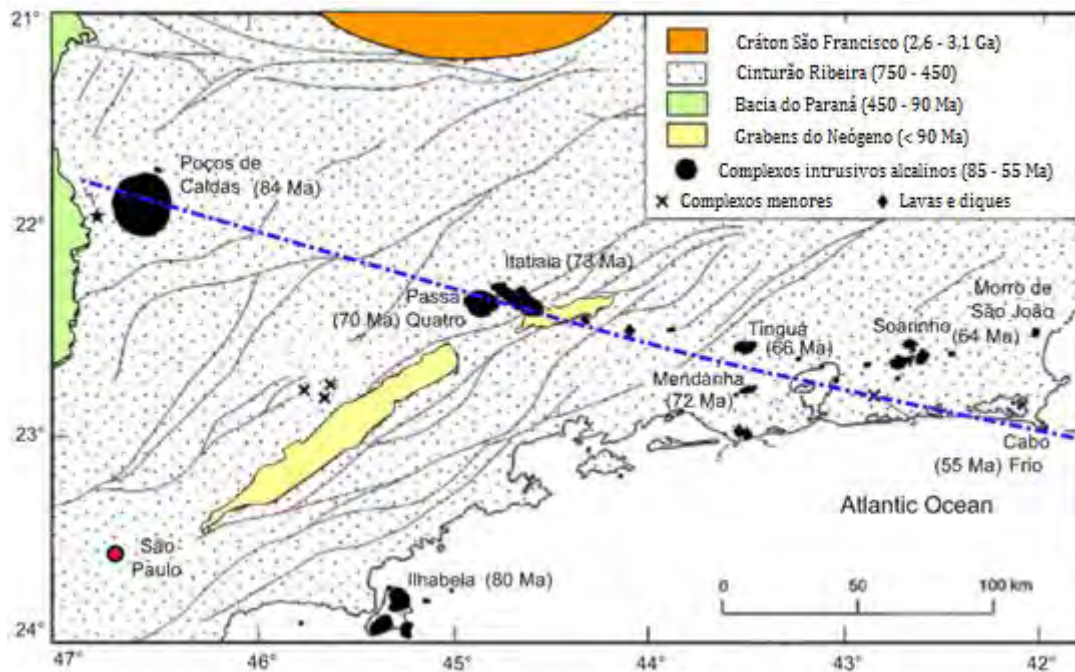


Figura 10. Alinhamento Magmático Poços de Caldas Cabo Frio.

(Compilado de <http://www.brazadv.com.br/brasil-geologia/magmatismo.htm>).

Em resposta à passagem pela anomalia, a crosta continental alçou-se de maneira maciça e uniforme, sem quebramentos, como um pulso com comprimento de onda de poucos milhares de quilômetros e amplitude entre 2 000 m - 3 000 m (Zalán e Oliveira, 2005). Foi, deste modo, um soerguimento de natureza epirogenética, com total ausência de tectônismo, que envolveu amplas regiões de embasamento e de bacia. Iniciou-se no Coniaciano (89,5-88 Ma e 86 Ma, Almeida e Carneiro, 1998) atingindo o clímax durante o Santoniano-Maastrichtiano (85-65 Ma) e encerrando-se no limite Cretáceo / Terciário (65,65 ± 0,05 Ma).

Formou-se então, na região sudeste, um megaplanalto amplo e coeso, invadido por intrusões de natureza alcalina. Almeida e Carneiro (1998) designaram esta entidade topográfica de Planalto Atlântico e Zalán e Oliveira (2005) de Serra do Mar Cretáceo. A figura 11 apresenta uma reconstituição tentativa de Zalán e Oliveira (2005) do referido planalto, o qual, segundo Almeida e Carneiro (1998), se estendia bem mais para leste da área hoje ocupada pela plataforma continental interna.

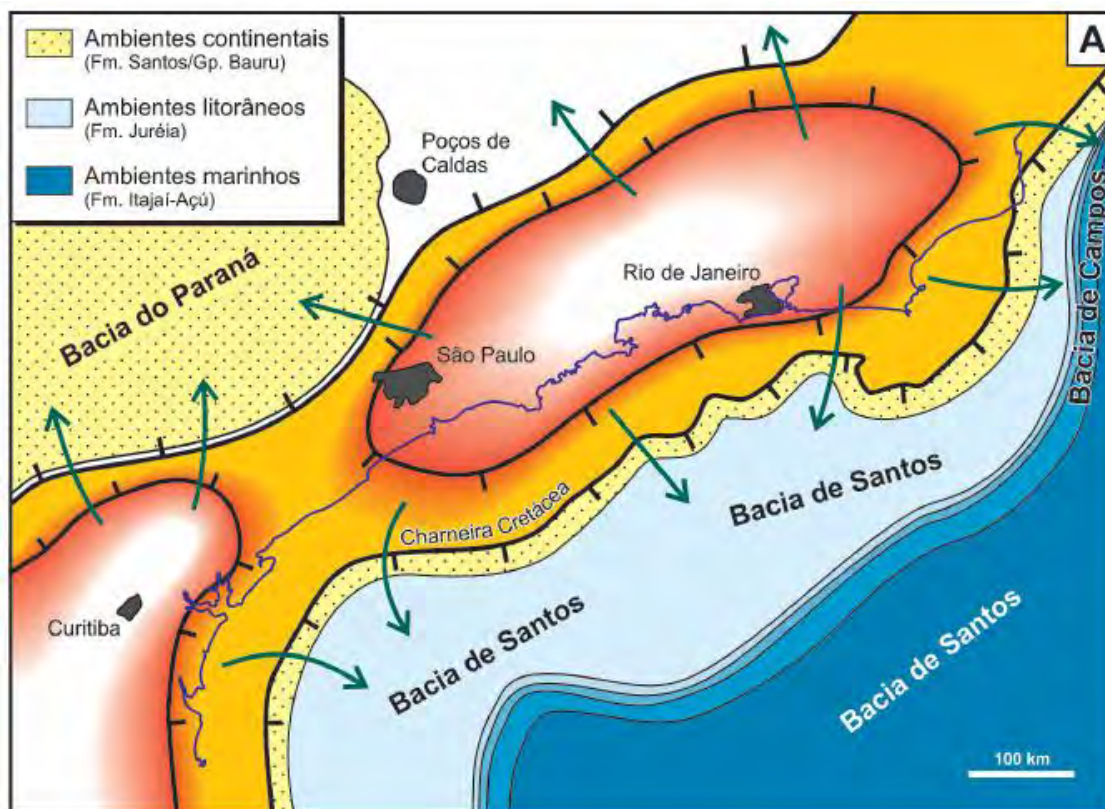


Figura 11. Reconstituição tentativa da SMC (área alaranjada). Relacionar à linha de costa atual (linha azul). (Compilado de Zálán e Oliveira (2005).

Com a criação de relevo, inicia-se um processo de erosão generalizado que iria aplainar e nivelar toda a região em torno de uma altitude média estimada em 2000 m (Zalán e Oliveira, 2005), é a Superfície de Aplainamento Japi (SAJ). Riccomini *et al.* (2004), através de datação de lava alcalina derramada sobre a superfície, estimou o final do cretáceo, ao redor de 66 - 65 Ma, como data de limite para o término de formação da superfície.

Sustentando tais eventos, dados de traço de fissão em apatitas apontam para um soerguimento sofrido pelo embasamento entre 85 – 65 Ma (Tello Saenz *et al.*, 2003) correspondidos, segundo Zalán e Oliveira (2005), por sistemas deposicionais anômalos nas bacias adjacentes, tanto as marítimas com as formações Santos e Juréia na bacia de Santos e formações correlatas nas Bacias de Campo e do Espírito Santo; quanto na Bacia do Paraná, com a formação Bauru, onde ocorrem extensos depósitos clásticos predominantemente grossos, de natureza continental. Todas com idades dentro do intervalo Coniaciano – Maastrichtiano (Almeida e Carneiro, 1998).

Desnivelada durante a tectogenese cenozóica, a SAJ, para Zalán e Oliveira (2005), possui grande significado tectônico por constituir-se no único nível de correlação regional existente por todo o embasamento pré-cambriano do Sudeste do Brasil. Seus resquícios encontram-se, segundo estes autores, em alguns planaltos restritos (altitudes de 2000 m – 2200 m, serras da Bocaina e Campos de Jordão, SP, no batólito granítico da Serra dos Órgãos, RJ, e a 2 400 m – 2800 m sobre litologias mais resistentes como os *stocks* alcalinos de Passa Quatro e Itatiaia, SP/MG/RJ); em extensos cumes planos e nivelados em torno de 1000 m – 1300 m de altitude nas serras do Mar e da Mantiqueira; nivelando serras e elevações diversas em altitudes menores, em torno de 700 m - 800 m, nos cimos dos *stocks* alcalinos de Morro Redondo, Mendanha, Rio Bonito, Soeirinho, Tanguá, São João, e no topo das serras da Carioca e da Ilha Grande, RJ. Ainda nivela intrusões alcalinas senonianas do oeste de Minas e sudeste de Goiás (Almeida e Carneiro, 1998), datadas através de K/Ar por Hasui e Cordani (1968): Araxá (87-95 Ma); São Gotardo (80 Ma); Salitre (78-83 Ma); Catalão (83 Ma); Tapira (70 Ma), o maciço de Poços de Caldas (63-80 Ma, Amaral *et al.* 1967), entre outros.

2.2.2.2 - Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil

Um segundo pulso ascensional seria responsável por desnivelar a superfície Japi e formar no sudeste brasileiro uma sucessão de montanhas e vales profundos, cuja associação tem recebido diversas denominações: por Almeida (1976) de *Rifts* da Serra do Mar, por Melo *et al.* (1985) de Sistema de bacias tafrogênicas do Sudeste Brasileiro, por Riccomini (1991) como *Rift* Continental do Sudeste do Brasil e por e Zalán e Oliveira (2005) como Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. Possui maior expressividade na associação entre serras do Mar/Mantiqueira com os vales tectônicos intervenientes, possuindo porém, de acordo com Zalán e Oliveira (2005), extensões na plataforma continental das bacias de Santos/Campos. Segundo Melo (1993), possui também prolongamento no interior do continente, com feições que decaem em magnitude conforme se distanciam da borda continental.

O pulso tectônico pôde ser datado por traço de fissão em apatitas, imprecisamente como pós-60 Ma (Tello Saenz *et al.* 2003), com clímax no Eoceno-Oligoceno (Hackspacher *et al.* 2003). Segundo Zalán e Oliveira (2005) este pulso não teria natureza ascensional, e sim de colapso. De acordo com estes autores, o megaplanalto aplainado pela SAJ apresentava uma condição gravitacional instável, seu flanco leste seria abrupto com um desnível de cerca de 3000m para a Bacia de Santos, sendo 2000m acima do nível do mar e mais 1000m representados pelo talude da bacia. Nestas condições, à medida que a subsidência bacinal progredia, o megaplanalto começou a rachar e colapsar. Segundo estes autores, os falhamentos atingiram profundidades tais que foram suficientes para trazer material mantélico juvenil à superfície e afetar câmaras magmáticas alcalinas cretáceas não totalmente solidificadas, deste modo, lavas ankaramíticas ocorrem nas bacias de Volta Redonda (48 Ma, Ar/Ar, Riccomini *et al.* 2004) e Itaboraí (53 Ma, K/Ar, Riccomini *et al.* 2004), além de lavas alcalinas e depósitos piroclásticos encontrados nos cumes de *stocks* alcalinos no Gráben da Guanabara.

O colapso gravitacional tem seu clímax no Mesoeoceno, quando o instável e parcialmente fraturado megaplanalto é afetado também por um rearranjo cinemático sofrido por toda a Placa Sul-Americana em resposta ao final da Orogênia Cubana, com a Placa do Caribe cessando o cavalgamento sobre a Placa Norte-Americana e início da Orogenia Caribenha, ao longo da margem transformante dextrogira oblíqua convergente entre Venezuela e Trinidad-Tobago (Zalán, 2004b). Com o aceleração do processo, o colapso segue vigorosamente durante o Eoceno, Oligoceno e Eomioceno, gerando intenso relevo vertical por abatimento seletivo de blocos, criando grábens e ombreiras e rejuvenescendo a erosão do embasamento cristalino. Conseqüentemente, Inicia-se o aprisionamento de depósitos clásticos nos grábens formando bacias internas, assim como aumenta a carga de sedimentos clásticos nas drenagens que fluíam do interior para as bacias marginais adjacentes (Zalán e Oliveira, 2005). A figura 12 apresenta o relevo resultante da formação do sistema de riftes cenozóicos do sudeste do Brasil, entre as bacias de São Paulo e Macau:

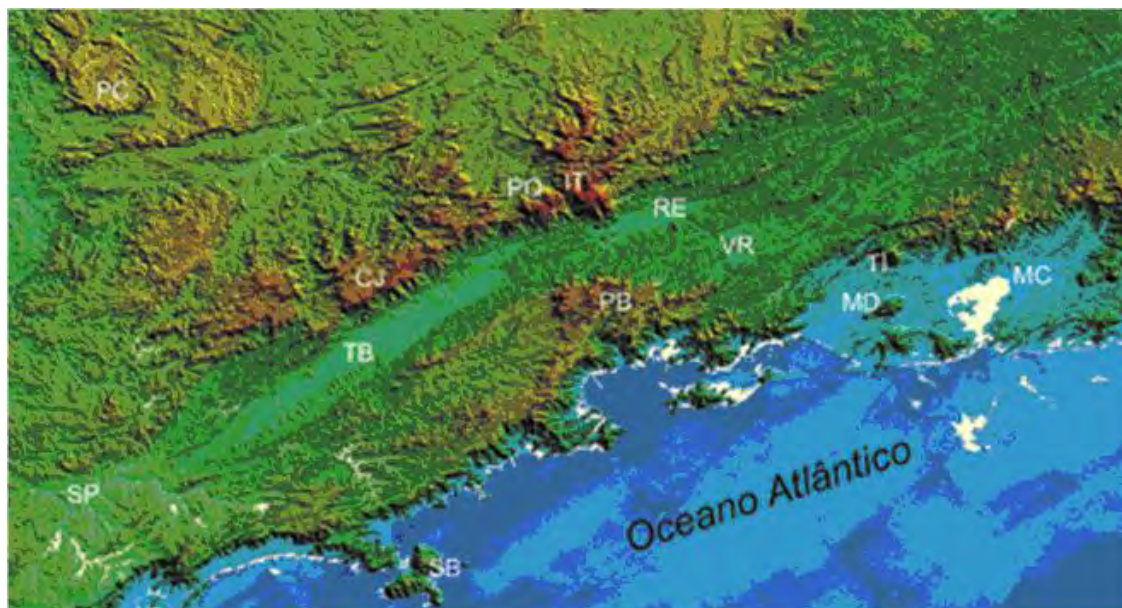


Figura 12. Modelo de Elevação do Terreno da região do RCSB.

Entre a bacia de São Paulo e a de Macacu. Siglas: (SP) Bacia de São Paulo; (SB) Ilha de São Sebastião; (TB) Bacia de Taubaté; (CJ) Planalto de Campos do Jordão; (PQ) Intrusão alcalina de Passa-Quatro; (IT) Maciço alcalino de Itatiaia; (RE) Bacia de Resende; (VR) Bacia de Volta Redonda; (PB) Planalto da Bocaina; (MD) Medanha; (TI) Tinguá; (MC) Bacia de Macacu; (PC) Poços de Caldas. Fonte: Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), United States Geological Survey (USGS), 2002. Compilado de Riccomini *et al.* 2004

2.2.2.3 - Superfícies Neogênicas

Um equilíbrio entre soergimento e erosão é registrado em histórias térmicas de amostras datadas por traço de fissão, através de um resfriamento lento a partir de 30 Ma (Franco 2005, Godoy, 2005), o qual poderia ser associado ao Ciclo Erosivo Velhas (King, 1956). Esta superfície localiza-se em compartimentos intermontanos e interplanálticos e seria responsável por um relevo ondulado e pedimentado, apresentando-se bastante dissecada por ciclos posteriores (Silva, 2009). O Ciclo Velhas seria responsável por depósitos de encosta e aluviais encontrados na Serra da Mantiqueira como a Bacia de Cambuí e outros, e pela formação da bauxita supergênica no interior do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (Schullman *et al.* 1997, Valetton *et al.* 1997).

2.3 - A intrusão alcalina de Poços de Caldas

Os eventos descritos nos itens anteriores foram os responsáveis pelos principais traços do relevo do sudeste brasileiro, abrangendo assim o contexto da área de estudos, conforme poderá ser observado no item a seguir sobre a geomorfologia e com maior ênfase na discussão dos resultados deste trabalho. Antes disso, porém, maior atenção será dirigida aos eventos geológicos responsáveis pela grande particularidade local: inserida no Alinhamento Magmático Poços de Caldas-Cabo Frio esta a intrusão do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (MAPC).

O MAPC possui formato aproximadamente circular com área de cerca de 800 Km² (Ulbrich, 1983), sendo um dos maiores maciço alcalino conhecido na Terra. Contém estruturas circulares relacionadas à presença de cones vulcânicos no interior do maciço, e grande quantidade de lineamentos, que eventualmente cortam o maciço e prolongam-se para as encaixantes, cujas direções predominantes são ENE, NE e NW, e algumas NS (Almeida Filho & Paradella, 1977).

Constituí-se por rochas plutônicas, hipoabissais, efusivas e piroclásticas, predominando, respectivamente, foiaítos, tinguaitos e fonólitos (Ulbrich & Ulbrich, 1992) (Figura 13). Ellert (1959) e Björnberg (1959) descreveram rochas sedimentares no interior e nas rochas que bordejam o maciço, estas rochas seriam anteriores a intrusão e correlacionáveis à Formação Botucatu (Ulbrich e Ulbrich, 1992). Segundo Motoki e Oliveira (1987), estes pacotes teriam sido soerguidos durante a intrusão e abatidos após o término das principais atividades vulcânicas, o que fica evidenciado pelo desnível dos corpos sedimentares dentro e fora do maciço de Poços de Caldas.

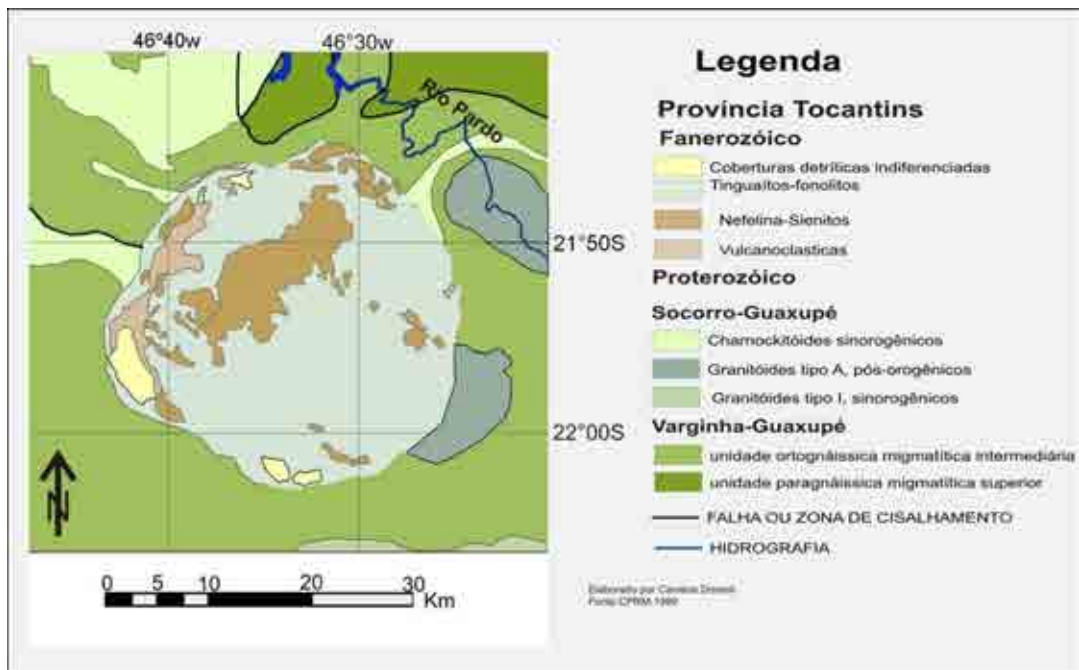


Figura 13. Mapa geológico da região (Modificado de CPRM 1999)

Sua evolução inicia-se com a intrusão de rochas félsicas em aproximadamente 89 Ma, em terrenos pré-cambrianos denominados de Terreno Socorro-Guaxupé (Campos Neto 2000, Cordani et al. 2000), estendendo-se até cerca de 54 Ma (Sonoki & Garda 1988, Ulbrich et al. 2002). Ellert (1959) propôs um modelo evolutivo (figura 14) que segue com ampla aceitação (Amaral et al., 1967, Bushee, 1974, Ulbrich & Ulbrich, 1992, Holmes *et al.*, 1992):

1. Soerguimento regional da superfície do embasamento, atribuído a uma atividade da câmara magmática subjacente, combinado com falhas escalonadas e o início da erosão;
2. Vários eventos de atividades extrusivas com a formação de rochas piroclásticas, fluxos de lavas fonolíticas e explosões;
3. Colapso da Caldeira e intenso tectonismo que resultou na subsidência da área;
4. Novas intrusões magmáticas ao longo de fraturas radiais e circulares formadas durante o primeiro estágio de magmatismo, levando a um novo soerguimento da superfície. As rochas formadas são nefelinas sienitos e tinguaitos;

5. Ocorrência do principal vulcanismo anelar com a formação de uma segunda geração de fonolitos.

6. Intrusão do magma acompanhado por hidrotermalismo e atividades pós-magmática ou tardia (geração de brechas). Nesse estágio foram formados os lujavritos, chibinitos e foiaítos.

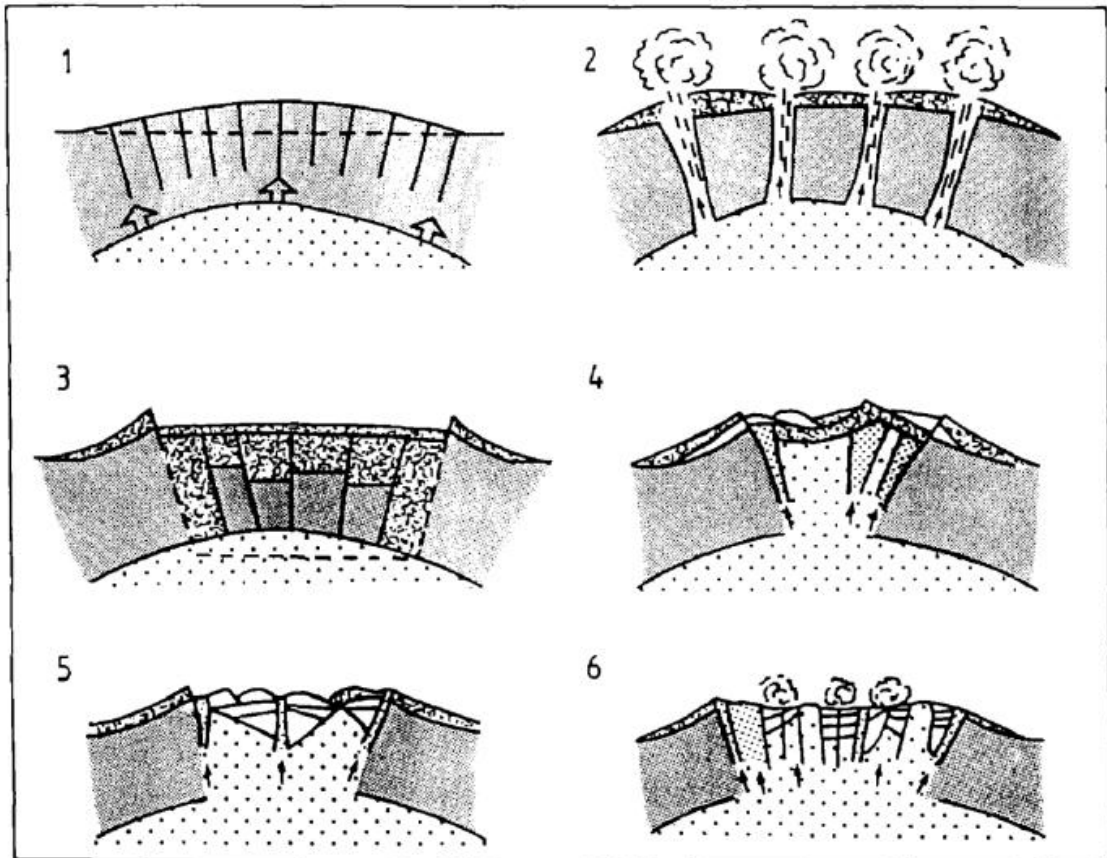


Figura 14. Modelo de formação do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (Ellert, 1959 *apud* Holmes et al., 1992).

Alguns destes eventos são detectados na história térmica construída por Franco *et al.*, (2005) com a correlação entre idades obtidas por traços de fissão em apatitas (Franco 2003) e pelo método K – Ar (Sonoki & Garda 1988). Como a temperatura de fechamento entre ambos os métodos são distintos (K – Ar: 900 a 500°C, envolvendo datações em feldspato potássico, piroxênio, anfibólio e em rocha total; traço de fissão em apatita: 120 a 60°C), é possível construir uma curva de resfriamento para as amostras (figura 15):

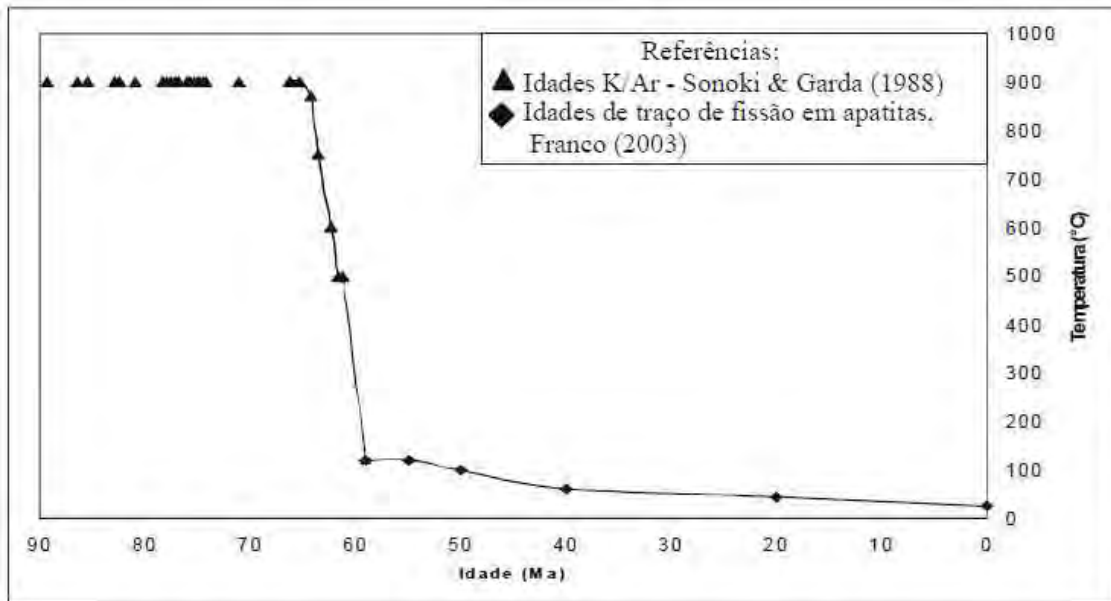


Figura 15. Curva de resfriamento representativa da evolução do Maciço Alcalino de Poços de Caldas a partir de idades K/Ar (Sonoki & Garda, 1988) e idades de traços de fissão em apatitas (Franco, 2003). Compilado de Franco *et al.*, (2005).

A história inicia-se a 89 Ma, com um resfriamento contínuo associado às primeiras intrusões e a um conseqüente soerguimento (domeamento). Segue um período marcado por um resfriamento brusco de cerca de 700°C entre 65 e 60 Ma, representando episódios de abatimento do conduto vulcânico e estruturação da caldeira, provavelmente ocorrido para acomodar a câmara magmática. Após este período segue um resfriamento lento e gradual, indicando, segundo Franco *et al.* (2005), ciclos de soerguimento/erosão, relacionados provavelmente a formação da Superfície Japi. A autora indica ainda, em histórias térmicas de amostras na região, um leve aquecimento até 60°C durante o Eoceno-Oligoceno, associado aos eventos responsáveis pela formação dos Riftes Cenozóicos do Sudeste Brasileiro e sobrelevação da Serra do Mar e Mantiqueira e um resfriamento lento, após 30 Ma, ligado ao Ciclo Erosivo Velhas (King, 1956), que é responsável, dentro do MAPC, pela formação da bauxita supergênica (Godoy, 2003).

2.4 - Geomorfologia

O Planalto Atlântico (Almeida, 1964; Cavalcanti *et al.*, 1979; Saadi, 1991; Ross, 1996), caracteriza-se como uma região de terras altas, formada principalmente por rochas cristalinas cambro-ordovicianas, cortadas por intrusivas básicas e alcalinas mesozóicas e terciárias, assim como pelas coberturas das bacias sedimentares de São Paulo e Taubaté (IPT, 1981). É subdividido em regiões homogêneas (Almeida, 1964, Cavalcanti *et al.*, 1979, Ponçano, 1981, Ross, 1992) de modo que a área de estudos encontra-se localizada nos setores denominados de Planalto Sul de Minas e Zona Cristalina do Norte (Figura 16).

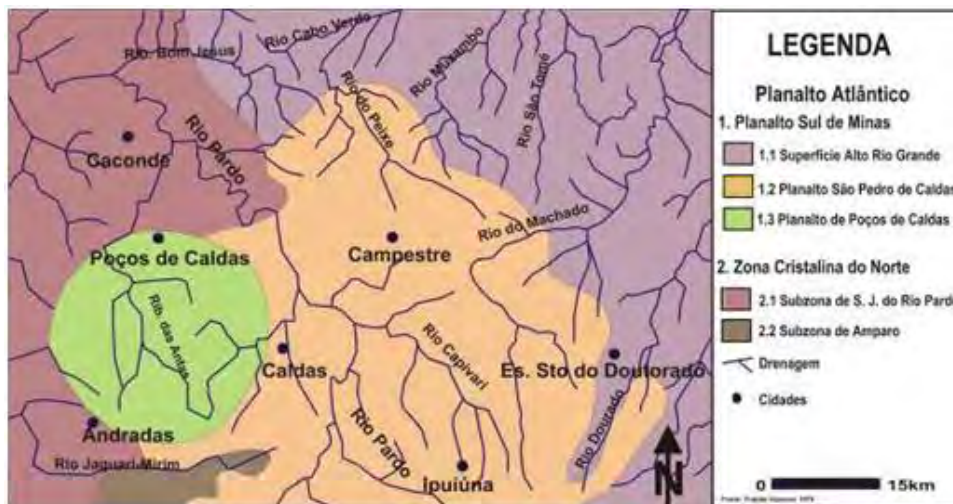


Figura 16. Compartimentação geomorfológica da região(modificado de Cavalcanti *et al.*, 1979).

2.4.1 - Planalto Sul de Minas

O planalto Sul de Minas subdivide-se em Planalto Poços de Caldas, Superfície do Alto Rio Grande e Planalto São Pedro de Caldas:

Planalto de Poços de Caldas: ocupa uma área de aproximadamente 800 Km², destacando-se cerca de 300 a 500m do entorno cristalino. Encontra-se estabelecido numa chaminé de rochas eruptivas alcalinas (Almeida, 1964), representada principalmente por foiaítos e tinguaitos (Cavalcanti, *et al.*, 1979).

Possui estrutura anelar circundando uma zona rebaixada onde se desenvolve uma topografia de morros e vertentes suaves cujos desníveis locais raramente ultrapassam a 150m (Cavalcanti, *et. al.*, 1979). A estrutura anelar, por sua vez, tem seus mais altos cimos nivelados em altitudes que vão de 1500 a 1800m (Almeida, 1964), alcançando 1637 no morro do Cristo Redentor (Cavalcanti, *et. al.*, 1979). Tais elevações são proporcionadas pela resistência das rochas alcalinas, constituindo uma armadura formada por diques tinguaiticos que circundam cerca de três quartos do planalto (Almeida, 1964). Na borda SE do planalto, por sua vez o dique anelar desaparece.

A drenagem de primeira ordem que parte das bordas dessa estrutura comporta-se centrifugamente, enquanto em seu interior seus morros são isolados por densa malha de drenagem em que as incisões dos vales atingem 30m de profundidade (Radam Brasil, 1983).

Superfície Alto Rio Grande: consiste numa extensa superfície caracterizada por relevo ondulado, possuindo altitudes situadas em volta de 900 metros onde se destacam cristas que atingem altitudes acima de 1000 metros. O relevo desenvolve-se de maneira diversa, a depender da variação litológica da superfície, as rochas gnáissicas e granitos, por exemplo, possuem drenagem densa, vertentes abruptas, cristas de interflúvios bem delimitadas, diferenciando-se de áreas com interflúvios achatados, drenagem esparsa, poucas ravinas e vales mais largos.

Porém, processos erosivos pretéritos arrasaram indistintamente a região, gerando formas de relevo semelhantes sobre tipos de rochas distintas, limitando o efeito da erosão diferencial descrita acima a determinados lugares (Cavalcante, *et. al.*, 1979; Saadi, 1991).

De modo geral, as cristas mais destacadas chegam a 1200 metros, porém, a sudeste da área os terrenos da Superfície Alto Rio Grande elevam-se até cotas de 1500 metros, formando um planalto um pouco mais elevado, com relevo bastante movimentado constituído por granitos, migmatitos, rochas cataclásticas e charnokitos, subsidiariamente. Por outro lado, nas margens da represa de Furnas, com relevo colinoso e morros algumas vezes alongados, de vertentes convexo-côncavas e topos

convexos a planos, as cotas altimétricas situam-se em torno de 800 metros, com amplitude oscilando entre 38 e 115 metros.

A rede de drenagem apresenta em geral padrão dentrítico, com variações para subdendrítico, havendo em algumas localidades canais com curvas e ângulos anômalos e segmentos retilinizados.

Planalto de São Pedro de Caldas: é formado por extensas formas de topos convexos com diferença altimétrica para com os fundos de vale, em torno de 80 a 90m. Entretanto, existem também escarpas adaptadas as falhas ou escarpas de falhas, caracterizadas por feições tipo facetas trapezoidais nas bases. Algumas destas escarpas apresentam fissuras aparentando o deslocamento de blocos com elevação e/ou abatimento.

Entre os relevos mamelonares rebaixados destacam-se algumas feições tipo cristas, assim como a presença de matacões nas encostas, em áreas fechadas nos seus sopés. Os vales geralmente são largos, chegando a possuir fundos planos em determinados lugares (Cavalcante, et al., 1979). Entretanto, vales profundos e encaixados podem ser encontrados em algumas localidades, tais como nas imediações da cidade de Campestre-MG. Depósitos coluvionares são encontrados preenchendo os vales alveolares, ou à frente de cristas escarpadas, com espessura que pode variar entre 1,5 a 3 metros.

2.4.2 - Zona Cristalina do Norte

Cavalcanti *et al.* (1979) subdividem a área em duas feições ligeiramente distintas, a subzona de Amparo e subzona de São José do Rio Pardo. Trata-se de uma área de transição entre as terras altas do sudoeste de Minas Gerais e a região sedimentar da Depressão Periférica.

Possui estrutura complexa (Almeida, 1964, Cavalcanti *et al.*, 1979), no qual a oeste, na vizinhança da orla sedimentar, seu relevo montanhoso tem seus cimos condicionados pela superfície “Itaguá”, alcançando 1200 metros de altitude, os quais

são ultrapassados a leste, onde sofre influência da superfície “Japi”, chegando a 1600 metros, sendo deformada por falhas e flexuras (Almeida, 1964). Estas podem ser observadas nas regiões que abrangem as cidades de São Sebastião da Gramma, Vargem Grande do Sul e Divinolândia, onde perturbações tectônicas elevam a superfície a cerca de 1550 metros, tanto na área gnáissica quanto nas áreas alcalinas de Poços de Caldas. De acordo com Almeida (1964), os falhamentos atuaram mesmo após a sedimentação do Grupo Bauru, elevando à altitude de 1550 metros o testemunho cretáceo da Serra do Mirante, além de sedimentos localizados em Águas da Prata.

3- METODOLOGIA

Segue a fundamentação teórica dos métodos empregados na pesquisa. Os procedimentos técnicos seguidos, por sua vez, estão descritos no Anexo 1 deste trabalho.

3.1 - Análise Morfométrica da Drenagem

A rede de drenagem consiste em um sistema complexo cuja configuração e atuação é condicionada por elementos ambientais que o cercam (litologia, estrutura, clima, relevo etc). Deste modo, é extremamente sensível a qualquer alteração do meio, seja ocorrida por causa tectônica, climática ou até mesmo antrópica (Etchebehere, 2000). Assim, diante de uma modificação, a rede de drenagem procura ajustar-se da melhor maneira a fim de atingir o equilíbrio perdido, o qual se dará de acordo com o novo contexto criado (Christofoletti, 1970).

Diante deste pressuposto, é de se supor que, além da evolução natural de um rio em estado estacionário, de maneira mais radical e imposta por elementos externos, a evolução de uma bacia hidrográfica e do relevo como um todo se dá pela sequência: estado estacionário – alternância ambiental – estado transitório – novo estado estacionário. Como os elementos ambientais interagem de maneira complexa diante de eventos que superpõem, sendo o estado estacionário inicial, ele próprio, um elemento condicionador do novo estado, reflexos de distintas fases ficam registrados na rede de drenagem.

A análise morfométrica, através da quantificação dos atributos físicos dos canais de drenagens, permite agrupa-los em conjuntos homogêneos, os quais respondem a um determinado equilíbrio. Consiste, portanto, numa ferramenta eficaz em estudos de evolução da paisagem, e tem sido utilizada com este propósito por diversos autores: Etchebehere (2000), Bistrichi, (2001), Caretta (2006), Hodgkinson *et al.* (2006), Goldrik e Bishop (2007), Guedes (2008), Boulton e Whitakker (2009), Font (2010), Doranti Tiritan (2010), Souza (2010), Rosante (2010), Roberts *et al.*(2012).

A respeito das aplicações possíveis, Goldrik e Bishop (2007) destacam o uso destes métodos para finalidades tais como: detecção de neotectônica; interpretação de evolução da paisagem em margens ativas, margens passiva e outras zonas intra-placas; reconstrução de mudanças de nível de base por variação do nível do mar, evolução de leitos rochosos (*bedrock channels*) e influência litológica na evolução da paisagem. A análise empregada neste trabalho, para além da detecção neotectônica (como tem sido usualmente utilizado no Brasil), busca esclarecer em que medida a configuração da rede de drenagem é condicionada por eventos recentes e antigos. As metodologias utilizadas foram o índice de Relação Declividade VS. Extensão do curso de água (RDE) e Perfil Longitudinal:

3.1.1 - Relação Declividade vs. Extensão de curso d'água (RDE)

Formulado por Hack (1973) com a denominação de *stream-gradient index*, ou índice SL (relação *slope vs. length*), o RDE refere-se a declividade de um determinado trecho de um canal de drenagem normalizado pela distancia do referido trecho à cabeceira. Esta diretamente relacionado com os níveis de energia da corrente (*stream power*), a qual reflete na capacidade da mesma de erodir o substrato rochoso e de transportar a carga sedimentar. Esta capacidade é proporcional à declividade de um segmento da drenagem e à descarga do mesmo, esta última considerada proporcional ao comprimento da drenagem (Keller e Pinter, 1996).

Etchebere *et al.*(2004) destaca que RDE diferencia-se do gradiente de drenagem, a qual consiste na razão entre a declividade de um segmento da drenagem pelo seu comprimento, por, como citado acima, ser normalizado pela distancia do trecho as cabeceiras. Como se sabe, um perfil de drenagem diminui gradativamente sua declividade conforme se aproximada foz, a normalização proposta pelo RDE anula este efeito, proporcionando a oportunidade de comparar o comportamento de segmentos de drenagens de diferentes ordens e tamanhos.

Deste modo, o índice RDE fornece subsídio para o conhecimento do comportamento de canais de drenagens sob distintos substratos rochosos, condições tectônicas e condições climáticas, sendo uma ferramenta simples de grande utilidade

para a interpretação da história geomorfológica de uma determinada bacia hidrográfica.

Seu cálculo se realiza pela seguinte equação, e seus parâmetros poder ser visualizadas na figura 17:

$$RDE = (Dh/DI). L$$

Dh - diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento ao longo do curso d'água;

DI - projeção horizontal da extensão do referido segmento;

L - comprimento total do curso d'água a montante do ponto para o qual o índice RDE está sendo calculado.

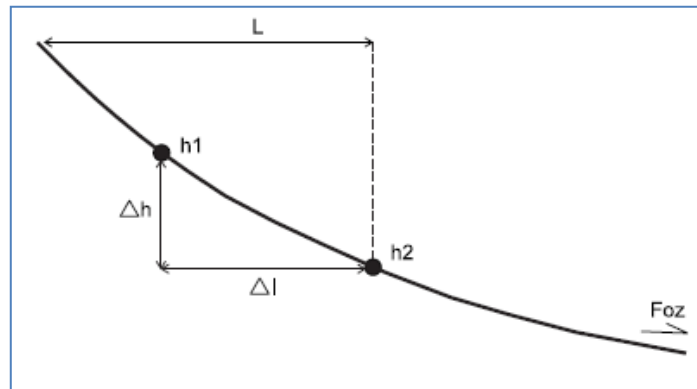


Figura 17. Parâmetros utilizados no índice RDE(Compilado de Etchebehere, 2004)

3.1.2 - Perfil Longitudinal dos Vales

Consiste na representação do perfil longitudinal do rio, em gráficos de coordenadas cartesianas, onde a altitude topográfica é plotada no eixo das ordenadas e a distância, no eixo das abscissas. Um perfil classicamente considerado em equilíbrio deveria apresentar concavidade pra cima, maior declividade nas cabeceiras e aproximar-se de uma linha reta na foz (figura 18). O conceito de rio equilibrado, conforme definições de Mackin (1948), Leopold e Bull (1979), refere-se a um canal onde, ao longo do tempo, declividade, velocidade, profundidade, largura, rugosidade, padrão e morfologia ajustam-se mutuamente a fim de que o rio possua eficiência

suficiente para que o rio transporte a carga sedimentar sem que haja dregadação ou agradação no canal.

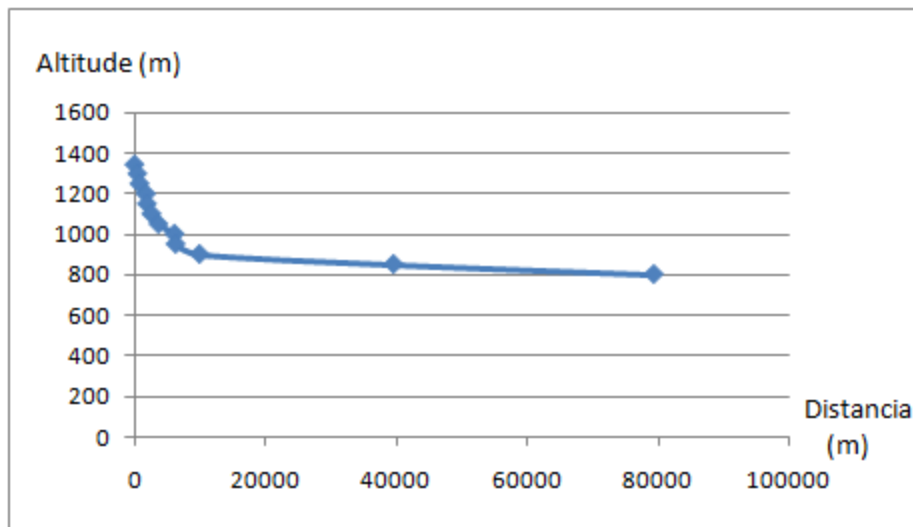


Figura 18.Exemplo de Perfil longitudinal em equilíbrio.

Como os canais tendem a se ajustar e entrar em equilíbrio em um curto período de tempo, rupturas de declive tem sido interpretadas como indícios de atividades tectônicas recentes (Etchebehere, 2004).

Em relação a este tempo de ajuste, Whittaker *et al.* (2008) demonstra que rios que atravessam falhas em atividade a pelo menos 1 Ma de anos, apresentam perfil convexo, em oposição a rios que atravessam falhas inativas a mais de 3 milhões de anos que apresentam perfil côncavo (equilibrado), estipulando assim, taxas de soerguimento através da convexidade do canal e tempo levado para atingir o equilíbrio. Entretanto, estas taxas foram obtidas em terrenos sedimentares na cordilheira dos Apeninos na Itália, sujeitos a movimentos extensionais modernos. É preciso cuidado para generalização das taxas, afinal, contextos regionais diferentes, envolvendo uma grande variedade lito-estrutural e processos erosivos dominantes distintos podem levar a rede de drenagem a possuir tempo e forma de resposta totalmente diferente em relação a alguma variação nas condições ambientais.

3.2 – Modelagem Evolutiva por Estatística Multivariada

Supondo-se aqui que eventos da crosta ocorridos no passado reflitam nos traços gerais do atual modelado do relevo (Capítulo 1.1), este trabalho procurou filtrar e classificar na drenagem elementos indicativos dos principais eventos. Índices morfométricos foram aplicados na rede de drenagem, de acordo com a ordem hierárquica dos canais e a bacias que estes pertencem. A interpolação espacial dos resultados permitiu inferir determinada seqüência evolutiva conforme será descrito no capítulo seguinte.

Entende-se, no entanto, que a aplicação dos índices morfométricos, de acordo com agrupamentos de ordem hierárquica da drenagem não podem descrever completamente relações mais complexas das formas de relevo (Ehsani *et al.*, 2008; Crevenna *et al.*, 2005). Como exemplo, num mesmo conjunto situam-se valores altos e baixos de RDE, ou seja, canais em equilíbrio misturados com aqueles afetados por algum evento sobreposto ao modelado antecedente.

Para uma classificação mais complexa das formas de relevo, Ehsani *et al.* (2008) cita trabalhos que além da combinação de parâmetros morfométricos (Dikau, 1989; Iwahashi e Pike, 2007), utilizaram-se da lógica fuzzy e classificação não-supervisionada (Irvin *et al.*, 1997; Burrough *et al.*, 2000; Adediran *et al.*, 2004), classificação supervisionada (Brown *et al.*, 1998; Hengl e Rossiter, 2003; Prima *et al.*, 2006), algoritmos probabilísticos (Stepinski e Collier, 2004; Stepinski e Vilalta, 2005), análise estatística multivariada (Evans, 1972; Dikau, 1989; Dehn *et al.*, 2001) entre outros.

Nesta pesquisa, a fim de buscar um maior refinamento dos dados alcançados, as principais variáveis - índice RDE, ordem hierárquica de canal e direção - foram analisadas e agrupadas de acordo com métodos de estatística multivariada. Como hipótese, os agrupamentos definidos seriam indicativos de distintos eventos modeladores do relevo (soerguimento, tectônica, intrusão, fases de erosão, etc.). Segue descrição dos métodos estatísticos a serem utilizados:

3.2.1. Análise Estatística Multivariada

Fenômenos geológicos e geomorfológicos possuem natureza complexa, sendo influenciados por diversos condicionantes. Assim sendo, Landim (2011) considera que para seu entendimento, um tratamento quantitativo multidimensional seria de grande utilidade. Deste modo, a análise estatística multivariada apresenta-se como ferramenta adequada, pois permite uma análise simultânea de múltiplas variáveis mensuradas em uma mesma amostra.

Entre os métodos mais utilizados nas Geociências, estão a análise de agrupamentos, a análise de componentes principais e a análise discriminante. Foram estes os métodos utilizados neste trabalho, segue abaixo a descrição deles, baseado principalmente em revisão efetuada por Landim (2011):

3.2.1.1 - Análise de agrupamentos

São técnicas numéricas usadas para classificar uma matriz de dados em conjuntos discretos, explorando as similaridades entre indivíduos (modo Q) e variáveis (modo R).

Existem diversos tipos de técnicas, entretanto, em geociências, os tipos mais utilizados são os métodos por agrupamentos hierárquicos. A partir de uma matriz de dados $[m \times n]$, onde “m” linhas refere-se a amostras, e “n” colunas a variáveis, são realizadas comparações entre as amostras ou entre as variáveis, através de algum coeficiente de similaridade. É gerada, então, uma matriz de similaridades, pela qual, os dados são posteriormente rearranjados de acordo com graus de similaridades. Tendo isto, as amostras, ou variáveis, vão sendo unificados em classes sucessivamente maiores.

Para determinar as ligações entre as amostras, e posteriormente, entre as classes, três filosofias de análise de distância costumam ser usados: ligação simples, onde se considera a distância entre os vizinhos mais próximos como a distância entre agrupamentos; ligação completa, que considera a distância de vizinhos mais distantes;

e a ligação média, onde a distância é dada pela média entre todos os pares de pontos. A forma gráfica mais usualmente utilizada para representação dos níveis de agrupamentos obtidos é o dendrograma.

Quanto aos coeficientes de similaridade, os mais utilizados, de acordo com Landim (2011), são o coeficiente de correlação de Pearson e a medida de distância euclidiana. O primeiro mede o grau de relação linear entre duas variáveis quantitativas, variando de -1 a 1, onde 0 significa que não ha relação linear, 1 significa uma relação linear perfeita e -1 igualmente, porém inversa. Seu calculo é o seguinte:

$$r = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{(\sum (x_i - \bar{x})^2)(\sum (y_i - \bar{y})^2)}}$$

Onde x_i e Y_i são as variáveis com distribuição normal, e \bar{x} e \bar{y} são os valores médios para x_i e Y_i .

A medida de distância euclidiana determina o grau de similaridade como à distância em um espaço multidimensional, quanto mais próximo, maior similaridade. A distância D entre dois pontos, localizados em um sistema de coordenadas cartesianas, é obtido segundo teorema de Pitágoras. Para a distância entre k pontos, num sistema n-dimensional, têm-se a seguinte fórmula generalizada:

$$D_{ij} = \sqrt{\sum_{k=1}^n (x_{ik} - x_{jk})^2 / n}$$

Onde X_j e X_k são as coordenadas do ponto.

3.2.1.2 - Análise de Componentes Principais

A análise dos componentes principais tem como principio a transformação de “n” variáveis, passíveis de correlação entre si, em “n” novas variáveis, não

correlacionáveis. As chamadas componentes principais são estas novas variáveis, sendo que, a primeira nova variável registrada é responsável pela maior parte da variação existente no conjunto de dados. A segunda pela maior parte da variação restante e assim por diante, de modo que, ao fim de todas as novas variáveis, toda a variação existente terá sido explicada (Landim, 2011; Varella, 2008).

Assim, a compreensão de interdependência complexa entre múltiplas variáveis em um indivíduo é facilitada pela substituição destas por variáveis não correlacionadas com grau de variância ordenada, de modo a ser possível classificar e agrupar os indivíduos segundo as variáveis com variância mais significativas e identificar nestas, as variáveis originais com maior importância.

Esta técnica é realizada através do cálculo de autovalores e autovetores relacionados a uma matriz de variância – covariância ou a uma matriz de coeficientes de correlação entre variáveis. Este segundo elimina o efeito da escala, para matrizes de variância-covariância, é necessário que variáveis mensuradas a partir de medidas com ordem de grandeza distintas sejam padronizadas.

Deste modo, de posse da matriz de coeficiente de correlação das variáveis (R), resolve-se a equação característica desta:

$$\det[R - \lambda I] = 0 \quad \text{ou} \quad |R - \lambda I| = 0$$

Caso a matriz R não apresente coluna alguma (variáveis) que possua combinação linear a outra, a equação apresentará tantas raízes (λ), chamadas de autovalores, quanto variáveis originais.

Sejam $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \dots, \lambda_p$ as raízes da equação característica da matriz R, então:

$$\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3 \dots, \lambda_p.$$

Sendo o autovetor obtido por: $Rx = \lambda x$, tem-se que para cada autovalor λ_i existe um autovetor \tilde{a}_i :

$$\tilde{\mathbf{a}}_i = \begin{bmatrix} a_{i1} \\ a_{i2} \\ \vdots \\ a_{ip} \end{bmatrix}$$

De modo que, o i -ésimo componente principal é dado por:

$$Y_i = a_{i1}X_1 + a_{i2}X_2 + \dots + a_{ip}X_p$$

Onde X refere-se a variável original correspondente.

Devem ser respeitadas algumas condições, tais como que $a_{i1} + a_{i2} + \dots + a_{ip} = 1$, já que os autovetores $\tilde{\mathbf{a}}_i$ são normalizados (a soma dos quadrados dos coeficientes é igual a 1); e também que Y_i e Y_{i+1} possuam correlação "0"; por fim, a soma dos autovalores é igual a variância das variáveis originais, ou seja ao traço (soma dos elementos da diagonal principal da matriz de correlação $[R]$).

A contribuição C_i de cada componente principal (Y_i) é expressa em porcentagem e calculada dividindo a variância de Y_i pela variância total:

$$C_i = \frac{\hat{\text{Var}}(Y_i)}{\sum_{i=1}^p \hat{\text{Var}}(Y_i)} \cdot 100 = \frac{\lambda_i}{\sum_{i=1}^p \lambda_i} \cdot 100 = \frac{\lambda_i}{\text{traço}(S)} \cdot 100$$

Os *scores* são os valores das componentes principais para cada indivíduo. Por estes valores, a partir da definição das componentes com maior variação, é possível a representação no espaço multidimensional dos indivíduos em um gráfico biplot de relação entre as duas componentes com maior variação.

3.2.1.3 - Análise discriminante

A partir de um grupo de n indivíduos, os quais podem ser divididos em distintos subgrupos, utiliza-se de técnicas de análise discriminante para determinar nas p variáveis funções que melhor permitam discriminar entre os subgrupos (Landim 2011).

Para tanto, uma das técnicas, a chamada análise discriminante linear, substitui um conjunto original das diversas variáveis mensuradas por uma combinação linear entre elas, definida em um único valor D_i .

$$D_i = \lambda_1 X_1 + \lambda_2 X_2 + \dots + \lambda_p X_p$$

O valor D_i é comparado a um valor D_0 , este se situa na linha fornecida pela função discriminante, exatamente a meio caminho entre o centro de dois subgrupos, visando discernir entre qual dos dois, determinado indivíduo pertence. Deste modo, este método diferencia-se dos apresentados acima, pelo fato de que os subgrupos definidos são conhecidos *a priori*, neste sentido, o uso da análise discriminante neste trabalho é realizado para avaliar e corrigir as classificações efetuadas pelas análises anteriores.

A regressão linear tem sido utilizada para cálculo de funções discriminantes, sendo a diferença entre as médias multivariadas de dois grupos a variável dependente, e as variâncias e covariâncias das variáveis analisadas a variável independente, assim, se tem que:

$$[V_p^2] [\lambda_p] = [R_p]$$

Onde:

V_p^2 : matriz, $p \times p$, das variâncias e covariâncias combinadas das p variáveis;

λ_p : vetor coluna, $p \times 1$, representando os coeficientes desconhecidos;

R_p : vetor coluna, $p \times 1$, das “ p ” diferenças entre as médias das variáveis de dois grupos;

A matriz V_p^2 , obtida através da combinação das matrizes de variâncias e covariâncias de dois grupos (a e b), é dada por:

$$[V_p^2] = \frac{[V_a] + [V_b]}{n_a n_b - 2}$$

As diferenças em R_p são encontradas segundo:

$$[Rp] \begin{bmatrix} R_1 \\ R_2 \\ \vdots \\ R_p \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \bar{X}_{a1} \\ \bar{X}_{a2} \\ \vdots \\ \bar{X}_{ap} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \bar{X}_{b1} \\ \bar{X}_{b2} \\ \vdots \\ \bar{X}_{bp} \end{bmatrix}$$

Os coeficientes λ_p consistem na equação discriminante, eles podem ser obtidos, após a definição de V_p^2 e R_p , trabalhando-se a equação inicial:

$$[\lambda p] = [V_p^2]^{-1} [Rp]$$

O valor central dos dois grupos (a e b), é determinado por:

$$D_{a(b)} = \lambda_1 \bar{X}_{a(b)1} + \lambda_2 \bar{X}_{a(b)2} + \dots + \lambda_p \bar{X}_{a(b)p}$$

O D_0 , que conforme descrito acima, consiste em um ponto na linha discriminante situado na metade do caminho entre o centro do grupo a e b, é definido por:

$$D_0 = \lambda_1 \left(\frac{\bar{X}_{a1} + \bar{X}_{b1}}{2} \right) + \lambda_2 \left(\frac{\bar{X}_{a2} + \bar{X}_{b2}}{2} \right) + \dots + \lambda_p \left(\frac{\bar{X}_{ap} + \bar{X}_{bp}}{2} \right)$$

Pode-se ainda verificar se os dois grupos analisados consistem realmente em dois grupos distintos, ou se fazem parte de uma mesma população. Para tanto, é utilizado a “distância generalizada de Mehalanobis” – D_2 , a qual mede a distância entre as médias multivariadas dos grupos analisados ($D_a - D_b$).

Se $D_2 = 0$, então se tem a hipótese nula (H_0), determinando que os dois grupos pertençam à mesma população, pelo contrário, a hipótese H_1 , na qual $D_2 > 0$, indica que temos grupos distintos.

A distância generalizada de Mehalanobis também pode ser aplicada simultaneamente a mais de dois grupos, analisando ao mesmo tempo as diferenças entre cada par de grupo, por meio das diversas variáveis (Reis, 1997).

Ainda, a contribuição de cada variável para o distanciamento entre dois grupos, em porcentagem, pode ser obtido por:

$$C_p = \frac{\lambda p R p}{D^2} * 100$$

3.3 - Termocronologia por Traços de Fissão em Apatitas

Desenvolvido por Price & Walker (1963), Green (1986), sendo trabalhado e adaptado no Brasil por Hadler *et al.*, (2001); Tello (1994) e Lunes (1999), o método consiste na análise, ao microscópio óptico de traços gerados pela fissão espontânea do U^{238} , os quais são registrados ao longo do tempo geológico no mineral.

O método parte do princípio de que, alguns minerais, entre os quais a apatita, contêm como impureza alguns ppm de U^{238} , este elemento possui certa facilidade para decair por fissão espontânea, gerando duas partículas de massas diferentes e cargas iguais, estas, ionizadas, se repelem em trajetórias opostas, formando zonas de desarranjo da estrutura cristalina do detector (minerais diversos, ou vidros), chamados de traço latente. (figura 19)

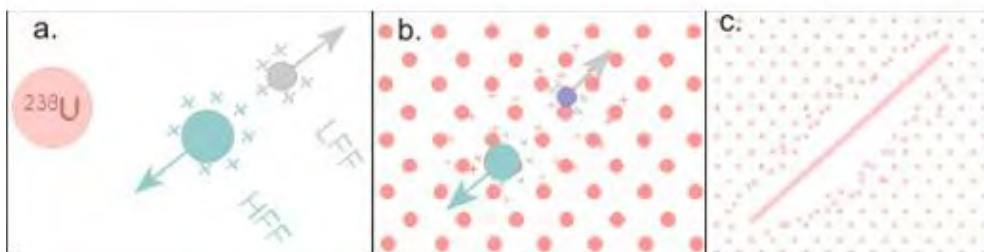


Figura 19. Processo de formação do traço de fissão.a.) o núcleo de U^{238} sofre fissão, a constante λ , em dois fragmentos de igual carga e massas diferentes (HFF e LFF); b.) os dois núcleos, ionizados, se repelem em direções opostas; c.) o trajeto percorrido pelas partículas é ionizado, desarranjando a estrutura do detector. (www.geotrack.com.au Modificado por Cuglieri 2010)

O traço latente possui graus de estabilidade de acordo com a temperatura ao qual o mineral é exposto, esta estabilidade varia também conforme o detector em questão. No caso do mineral de apatita, os traços são formados a temperaturas entre 60°C e 120°C, nesta faixa, conhecida como Zona de Annealing Parcial, os traços são formados e apagados lentamente. Acima de 120°C, os traços são totalmente apagados, devido a reorganização estrutural do mineral, essa faixa é chamada de Zona

de Annealing Total. Por outro lado, abaixo da Zona de Annealing Parcial, ou seja, abaixo de 60°, os traços são preservados, é a Zona de Estabilidade Total.

Segundo este princípio, as datações obtidas pela análise de traços de fissão indicam a última vez que o mineral passou pela Zona de Annealing Parcial, no caso da apatita, uma isoterma que equivale aproximadamente 3Km de profundidade de crosta (Hamza *et al.*, 1989), considerando o gradiente geotérmico regular de 30°C/Km. A análise desta constatação pode indicar diversos significados geológicos, como eventos tectônicos, taxas de soerguimentos, inferências na denudação e exumação local, análise de proveniência de transporte de sedimentos, evolução geomorfológica etc.

3.3.1 - Equação da Idade

Os traços de fissão são produtos do decaimento do ^{238}U , sendo o cálculo da idade realizado segundo os mesmos parâmetros de qualquer outro método geocronológico que leva em consideração uma taxa de decaimento constante ao longo do tempo. O detalhe, é que a fissão não é a única maneira de decaimento do ^{238}U , ele também decai por emissão de partícula α para o ^{234}Th , sendo este o início de uma seqüência de decaimentos que culmina no átomo estável ^{206}Pb . Deste modo, a constante de decaimento total do ^{238}U é dada pela soma das constantes de decaimento por fissão e por emissão α . Ambas, portanto, devem ser levadas em consideração na equação da idade.

Temos que o número de traços espontâneos (ou fósseis), por unidade de área, ρ_s , na superfície do mineral é função da idade do mineral, t , conforme a seguinte equação (equações retiradas de Jelinek *et al.*, (2010):

$$\rho_s = \varepsilon^{238} N_U C^{238} \frac{\lambda_f}{\lambda_a} (e^{\lambda_a t} - 1)$$

Onde:

N_U : número de átomos de urânio por unidade de volume presente no mineral;

C^{238} : concentração isotópica do ^{238}U no urânio natural= 99,275%;

λ_α : constante de decaimento alfa do ^{238}U ;

λ_f : é a constante de decaimento do ^{238}U por fissão espontânea;

ϵ^{238} : fator de eficiencia de detecção, que representa a razão entre o número de traços de fissão do ^{238}U observados, por unidade de superfície; e o número de fissões espontaneas ocorridas no mineral, por unidade de volume.

Os fatores ϵ^{238} e o N_U são de difícil determinação, para tanto, é preciso irradiar a amostra com nêutrons térmicos em um reator nuclear, provocando fissões induzidas no U_{235} . A densidade de traços induzidos pode ser descrito da seguinte forma:

$$\rho_I = \epsilon^{235} N_U C_{235} \sigma_0 \Phi_0 g$$

Onde:

C_{235} : concentração isotópica do ^{235}U no urânio natural,

σ_0 : seção de choque para fissão do ^{235}U induzida por nêutrons térmicos,

Φ_0 : fluência de nêutrons térmicos,

ϵ^{235} : eficiência de detecção para fissões induzidas do ^{235}U .

g : fator de eficiência relacionado ao detector externo.

Assumindo que $\epsilon^{238} = \epsilon^{235}$, e tendo que os átomos de ^{238}U e ^{235}U são encontrados numa razão isotópica constante na natureza, de modo que $C_{238}/C_{235} = N$, das duas equações anteriores obtém-se a idade do mineral:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{g \rho_S}{\rho_I} \frac{\lambda}{\lambda_f} \frac{R}{\eta} \right]$$

Onde $R = \sigma_0 \Phi_0$, e esta relacionado aos parâmetros do reator.

3.3.2 – Calibração

Apresentam-se os dois métodos mais freqüentemente utilizados para calibração do cálculo das idades, equações baseadas em Godoy (2010) e lunes *et al.* (2002 *apud.* Godoy, 2010).

Datação absoluta:

Baseia-se na determinação da fração de átomos de ^{235}U que efetivamente foram fissionados ao serem irradiados a partir de um determinado valor de fluência total de nêutrons térmicos que a amostra foi submetida no reator.

Para tanto, irradia-se conjuntamente vidros dopados de ^{235}U com uma concentração conhecida, acoplados à um detector de mica. A densidade de traços induzidos pode ser descrita da seguinte forma:

$$\rho_U^V = N_U^V \varepsilon^V R_U$$

Onde:

ρ_U^V : representa a densidade de traços formados no detector de mica;

N_U^V : número de átomos de urânio por unidade de volume do vidro;

ε^V : razão entre a densidade de traços por área, observado na superfície da mica;

R_U : fração de eventos de fissão por núcleo alvo de urânio, ou a probabilidade de um átomo alvo de urânio tem de fissionar-se.

O R_U , utilizado na equação da idade, pode ser isolado da seguinte maneira:

$$R_U = \frac{\rho_U^V}{N_U^V \varepsilon^V}$$

Calibração ζ (zeta)

Baseia-se no cálculo de um fator de correção através de uma amostra padrão que tenha sofrido cristalização e resfriamento rápido o suficiente para não haver incertezas na densidade de traços, causado pelo tempo que o mineral permanece na zona de *annealing* parcial. Deste modo, para todos os métodos geocronológicos isotópicos (incluindo os métodos de traços de fissão com temperaturas de fechamento diferente, a idade registrada deverá ser a mesma.

Como procedimento, irradia-se uma amostra padrão junto com um vidro dopado com ^{235}U e detector externo acoplado, aplica-se então, a seguinte equação:

$$\zeta = \frac{[\exp(\lambda t_{std}) - 1]}{\lambda (\rho_s / \rho_i)_{std} \rho_d}$$

Onde:

t_{std} : idade padrão da apatita utilizada;

$(\rho_s / \rho_i)_{std}$: razão entre a densidade fóssil e induzida da apatita;

ρ_d : densidade de traços induzidos contados no detector externo do vidro.

A equação da idade do mineral, acrescida deste fator, é a seguinte:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln[1 + \lambda \zeta (\rho_s / \rho_i) \rho_d]$$

Como se verifica, elementos como constante de decaimento de fissão λ_f e da fluência de nêutrons Φ , tidos como problemáticos se não utilizados com cuidado, são eliminados da equação (equações baseadas em Godoy, 2010).

RESULTADOS

4.1 - Análise de Traço de fissão em apatitas (ATFA)

Seguido os procedimentos descritos no Anexo 1, calculou-se as idades referentes a seis amostras obtidas em campo: DHS 2, DHS 3, DHS 6, DHS7, DHS 8 e DHS 8b; não foi possível o cálculo das amostras DHS 1, DHS 4, e DHS 5 por não conterem grãos de apatitas. Soma-se a este conjunto o concentrado de duas amostras obtidas em campos anteriores: TF 1173 e TF 1177.

Estas oito amostras foram irradiadas no reator nuclear de pesquisa da Universidade de Munique, e calibradas segundo o fator Zeta a partir de uma amostra padrão (Durango), utilizando dosímetro CN5, irradiada no mesmo lote. O valor obtido foi de 305.68 ± 14.05 .

A tabela 2 apresenta os parâmetros físicos do cálculo do fato Zeta e a tabela 3, as idades obtidas segundo esta calibração.

Padrão	Ns	Ni	RhoD	Nd	Densidade	Zeta	1 sigma
Durango	663	4542	14.203	7619	0.145	305.68	± 14.05

Tabela 2. Parâmetros físicos do cálculo do fator Zeta para apatita utilizando-se dosímetro CN5: somatória de traços fosseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços no dosímetro CN5 (RhoD) ($\cdot 10^5$ traços/ cm²), somatória de traços contados no dosímetro CN5 (Nd) ($\cdot 10^5$ traços/ cm²) e densidade média na amostra padrão utilizada (Ns/Ni).

Foram calculadas também outras três amostras: TF 1191, TF 1192 e TF 1193, estas previamente irradiadas no reator nuclear de pesquisa do IPEN/ CNEN. A indisponibilidade de uma amostra padrão para o vidro CN5, irradiada no mesmo lote e reator, dificultou o cálculo segundo a calibração Zeta, sendo realizado então pela calibração absoluta. Os resultados encontram-se na tabela 4.

No entanto, a fim de comparação e validação, calcularam-se também as idades destas amostras segundo fator Zeta obtido por Godoy (2010) com valor de 337 ± 25.92 , a partir de padrão de apatita durango e dosímetro CN5, irradiado neste mesmo reator (IPEN/CNEN). A tabela 5 apresenta os resultados alcançados.

Como pode ser visualizado na figura 20, as idades obtidas pela calibração Zeta são mais antigas que as referentes à calibração absoluta, havendo, no entanto, intersecção entre as faixas de erro. Considera-se então, que as idades obtidas por ambas às calibrações situam-se dentro de um mesmo intervalo de tempo, validando assim, a utilização em conjunto da calibração absoluta e Zeta na interpretação dos resultados obtidos. Destaca-se que a não utilização das idades calibradas pelo fator fornecido a Godoy (2010) tem como motivo a eliminação do efeito de subjetividade do observador na contagem dos traços, de modo que, todos os cálculos foram efetuados a partir de dados obtidos pela análise em microscópio de um único observador.

Os resultados foram inseridos no contexto de outras 39 amostras retiradas da literatura – Godoy (2003), Franco *et al.* (2005), Doranti (2006), Silva (2010), Doranti (inédito) e Pocay (inédito), completando a área de estudo. A tabela com estas amostras encontra-se na tabela 6. Em seguida, apresenta-se mapas com a localização das amostras (figura 21) e mapa de distribuição espacial das idades, confeccionado a partir do método de interpolação de mínima curvatura (figura 22).

Amostra	Rocha	N	[Ns]	[Ni]	RhoS	Rhol	Chi-sq. P (%)	Idade central
DHS 2	Granito	53	[2243]	[2808]	36.392	45.559	0.17	167.7 ± 10.1
DHS 3	Granito	47	[1275]	[2168]	33.656	57.229	43.3	125.3 ± 7.5
DHS 6	Gnaise	41	[663]	[1247]	15.057	28.32	91.65	113.4 ± 7.7
DHS 7	Gnaise	63	[1366]	[1201]	17.502	15.388	89.26	240.2 ± 15
DHS 8	Gnaise	49	[1129]	[1166]	44.547	46.007	76.68	204.6 ± 13.1
DHS 8b	Gnaise/Xisto	65	[1712]	[1708]	45.493	45.387	94.38	211 ± 12.5
TF 1173		87	[1006]	[965]	15.291	14.667	99.99	220 ± 14.5
TF 1177		57	[1054]	[1389]	28.592	37.679	2.19	161.7 ± 11.3

Tabela 3. Parâmetros físicos e idade das amostras (calibração Zeta): total de grãos (N), somatória de traços fosseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fosseis (RhoS) ($\cdot 10^{\wedge}5$ traços/ cm2), densidade de traços induzidos (Rhol) ($\cdot 10^{\wedge}5$ traços/ cm2) e Probabilidade de qui quadrado P(Chi-sq. P).

Amostra	N	[Ns]	[Ni]	RhoS	Rhol	Chi-sq. P (%)	Idade Central	Fluência
TF 1191	73	[1094]	[1133]	12.683	13.135	99.76	63.6 ± 2.7	2.66 ± 0.105
TF 1192	49	[1060]	[504]	3.183.183	1.513.514	0.03	130.8 ± 9.9	2.66 ± 0.105
TF 1193	34	[559]	[266]	27.079	12.886	67.97	137.1 ± 10.4	2.66 ± 0.105

Tabela 4. Parâmetros físicos e idade das amostras (calibração absoluta): total de grãos (N), somatória de traços fosseis contados (Ns) somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fosseis (RhoS) ($\cdot 10^{\wedge}5$ traços/ cm2), densidade de traços induzidos (Rhol) Probabilidade de qui quadrado P(Chi-sq. P) efluência de nêutrons térmicos.

Amostra	N	[Ns]	[Ni]	RhoS	RhoI	RhoD	[Nd]	Chi-sq. P. (%)	Idade central
TF 1191	73	1.826.377	[1094]	1.891.486	[1133]	4.34	[8875]	99.76	70.2 ± 6.2
TF 1192	49	3.183.183	[1060]	1.513.514	[504]	4.46	[4798]	0.03	148.4 ± 16.2
TF 1193	34	2.661.905	[559]	1.266.667	[266]	4.39	[4798]	67.97	153.1 ± 16.7

Tabela 5. Parâmetros físicos e idade das amostras (calibração Zeta): total de grãos (N), somatória de traços fósseis contados (Ns), somatória de traços induzidos (Ni), somatória de traços induzidos contados (Ni), densidade de traços fósseis (RhoS) ($\cdot 10^5$ traços/cm²), densidade de traços induzidos (RhoI) ($\cdot 10^5$ traços/cm²) e Probabilidade de qui quadrado P(Chi-sq. P). Fator Zeta retirado de Godoy (2010), com valor de: 337 ± 25.92 .

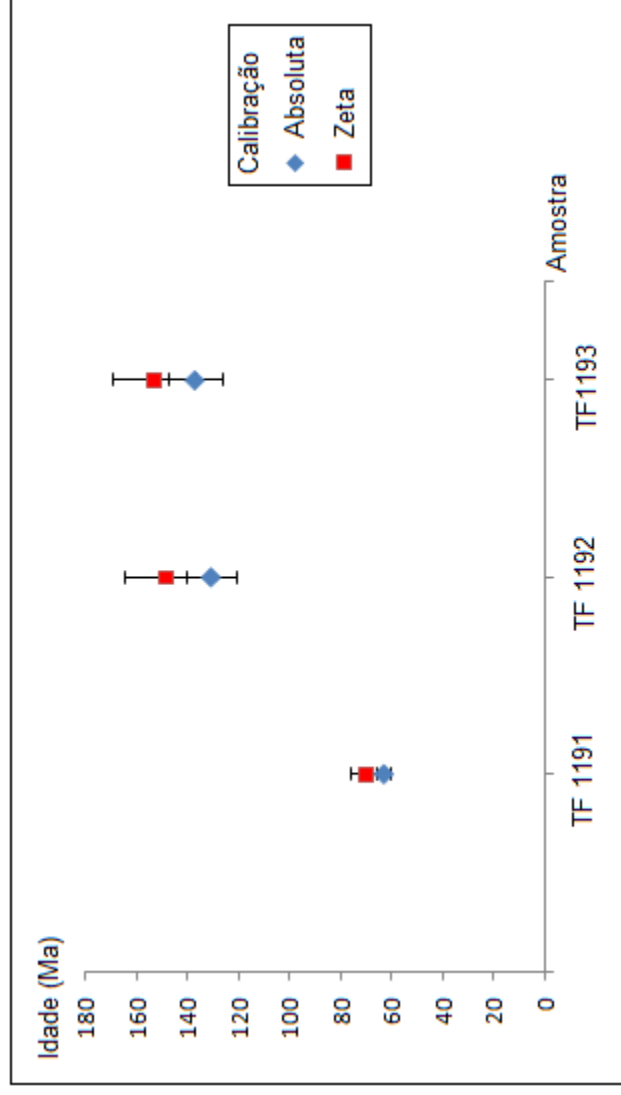


Figura 20. Gráfico: Relação entre calibração absoluta (figura 28) e calibração zeta (figura 29).

Amostra	Altitude (m)	Idade Central (Ma)	Autor
TF-311	1537	60 ± 6	Godoy (2003)
TF- 315	1031	51 ± 6	Godoy (2003)
TF-558	1260	105 ± 13	Godoy (2003)
TF- 502	1180	51 ± 5	Franco et al (2005)
TF- 503	1051	59 ± 4	Godoy (2003)
TF- 505	1036	42 ± 4	Franco et al (2005)
TF- 506	1470	55 ± 5	Franco et al (2005)
TF-507	1290	56 ± 5	Franco et al (2005)
TF-508	1244	46 ± 4	Franco et al (2005)
TF-712	972	112 ± 12	Doranti (2006)
TF-713	914	106 ± 10	Doranti (2006)
TF-1207	1134	43 ± 3	Silva (2010)
TF-1208	1290	60 ± 4	Silva (2010)
TF-1209	1252	71 ± 4	Silva (2010)
TF-1211	1209	61 ± 4	Silva (2010)
TF-1212	1354	63 ± 4	Silva (2010)
TF-134	770	Carbonífero Inferior	Doranti (inédito)
TF-135	750	Permiano Superior	Doranti (inédito)
TF-313	1442	Paleógeno - Paleoceno	Doranti (inédito)
TF-556	741	Permiano Superior	Doranti (inédito)
TF-557	1100	Jurássico Superior	Doranti (inédito)
TF-559	1015	Jurássico Médio	Doranti (inédito)
TF-667	791	Carbonífero Inferior	Doranti (inédito)
TF-668	777	Carbonífero Superior	Doranti (inédito)
TF-700	842	Carbonífero Inferior	Doranti (inédito)
TF-702	958	Triássico Inferior	Doranti (inédito)
TF-703	1220	Jurássico Inferior	Doranti (inédito)
TF-714	1023	Carbonífero Inferior	Doranti (inédito)
TF-1074	1023	Paleogeno - Eoceno	Doranti (inédito)
TF-1076	930	Paleogeno - Eoceno	Doranti (inédito)
TF-1077	1220	Paleógeno - Paleoceno	Doranti (inédito)
TF-1079	1180	Cretáceo Superior	Doranti (inédito)
TF-1080	950	Jurássico - Superior	Doranti (inédito)
TF-1180	1341	Paleógeno - Eoceno	Doranti (inédito)
TF-1182	1449	Paleógeno - Eoceno	Pocay (inédito)
TF-1183	1465	Paleógeno - Eoceno	Pocay (inédito)
TF-1186	1418	Paleógeno - Eoceno	Pocay (inédito)
TF-1187	1337	Paleógeno - Eoceno	Pocay (inédito)
TF-1188	1322	Cretáceo Superior	Pocay (inédito)

Tabela 6. Amostras de TFA retiradas da literatura

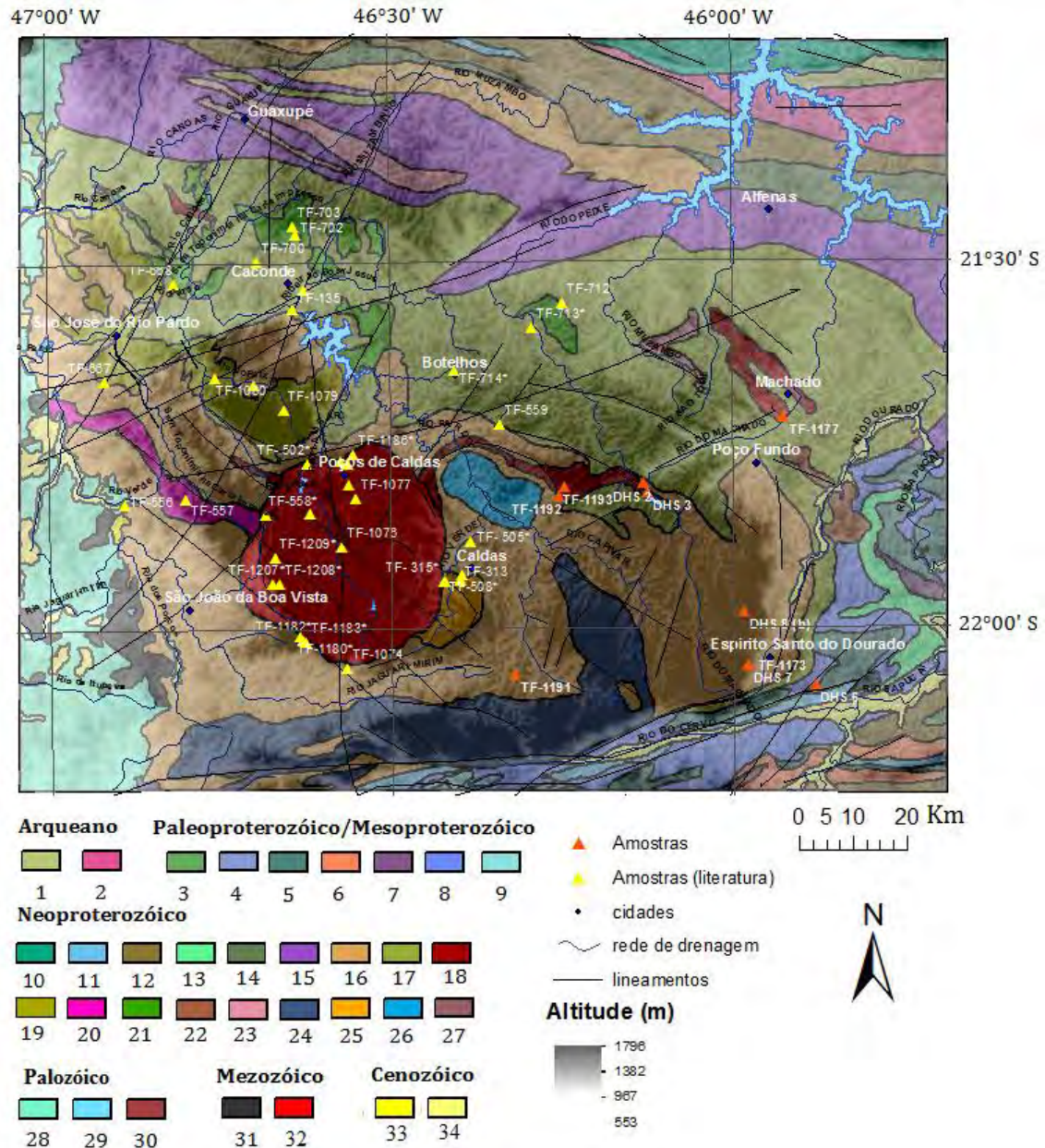


Figura 21. Localização das amostras. Geologia: Arqueano. 1 – Complexo Campos Gerais 2; 2 – Complexo Lavras; Paleoproterozóico/ Mesoproterozóico. 3 – Gnaisses Heliadora; 4 - Serra de Jatipacá; 5 – Suíte Serra do Gonçalves; 6 – Corpo Ortognaisse Pouso Alegre; 7: Corpo Ortognaisse Serra do Quiabeiro; 8 – Complexo São Gonçalo do Sapucaí; 9 – Granito-Gnaiss Taguar; Neoproterozóico. 10 – Grupo Carrancas: unidade de metapelitos grafitosos; Grupo Andrelândia (11-14). 11 - Unidade quartzítica; 12 – Unidade de xistos e paragneisses; 13 - Unidade de metagrauvacas; 14 - Unidade de cianita-granada granulitos; Complexo Varginha-Guaxupé (17-26). 15 - Unidade granulítica basal; 16 - Unidade ortognáissica migmatítica intermediária; 17 - Unidade paragnáissica migmatítica superior; 18 – Suíte Mangerítica (sin-orogênico); 19 – São José do Rio Parto – Divinolândia, Charnockito sin-orogênico –20 – São José do Rio Pardo (granitos); 21 – Granitóide Caconde; 22 – Granitóides Sin-Orogênicos; 23 – Charnockitos Sin-orogênicos; 24 – Granito Pinha-Ipuiúna; 25 – Sienito Pedra Branca (pós-orogênico); 26 – Sienito Capituva (pós-orogênio); 27 – Formação Pouso Alegre; Paleozóico. 28 – Formação Aquidauana; 29 – Grupo Itararé; 30 – Formação Corumbatai; Mezozóico. 31 - Formação Serra Geral; 32 – Maciço alcalino de Poços de Caldas; Cenozóico. 33 – Formação Rio Claro; 34 – Coberturas e depósitos neogênicos.

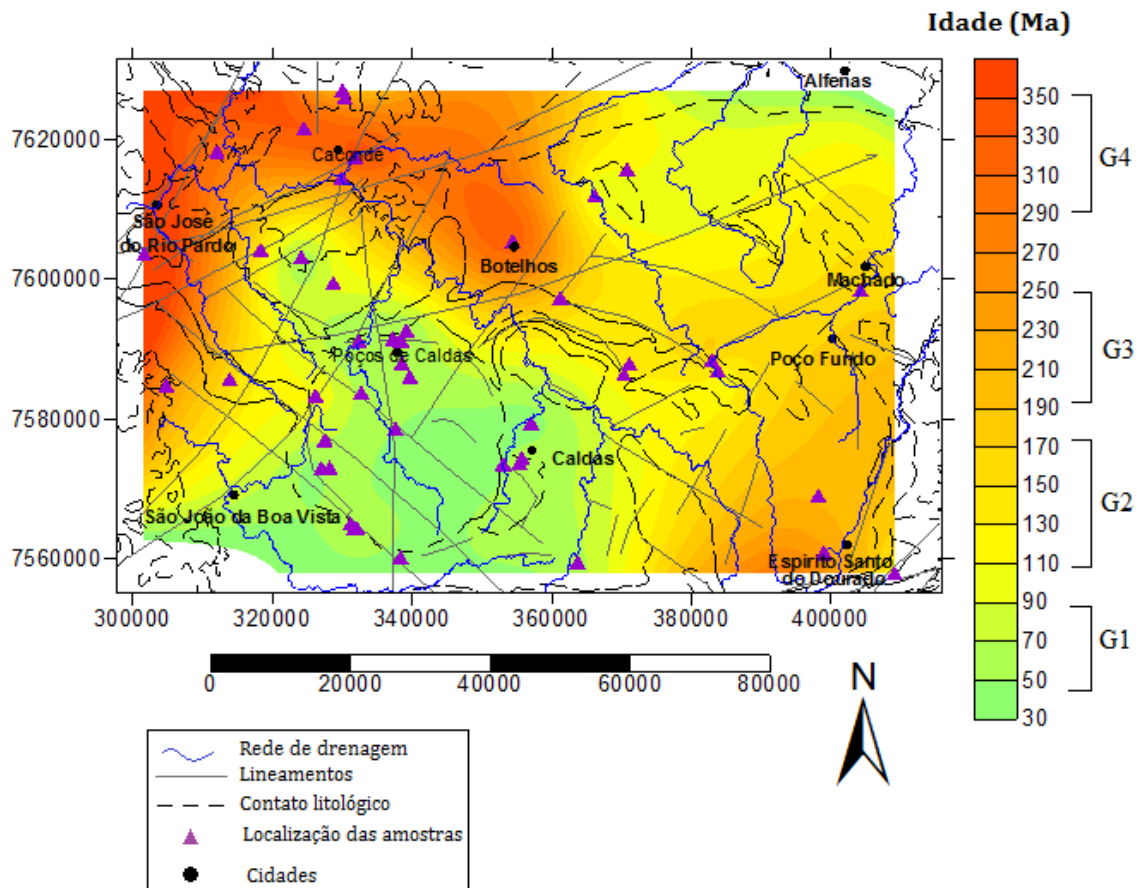


Figura 22. Mapa de isovalores com distribuição espacial das Idades de TFA. A classificação de idades na legenda refere-se aos grupos identificados no gráfico da figura 23.

Segue abaixo também o gráfico da relação entre altitude topográfica e idade (figura 23), o qual evidencia o que também podemos observar a partir da comparação entre os mapas acima expostos: as amostras podem ser divididas em quatro grandes grupos:

G1 - Idades recentes (até 100 Ma) com altitudes elevadas e médias (930 a 1537 metros) – referentes ao Maciço Alcalino Poços de Caldas (MAPC) e entorno influenciado pela intrusão.

G2 - Idades intermediárias (entre 100 e 180 Ma) com altitudes médias a baixas (abaixo de 1150), situadas a leste do MAPC e no entorno do Planalto de São Pedro de Caldas, relacionadas ao embasamento.

G3 - Idades antigas (acima de 200 Ma) e altitudes elevadas (acima de 1220 m), em sua maioria, localizadas no interior do Planalto São Pedro de Caldas.

G4 - Idades antigas (acima de 250 Ma) e altitudes baixas (abaixo de 1000 metros) – localizadas a norte e oeste do MAPC – referentes a rochas do embasamento.

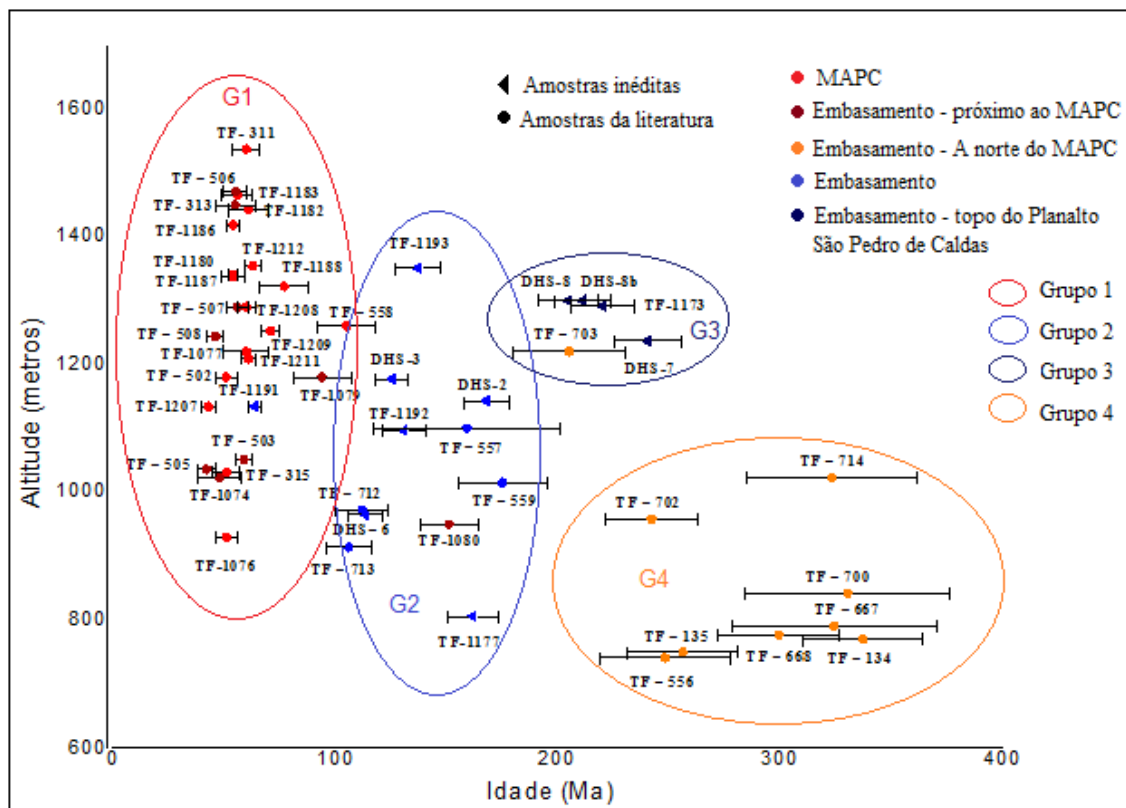


Figura 23. Gráfico de relação Idade – Altitude. As cores do círculo auxiliam na compreensão espacial das amostras: Azul - relaciona amostras de Poços de Caldas (1) com amostras a norte do maciço (4). Vermelho – São Pedro de Caldas (3) e seu entorno (2).

A definição destes grupos pode auxiliar na compreensão da dinâmica evolutiva do relevo regional. De acordo com Braun *et. al.* (2002), sob condições termiais da crosta em estado estacionário (*steady-state*), as idades obtidas por traço em fissão em apatita devem aumentar linearmente com a elevação, isto porque as amostras exumadas em áreas topograficamente elevadas teriam passado pela Zona de Annealing Parcial (120° a 60°) anteriormente as encontradas em áreas baixas. Nos resultados apresentados, esta premissa é confirmada pelo planalto São Pedro de Caldas e entorno (G2 e G3), com idades antigas no interior do planalto elevado, e idades mais recentes no seu entorno. Entretanto, em Poços de Caldas a lógica é invertida. Por conta da intrusão alcalina, responsável por alçar a região e rejuvenescer as amostras do embasamento, idades recentes são encontradas no interior do maciço (G1) enquanto as idades mais antigas situam-se em áreas externas (G4), em locais de baixa topografia. Deste modo, temos duas regiões próximas, com altitudes semelhantes, mas com idade e dinâmica diferente.

4.2 - Índice Relação Declividade - Extensão dos canais de drenagem - RDE

Como já explicitado (capítulo 3.1.1), o índice RDE consiste simplesmente na declividade de determinado trecho de um canal de drenagem, normalizado pela distância em que se encontra sua nascente. Assim, as diferenças naturais de declividades ao longo de um rio, influenciadas pela posição do trecho (próximo a nascente – altas declividades; próximo a foz – declividade nula) são igualadas por este índice, de modo que, uma alternância no padrão pode indicar um novo nível de base, a partir do qual a dinâmica do canal se altera, respondendo a outros processos (desencadeados por alternância litológica, soergimento por causa tectônica ou intrusão magmática, etc.).

A padronização dos trechos a serem utilizados nem sempre coincide na literatura, Etchebehere (2000), por exemplo, selecionou para os cálculos, canais com extensão superior a 15 Km e para definição dos trechos, tomou como base curvas de nível com a equidistância de 20 metros. Neste trabalho, entretanto, os trechos referem-se a segmentos de determinada ordem de hierarquia fluvial (de acordo com Strahler, 1952). Esta opção se deu ao levar em consideração que, de acordo com vários autores (Horton, 1945; Strahler, 1952; Golts e Rosenthal, 1993; Hodgkinson *et al.*, 2006), uma determinada ordem de drenagem numa hierarquia fluvial pode referir-se a eventos e idades geológicas semelhantes, de modo que, uma superfície de nível de base relacionada a uma determinada ordem pode ser considerado como produto de um evento tectônico-magmático-erosional (Golts e Rosenthal, 1992, 1993, Grohmann *et al.*, 2011).

Deste modo, a área de estudos foi dividida em cinco bacias principais, sendo que em cada uma, foi calculado o índice para conjuntos separados de canais de sexta e sétima ordem; quinta; quarta; e terceira ordem. Segue abaixo mapa (figura 34) com as bacias e canais utilizados e, em seguida, tabelas com as estatísticas descritivas referente aos valores totais (tabela 7), resultados por bacia (tabela 8), e por ordem (tabela 9).

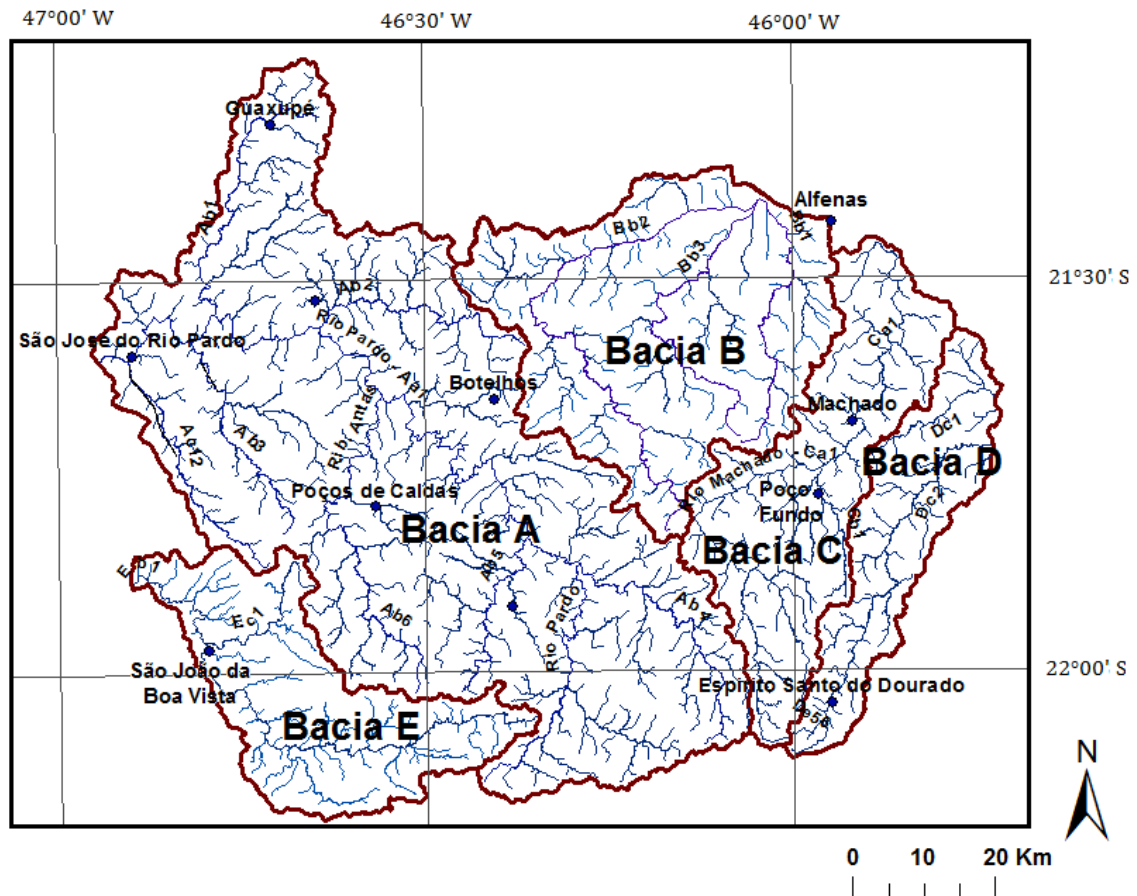


Figura 24. Bacias estudadas

RDE - TOTAL					
Observações	Média	Erro Padrão	Desvio Padrão	Mínimo	Máximo
1103	105.59	3.40	112.93	0	1458

Tabela 7. Estatística descritiva dos dados de RDE

RDE POR BACIAS						
Bacia	Observações	Média	Erro Padrão	Desvio Padrão	Mínimo	Máximo
A	574	103.68	3.85	92.18	0	608
B	206	72.92	3.68	52.81	0	315
C	138	112.93	10.60	124.51	0	741
D	78	147.29	26.09	230.41	0	1458
E	107	138.84	13.01	134.57	0	543

Tabela 8. Estatística descritiva dos valores de RDE por bacia

RDE POR ORDEM DE HIERARQUIA FLUVIAL						
Ordem	Observações	Média	Erro Padrão	Desvio Padrão	Mínimo	Máximo
7ª e 6ª	14	307.93	59.81	223.78	40	741
5ª	40	142.05	16.26	102.84	29	524
4ª	187	107.36	6.69	91.47	0	608
3ª	861	99.81	3.79	111.33	0	1458

Tabela 9. Estatística descritiva dos valores de RDE por ordem de hierarquia fluvial

A média de RDE para toda a área de estudos ficou em 105.59. O elevado desvio padrão – 112.93 - é indicativo de que há uma grande dispersão de valores, não se concentrando estes em torno da média, sugerindo assim, a presença de anomalias de drenagens na região. Ao se analisar as bacias separadamente, os desvios padrões mantêm-se alto, muito embora não exista grande variação nas médias locais em relação à média total, destacando-se a bacia B, com valor bastante abaixo - 72.92 – e a bacia D – 147.29, com a maior média.

No entanto, uma variação maior é encontrada ao analisarmos os resultados do índice separando as drenagens de acordo com ordens de hierarquia fluvial. Os canais de terceira – 99.81 – e quarta ordem -107.36 - mantêm-se próximos da média geral, porém, os canais de quinta ordem – 142.05 – e os de sexta e sétima ordem – 307.93 - apresentam médias muito acima, evidenciando claramente, a influência da extensão das drenagens no resultado. A quantidade muito superior de canais de quarta e terceira ordem (representando 95,1% das drenagens calculadas), em relação às ordens superiores (4,9% dos canais), poderia levar a supor que os valores estariam sim em torno da média, sendo as anomalias de RDE explicadas simplesmente pelo comprimento dos canais de grande porte, entretanto, o que se verifica, é que mesmo entre os canais de terceira e quarta ordem, existe um desvio padrão muito elevado, denotando grande variação de valores entre estes canais.

Para visualizar e detectar essas anomalias, bem como para inferir a respeito da dinâmica de evolução do relevo, foram confeccionados mapas com a espacialização dos valores de RDE através do método de interpolação Vizinhos Naturais. A figura 25 apresenta mapa de RDE para todas as drenagens calculadas. A relação entre as cores e valores foi padronizada, tanto nesta figura quanto nas seguintes deste capítulo, da seguinte maneira: foram estabelecidos quatro marcos, sendo: 0 – azul claro; 105 (média) – verde; 217 (média + desvio padrão) – amarelo; ponto máximo – vermelho. Tal padronização, realizada com base no conjunto total de dados - RDE total - tem como função possibilitar a comparação dos diferentes mapas de RDE dentro de uma mesma escala de observação.

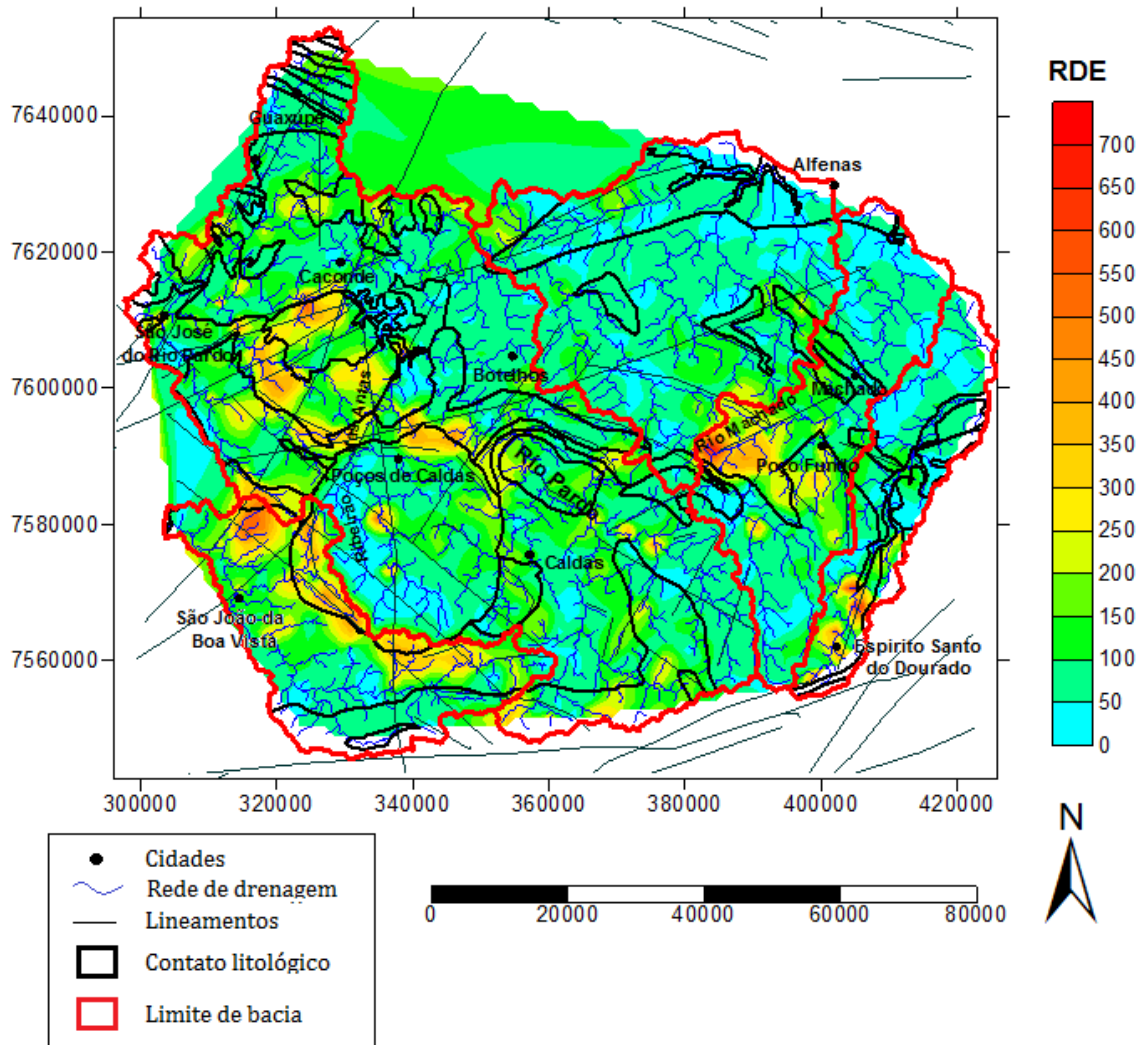


Figura 25. Mapa de RDE

Como pode ser observado, concentrações de valores elevados se distribuem por toda região. Entretanto, a bacia B, que, como visto acima, apresenta a menor média de RDE e o menor desvio padrão, de fato não apresenta valores elevados.

Duas importantes constatações podem ser feitas: comparando-se ao mapa topográfico (figura 1, 21 e 25), verifica-se a coincidência de valores altos com os limites de áreas com altitudes elevadas (pontos de maior declividade), em contraponto aos valores baixos encontrados no interior destas áreas (eg. O MAPC) e nas localidades baixas adjacentes; segundo, é nítido tanto o controle dos lineamentos estruturais sobre a distribuição destes valores quanto de alternância litológica, este último de maneira mais marcada na região de Poços de Caldas. Diante de tais constatações, nota-se também a aplicabilidade do índice RDE como ferramenta de delimitação de unidades morfoestruturais.

As figuras abaixo (26, 27, 28 e 29) representam o RDE de acordo com diferentes ordens hierárquicas de drenagem. Se, como exposto acima, uma determinada ordem de drenagem numa hierarquia fluvial pode referir-se a eventos e idades geológicas semelhantes, podemos supor que os resultados indiquem diferentes estágios de evolução.

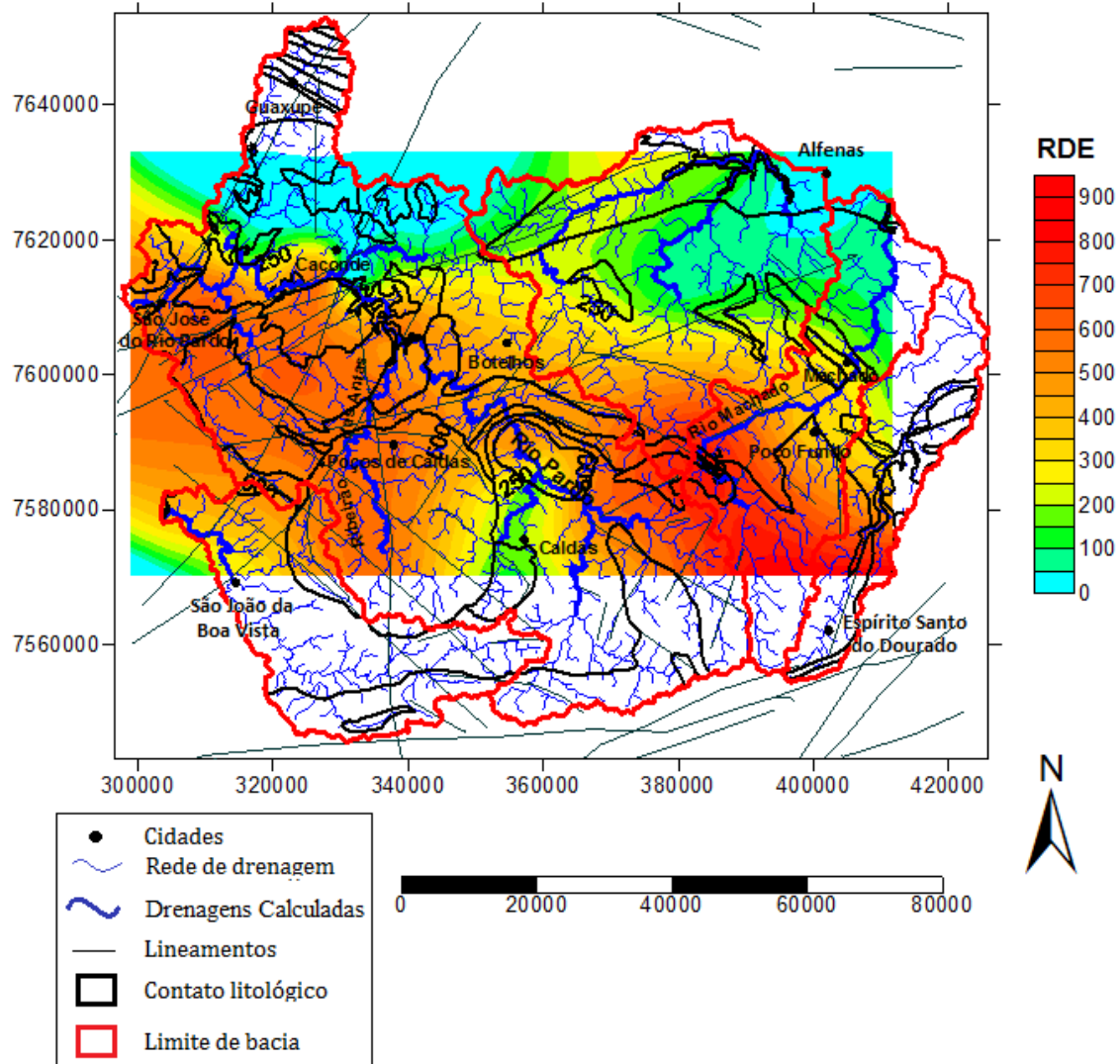


Figura 26. Mapa de RDE para os canais de sexta e sétima ordem

A tendência, como já demonstrado na tabela 8, quando se comparou as médias de RDE para cada ordem, é dos valores diminuírem conforme diminui a ordem hierárquica. Assim, nos canais de sexta e sétima ordem (figura 26), os valores são altos e concentrados nas regiões elevadas. Sucessivamente, como pode ser visto pelas figuras 27 e 28, o índice cai, e as concentrações de valores altos se afasta até

estabelecer-se, como visto na figura 29, referente aos canais de ordem três, nas bordas das regiões elevadas, com padrão semelhante ao encontrado no mapa de RDE para todas as drenagens.

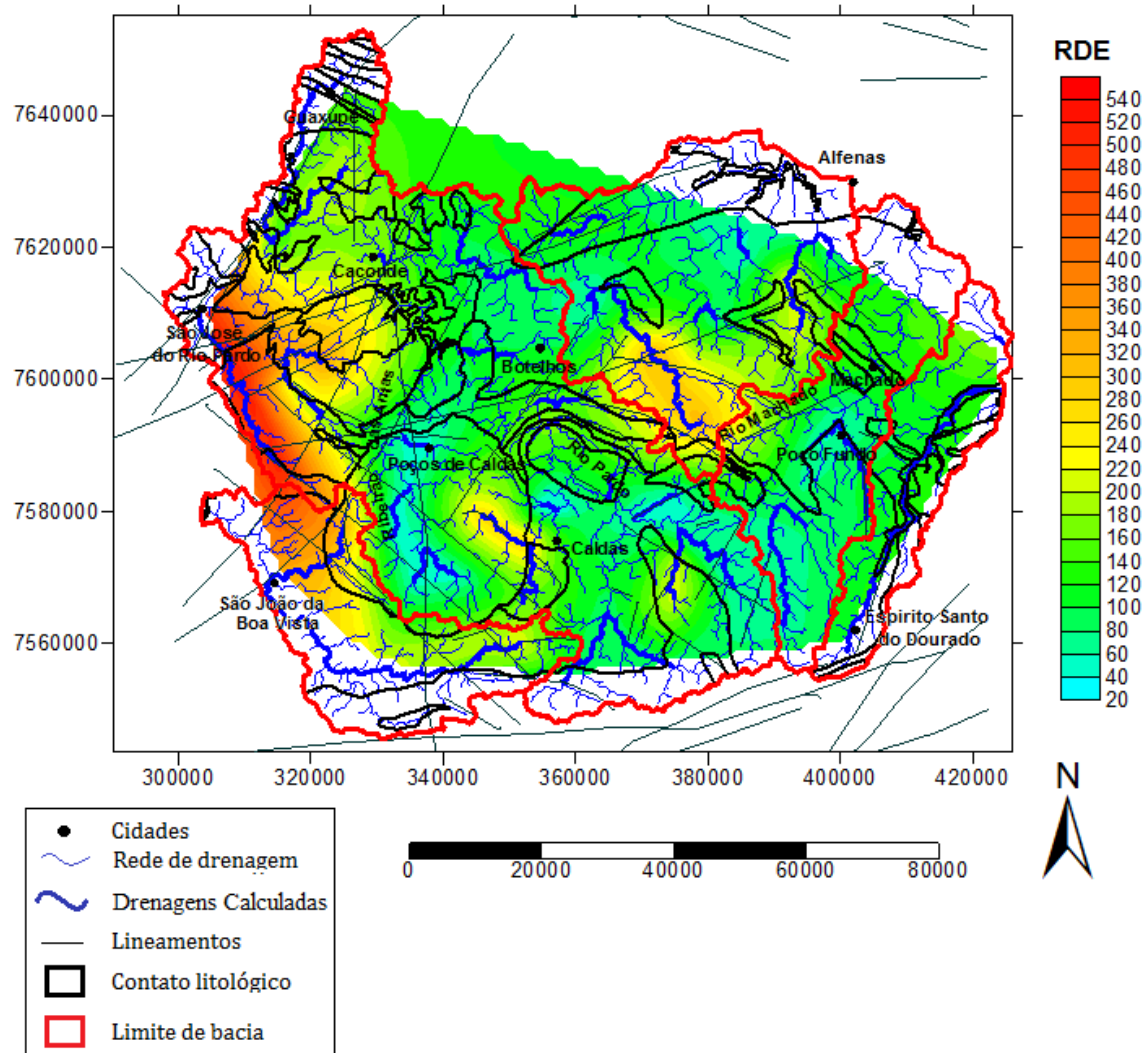


Figura 27. Mapa de RDE para os canais de quinta ordem

Geomorfologicamente podemos fazer uma analogia deste comportamento do índice à evolução do relevo no tempo. Os canais de ordem maior representam a reação da rede de drenagem ao soerguimento regional, conquistando assim, devido ao novo nível de base um grande potencial erosivo. Com o passar do tempo, com rebaixamento do relevo e erosão diferencial, localidades com litologia resistente permanecem em altitudes elevadas, concentrando o foco erosivo em seus limites, que formam um degrau topográfico onde a erosão se dá lentamente por retração de

diferem, tanto nas idades, quanto na distribuição destas em relação à topografia, sugerindo dinâmicas de soerguimento e erosão diferenciadas.

Novas considerações a respeito da evolução do relevo regional serão feitas nos capítulos que se seguem. Entretanto, ainda aqui, se faz interessante notar, com relação ao conjunto de canais de quinta ordem (figura 27), a presença de valores altos de RDE em canais com direção SE-NW, como por exemplo aqueles situados próximo a São José do Rio Pardo, os quais são também cortados por diversos lineamentos de direção SSW – ENE.

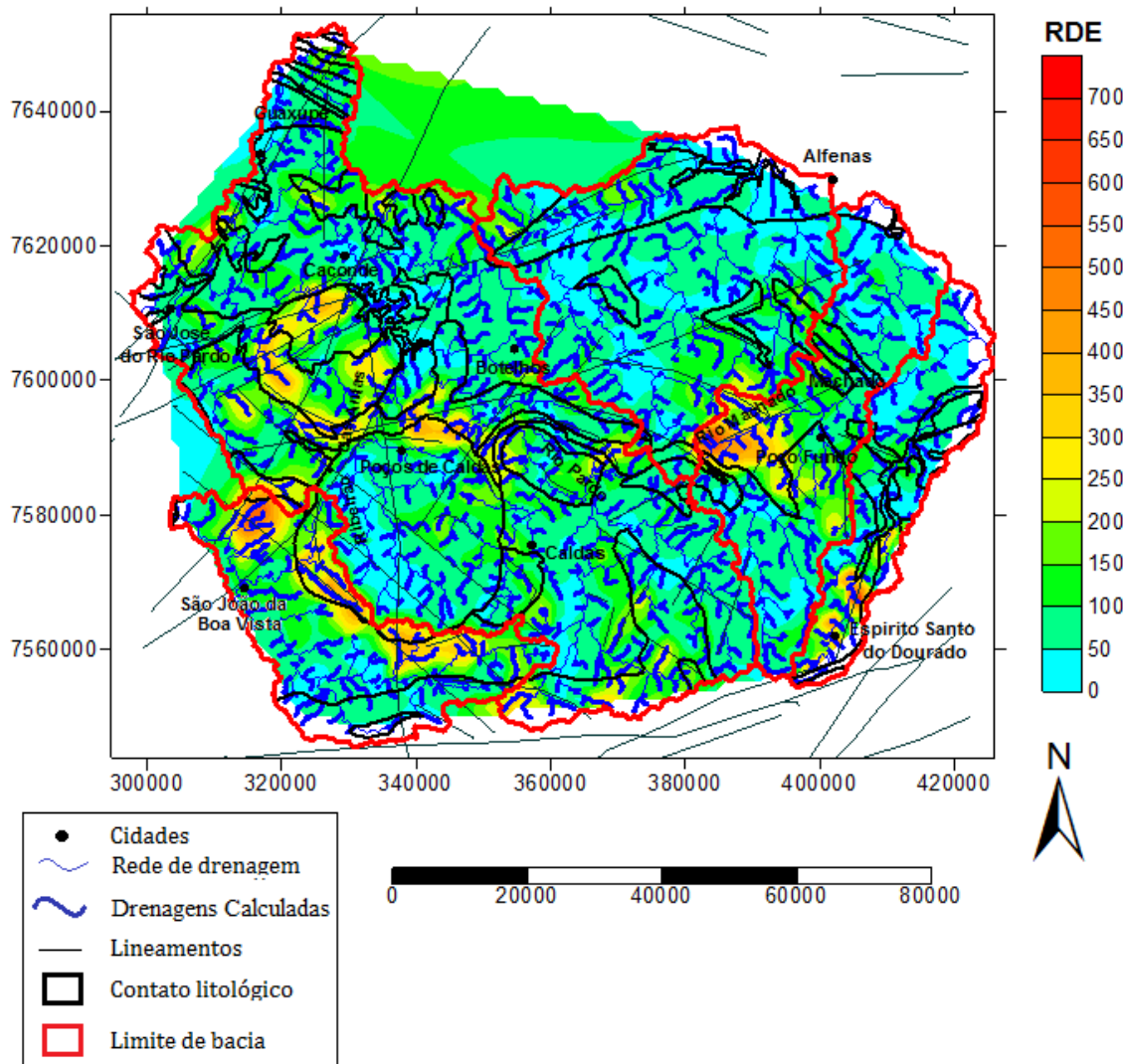


Figura 29. Mapa de RDE para os canais de terceira ordem

4.3 - Perfil Longitudinal

Segue abaixo os gráficos de perfis longitudinais dos principais canais de drenagem da área de estudo (figuras 31, 32, 34, 36, 37, 39 e 41), e mapas com as localizações dos rios (figuras 30, 33, 35, 38 e 40). Como critério de escolha, optou-se por canais de sexta ordem para cima, abrindo-se algumas exceções para canais de ordens menores quando necessário ao complemento de análise. Destaca-se que, diferente do RDE, onde os segmentos referentes a cada ordem hierárquica dentro de um mesmo rio foram individualizados, para o perfil longitudinal, considerou-se o canal de drenagem em sua totalidade, desde a sua nascente até a foz. Quanto a nomenclatura dos canais, ver a tabela 18, em anexo 1.

Bacia A:

O Rio Pardo – canal Aa1 (figura 30 e 31) corta os dois planaltos da região (planalto de Poços de Caldas e Planalto de São Pedro de Caldas, figura 16), e seu traçado contorna o planalto de Poços de Caldas e áreas elevadas a norte do maciço, seguindo muitas vezes o contato litológico. Apresenta valores de RDE médios a elevados, influenciados tanto pela extensão dos canais, quanto pela presença de três declives durante o percurso (*knickpoints* (k) 2, 3 e 4 – figura 30 e 31), todos marcados por lineamentos de direção ENE, ressaltando, porém, que o primeiro declive (k2) aparenta forte influência do encontro com o canal Ab4. Nota-se que o rio sempre altera sua direção e padrão ao ultrapassar os *Knickpoints* – NNE até o k2; NNW ente k2 e k3; NW, entre k3 e k4 e W, após k4 - e, no trecho entre o segundo lineamento (a norte de Poços de Caldas) e o terceiro (k3 e k4), a declividade parece ser nula. Os lineamentos ENE, conforme veremos adiante, controlam também a dinâmica da bacia B.

O Ribeirão das Antas – canal Ab6 (figura 30 e 31), que segue preferencialmente rumo NNW, dentro do MAPC e sentido NNE no trecho final, quando percorre sobre o embasamento, se mostra equilibrado (suavizado e sem rupturas) e com valores de RDE muito baixos em quase sua totalidade. Entretanto, consiste no único canal a ultrapassar a barreira do dique anelar na porção norte do planalto, acarretando num *knickpoint* (k1) de quase trezentos metros e RDE para o referido trecho muito elevado,

destoando dos segmentos anteriores. Destaca-se que esta ruptura, assim como limite norte do MAPC como um todo, que marca transição entre as rochas alcalinas intrusivas e as rochas do embasamento, são cortados também pelo lineamento ENE já acima citado.

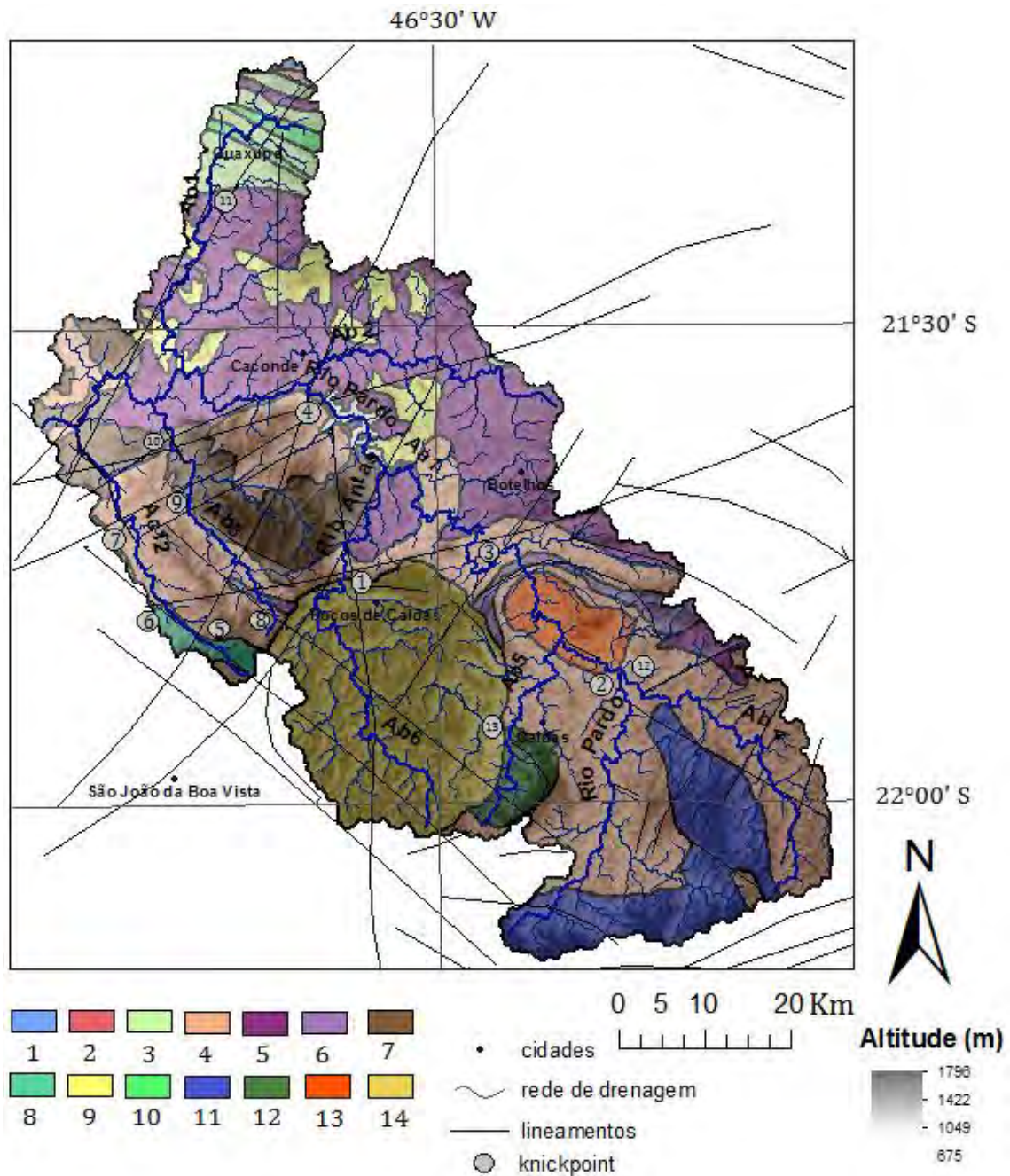


Figura 30. Baía A. Geologia: Grupo Andrelândia (1-2). 1 - Unidade de xistos e paragnaisses; 2 - Unidade de cianita-granada granulitos; complexo Varginha-Guaxupé (3-13). 3- Unidade granulítica basal; 4 - Unidade ortognáissica migmatítica intermediária; 5 - Unidade paragnáissica migmatítica superior; 6 - Suíte Mangerítica (sin-orogénico); 7- São José do Rio Parto – Divinolândia (Charnockitos sin-orogénico); 8 – São José do Rio Pardo (granitos); 9 - Granitóide Caconde; 10 - Charnockitos Sin-orogénicos; 11 – Granito Pinha-Ipuiúna; 12 – Sienito Pedra Branca (pós-orogénico); 13 – Sienito Capituva (pós-orogénico); 14 – Maciço Alcalino Poços de Caldas.

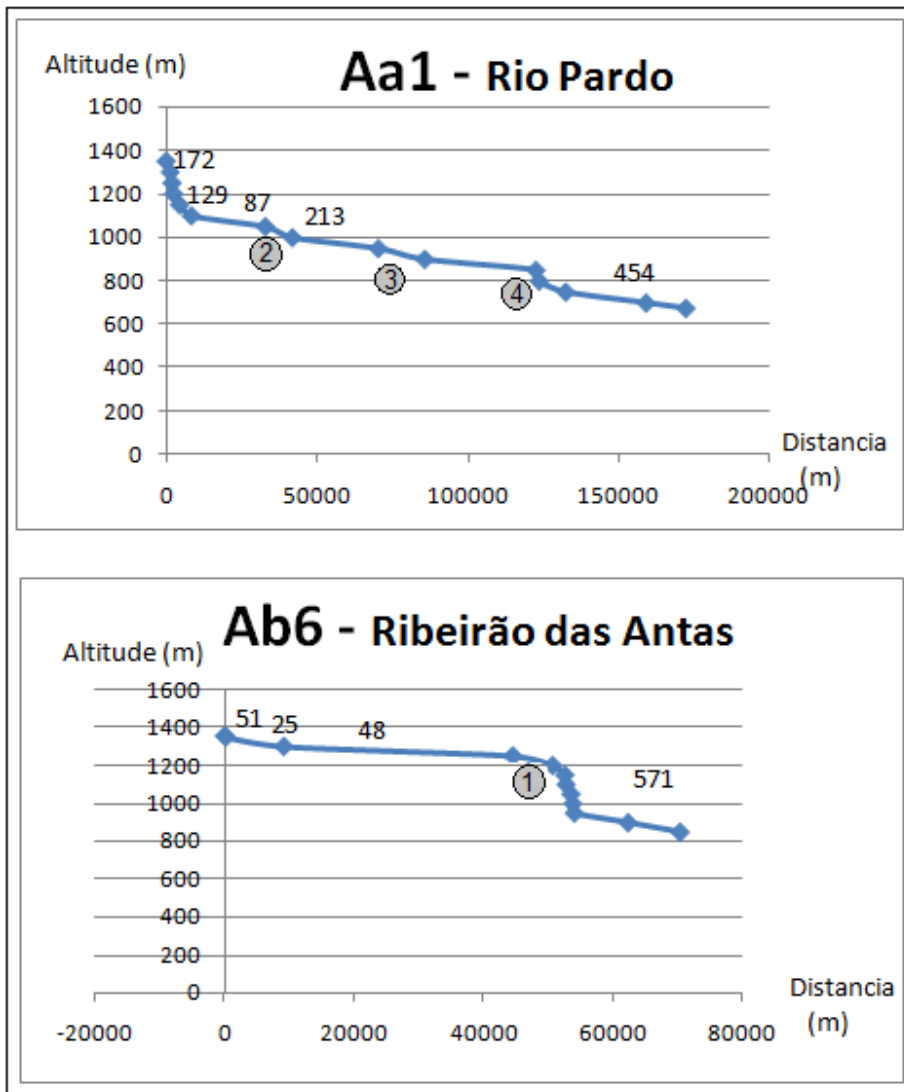


Figura 31. Perfil longitudinal - Canais de maior expressão. Valores acima do perfil – RDE; círculo cinza – *knickpoints* (k) mapeados.

Os canais que se seguem (figura 30 e 32) apresentam RDE baixo e traçado sem rupturas significantes, configurando perfil equilibrado. Os canais Ab1 e Ab2 situam-se a norte da bacia, e o canal Ab5, a leste do MAPC. Os *knickpoints* k11 e k13, ocorridos nestes canais, são rupturas de declives sutis que podem ser explicadas apenas por alternância litológica.

Dinâmica diferente é apresentada pelos canais Ab3 e Ac12 (figura 32), situados a WNW da bacia, são drenagens com RDE elevado e direção preferencial NW, estão associadas em vários trechos a lineamentos também nesta direção. As rupturas de declive (k5, k6, k7, k8, k9 e k10 – figura 30 e 32), porém, são coincidentes com a

passagem de lineamentos de direção ENE, NE e NNE. O canal Ab4, a sudeste da bacia, também associado a direção NW, apesar de estar equilibrado em sua maior parte, em seu trecho final aumenta seu RDE devido a uma queda de declive (k12) ao ser cortado por um lineamento com sentido ENE. Destaca-se que esta ruptura de declive associa-se ao k2, referente ao Rio Pardo, rio este no qual deságua o Ab4, logo após o declive.

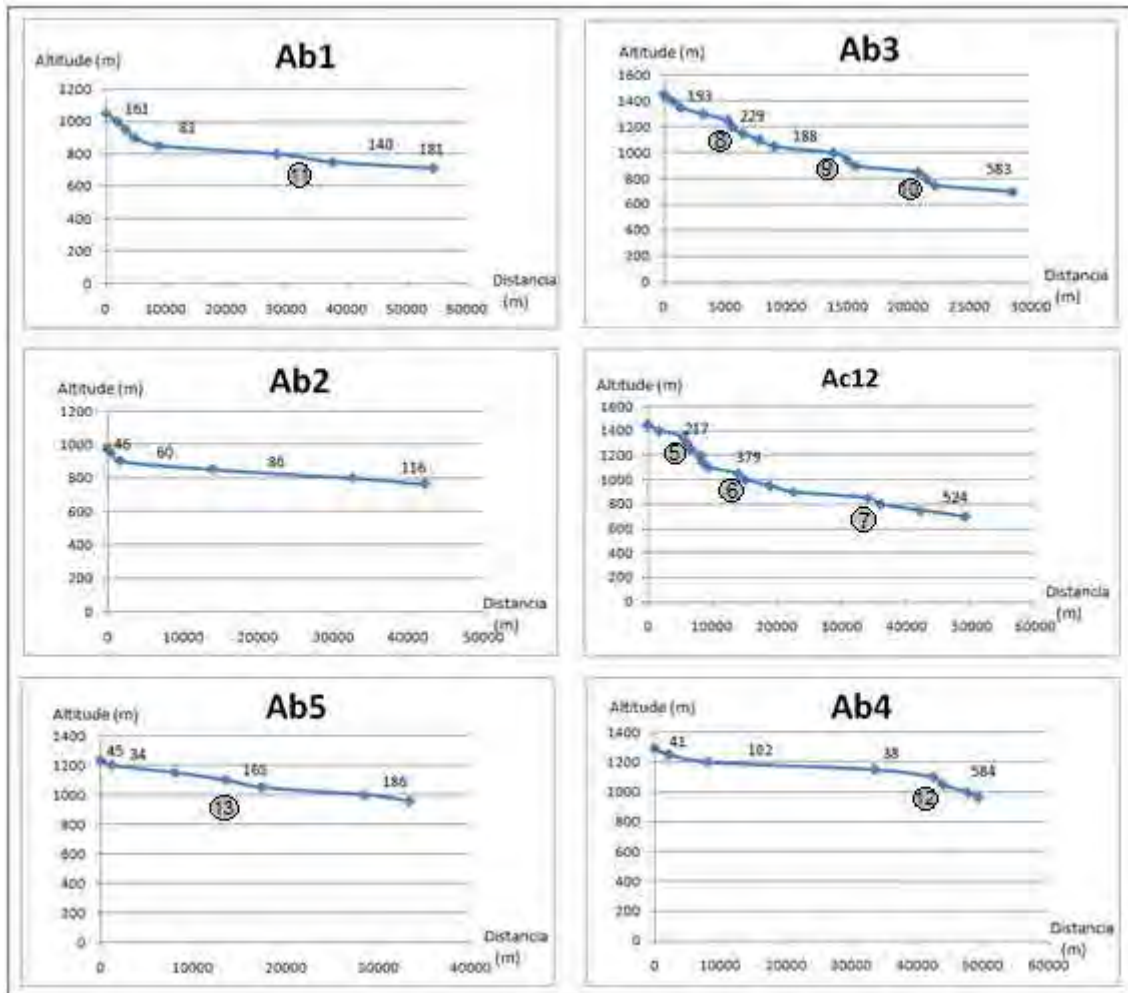


Figura 32. Perfil longitudinal - Canais da bacia A. Valores acima do perfil – RDE; círculo cinza – *knickpoints* (k) mapeados.

Bacia B:

Como apontado no capítulo anterior, a bacia 2, possuindo áreas baixas com altitudes menores que 800 metros (figura 33), é aquela que possui os menores valores de RDE (tabela 8). Dois lineamentos com sentido ENE, os mesmos associados às rupturas de declive do Rio Pardo, e outros de direção NW, além das alternâncias litológicas, parecem controlar a dinâmica da rede de drenagem, limitando e alterando

as direções dos canais, e provocando rupturas de declive, conforme pode ser visto nos gráficos abaixo (figura 34).

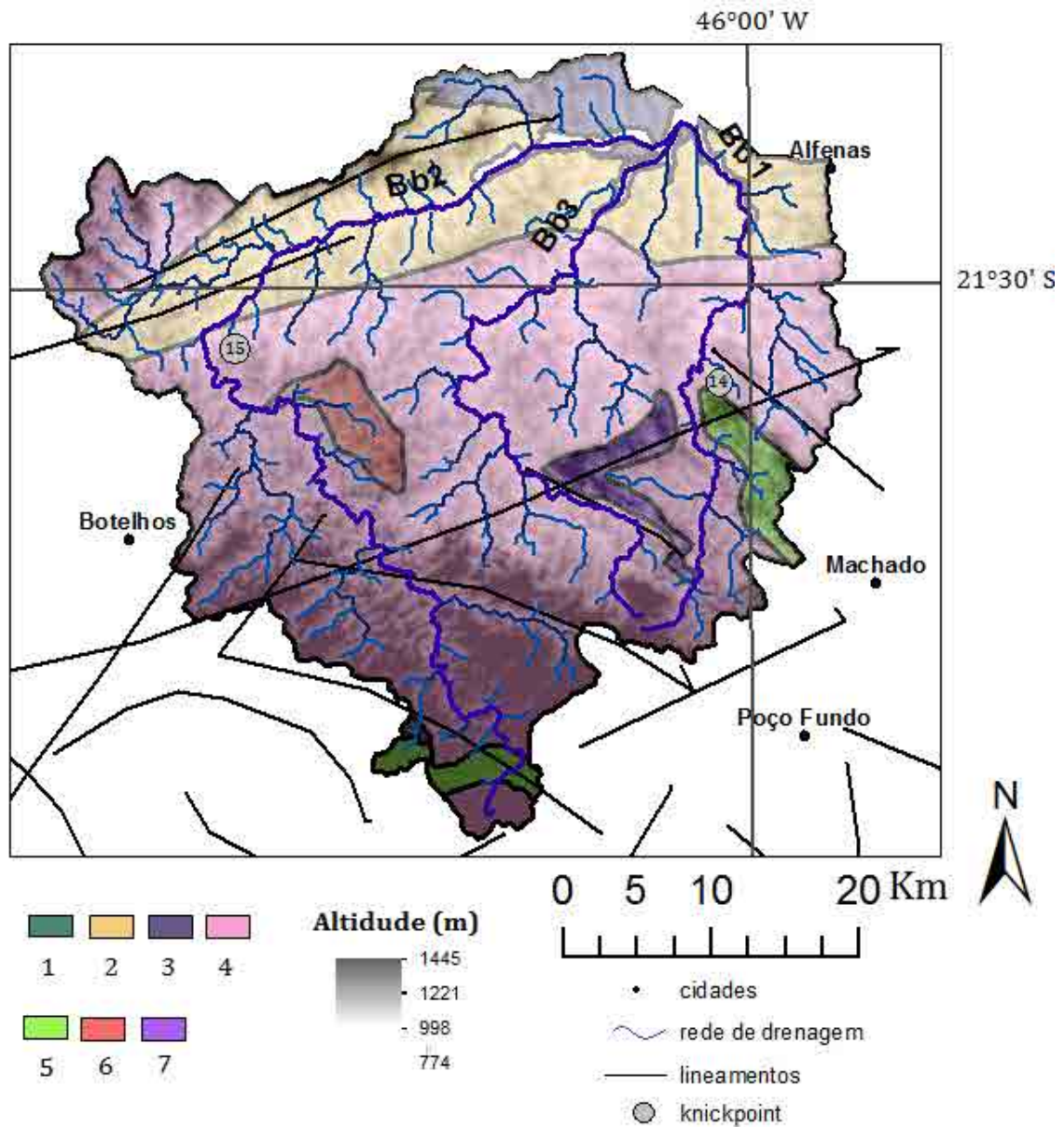


Figura 33. Bacia B. Geologia: 1 - Grupo Andrelândia: Unidade de cianita-granada granulitos; Complexo Varginha-Guaxupé. 2 - Unidade granulítica basal; 3 - Unidade ortognáissica migmatítica intermediária; 4 - Unidade paragnáissica migmatítica superior; 5 - Suíte Mangerítica (sin-orogénico); 6 - Granitóide Caconde; 7 - Charnockitos Sin-orogénicos.

O canal Bb1 possui valores de RDE com valor médio em dois trechos curtos, intercalados por trechos extensos de RDE baixo, sendo o primeiro associado à nascente, que se dá em áreas montanhosas, e o segundo a um *Knickpoint* (k14) existente no centro do perfil, entre lineamento ENE e outro NW. Os trechos longos de RDE baixo apresenta-se perfil praticamente plano. O canal Bb2 nasce também em

áreas montanhosas, apresentando declividade constante até chegar próximo ao segundo lineamento ENE, onde passa a percorrer sobre rochas arqueanas. Neste ponto (k15), o canal interrompe a declividade constante e passa a fluir sobre topografia quase plana, além de alterar seu rumo de NW para ENE. O canal Bb3, situado no centro da bacia, apresenta a mesma mudança de drenagem para ENE, entretanto, possui perfil equilibrado e baixo RDE, sendo menos afetado pelos lineamentos citados.

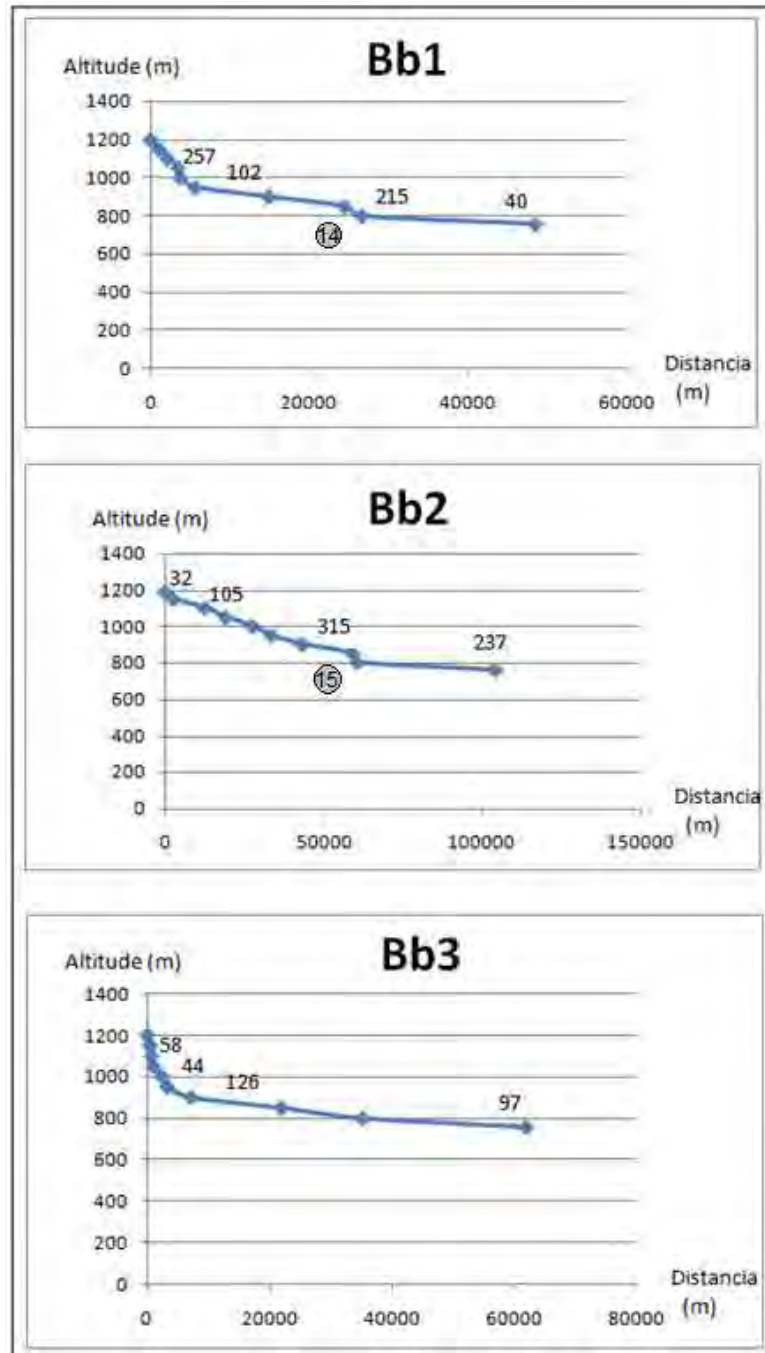


Figura 34. Perfil longitudinal - Canais da bacia B. Valores acima do perfil – RDE; círculo cinza – *knickpoints* (k) mapeados.

Bacia C:

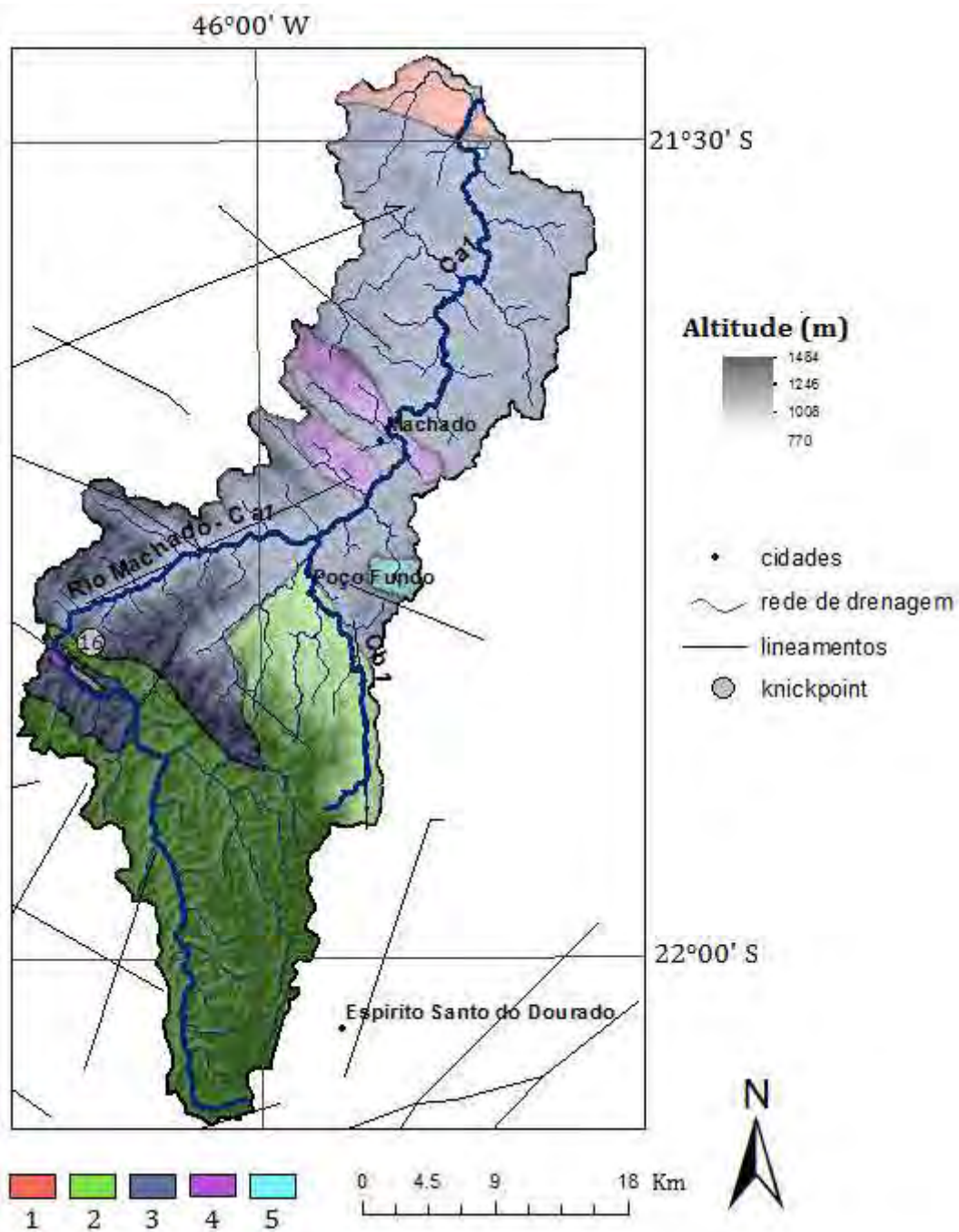


Figura 35. Bacia C. Geologia: Complexo Varginha-Guaxupé. 1 - Unidade granulítica basal; 2 - Unidade ortognáissica migmatítica intermediária; 3 - Unidade paragnáissica migmatítica superior; 4 - Suíte Mangerítica (sin-orogênico); 5 - Granitóides Sin-Orogênicos.

Esta bacia possui como grande característica a presença de um *knickpoint* (k16) de quase quatrocentos metros, dividindo a bacia e alterando a direção do canal principal. Esta ruptura de declive pode ser visualizada no perfil longitudinal do Rio

Machado – Ca1 (figura 35 e 36), e observa-se que é responsável por um pico de RDE atingindo um valor de 741, sendo que, antes e depois do *knickpoint* os valores apresentam-se extremamente baixos, possuindo pouca declividade. O local coincide com alternância litológica, embora haja uma associação muito forte entre o *knickpoint* e um lineamento de direção ENE, direção esta seguida pelo Rio Machado a partir deste ponto.

O canal Cb1 (figura 35 e 36), por sua vez, segue em sua maior parte um lineamento de direção norte, apresentando perfil com grande declividade e valores médios de RDE. Uma pequena ruptura, associada a uma mudança de direção sutil e aumento de RDE se dá no trecho final, quando o canal deságua no Rio Machado.

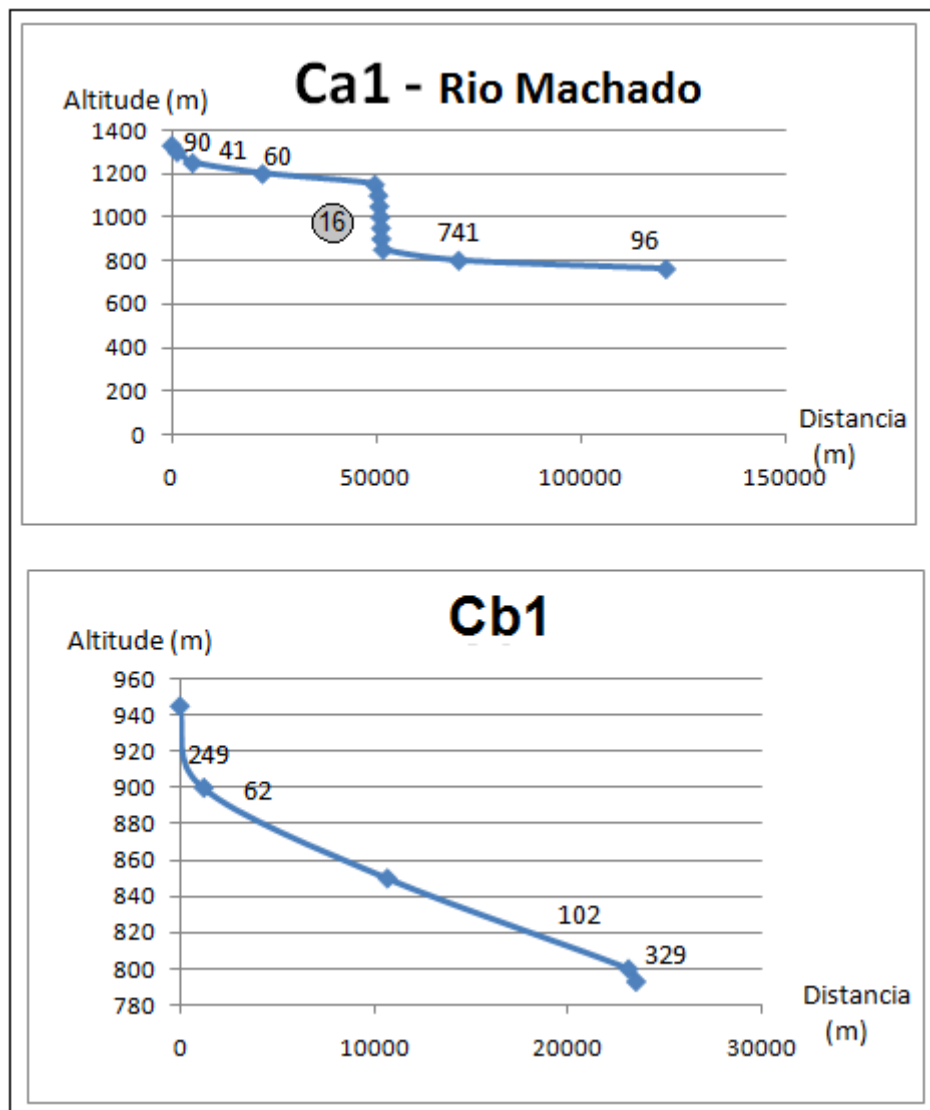


Figura 36. Perfil longitudinal - Canais da bacia C. Valores acima do perfil – RDE; círculo cinza – *knickpoints* (k) mapeados.

Bacia D:

Os perfis longitudinais selecionados para a bacia D – Dc1 e Dc2 (figura 37 e 38) – apresentam-se equilibrados e com valores baixos de RDE, entretanto, como visto nos capítulos anteriores, esta bacia apresenta a maior média de RDE – 147 - e maior desvio padrão – 230 (tabela 8); indicando assim, grande variância nos valores.

Observando o mapa de RDE (figura 25), verificamos que os valores altos concentram-se a sul da bacia, e pertencem a pequenos canais de terceira ordem, os quais apresentam os maiores valores de RDE da área de estudos (acima de 700), seguem direção NW-SE (a depender da margem), embora estejam enfileirados por um lineamento de direção NNE, que é seguido pelo rio principal.

Selecionamos para traçar o perfil longitudinal, o canal De56 (figura 39), por tratar-se do maior RDE da área de estudos - 1058. O canal, de pequena extensão, embora não apresente mudanças de nível de base em seu perfil, possui declividade elevada.

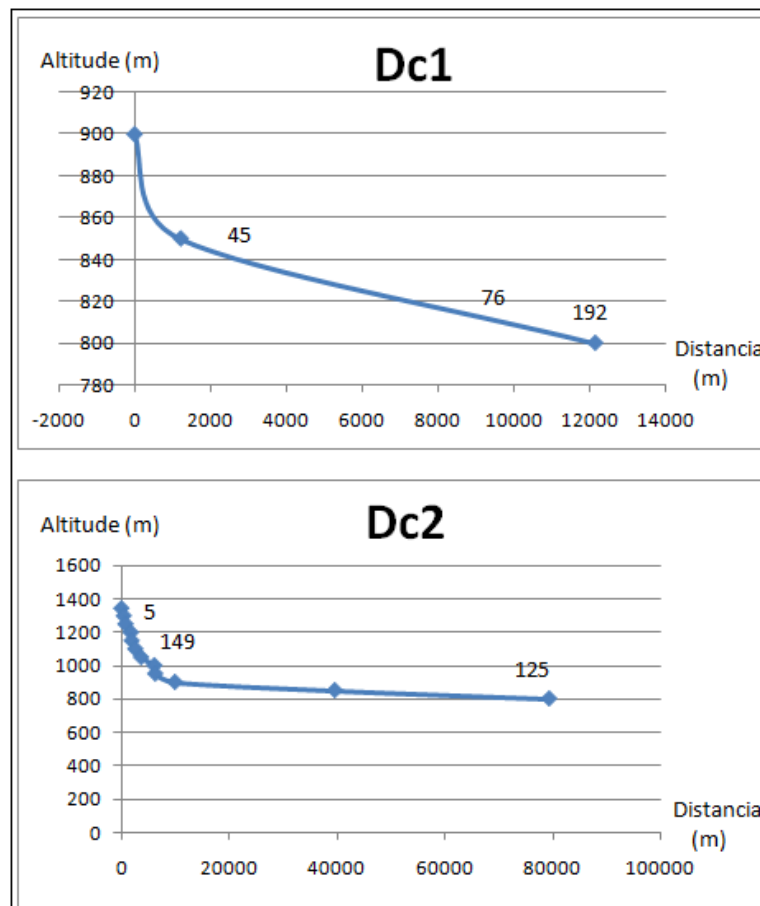


Figura 37. Perfil Longitudinal. Canais da bacia D. Valores acima do perfil – RDE; círculo cinza – *knickpoints* (k) mapeados.

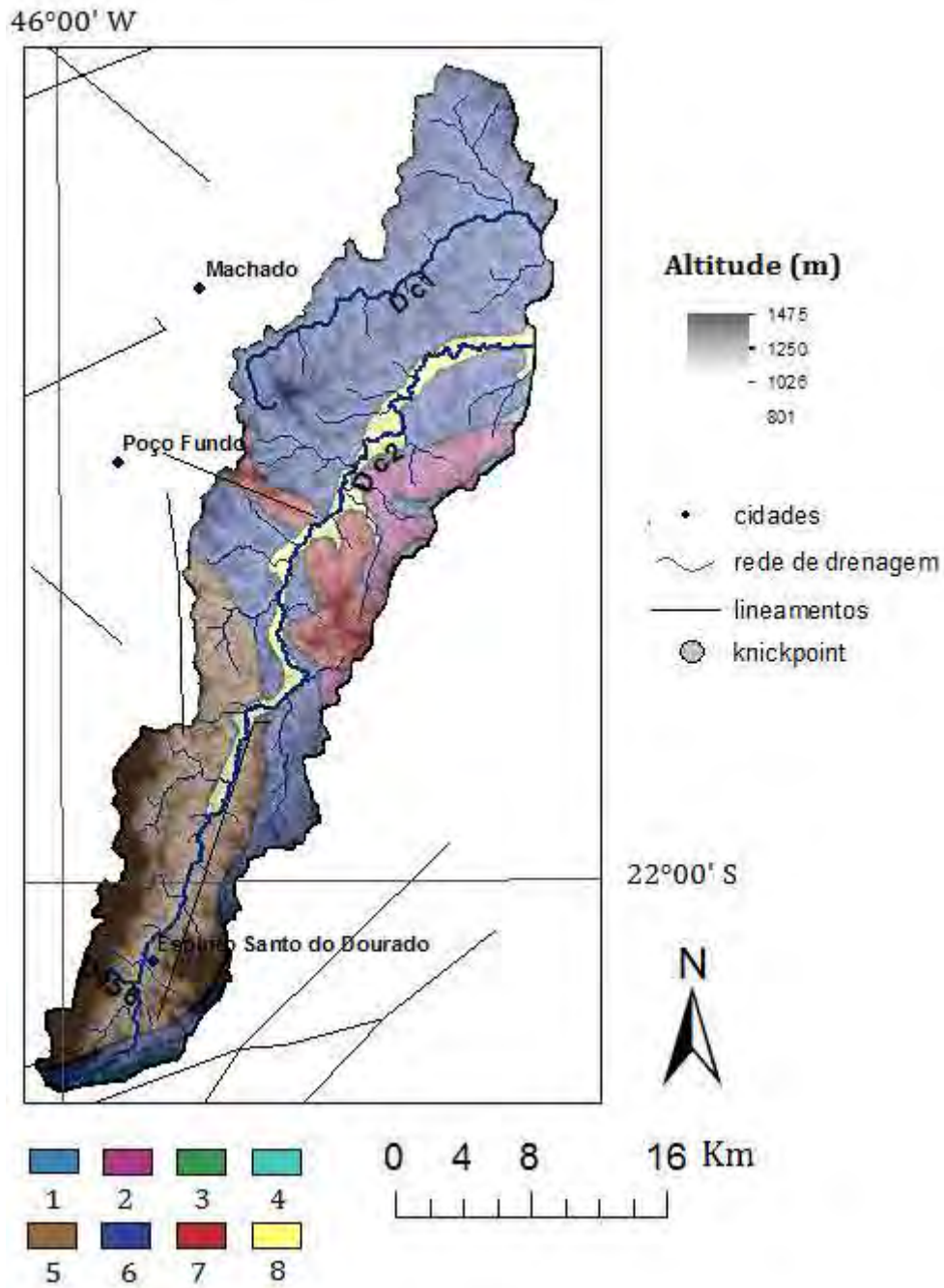


Figura 38. Bacia D. Geologia: 1. Serra de São Gonçalo; 2 - Suíte Serra do Gonçalo; 3 - Grupo Andrelância: Unidade de metagrauvas; Complexo Varginha-Guaxupé (4-7). 4 - Unidade granulítica basal; 5 - Unidade ortognáissica migmatítica intermediária; 6 - Unidade paragnáissica migmatítica superior; 7 - Granitóides Sin-Orogênicos; 8 - Depósitos aluvionares (neogenicos)

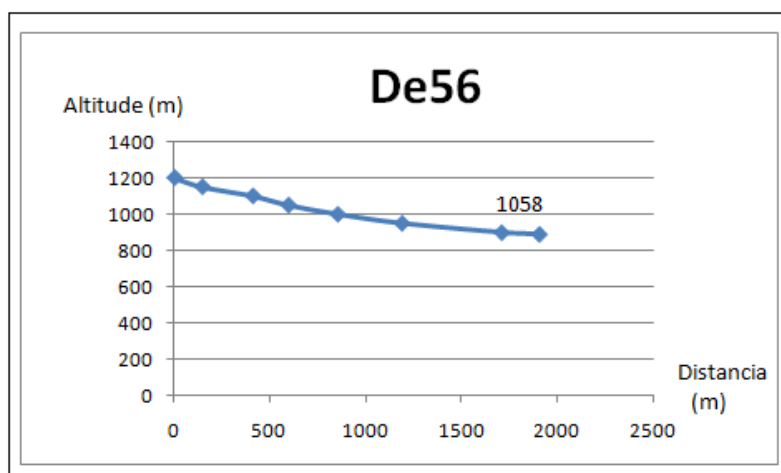


Figura 39. Perfil Longitudinal. Canal De56. Valores acima do perfil – RDE; círculo cinza – *knickpoints* (k) mapeados.

Bacia E:

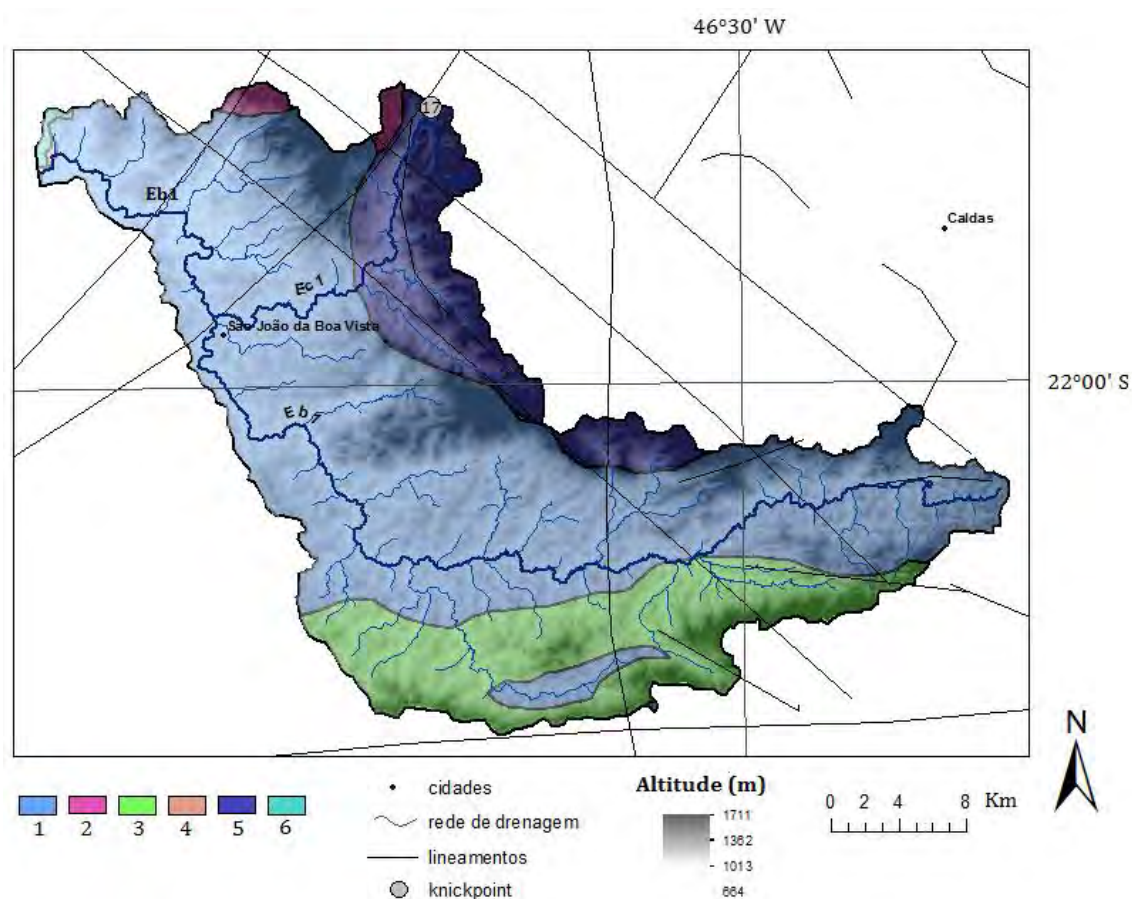


Figura 40. Bacia E. Geologia: Complexo Varginha-Guaxupé (1-3). 1 - Unidade ortognáissica migmatítica intermediária; 2 – São José do Rio Pardo (granitos); 3–Granito Pinha-Ipuiúna; 4 - Formação Aquidauana (Bacia do Parana); 5 – Maciço alcalino de Poços de Caldas; Cenozóico. 6– Formação Rio Claro.

A bacia E apresenta valores de RDE relativamente altos, isto porque, as nascentes de grande parte de seus rios nascem no dique anelar do MAPC, desaguando em rochas do embasamento, configurando degrau topográfico.

O canal Eb1 (figura 40 e 41), o qual contorna a parte sul do MAPC apresenta perfil equilibrado e seu RDE aumenta em direção a jusante, em parte devido ao comprimento do canal, e em parte porque o rio tem nascente em regiões elevadas e deságua em localidade extremamente baixa (próxima dos 600 metros), proporcionando grande declividade.

Para o canal Ec1 (figura 40 e 41), também se aplica a lógica apontada acima, com a nascente no dique anelar, apresenta pico de RDE – 523 – e ruptura de drenagem (k17), em ponto onde o canal deixa de seguir paralelamente ao topo do dique anelar e passa a descer o dique rumo ao embasamento. Esta alternância de direção é associada a encontro de afluentes e também a um lineamento de direção NE.

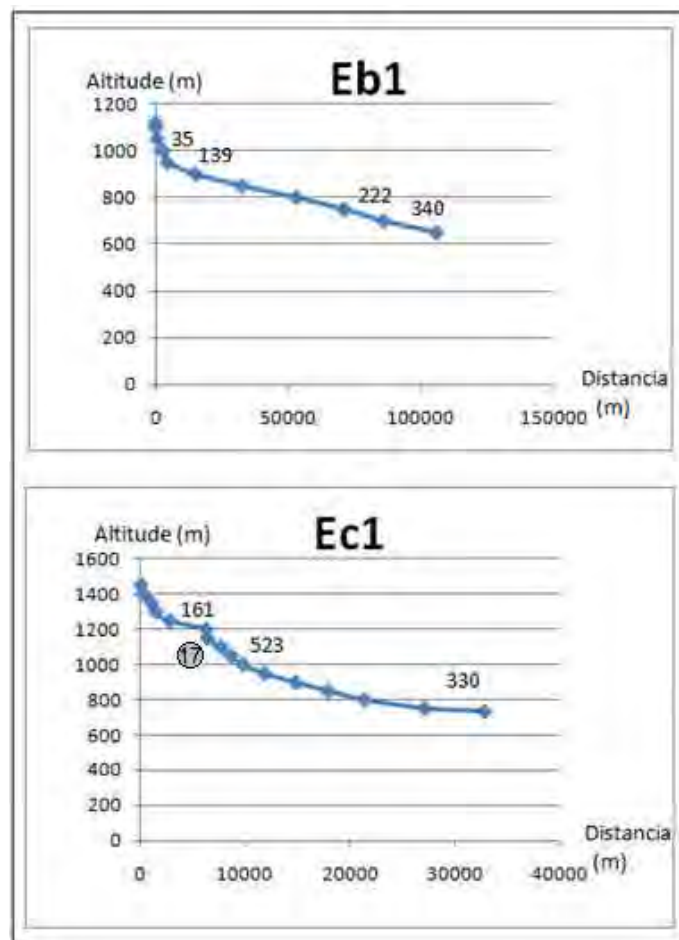


Figura 41. Perfil longitudinal - Canais da bacia E

4.4 - Correlação entre TFA e RDE

Com base nos resultados expostos até aqui, foram traçados quatro perfis, os quais contemplam topografia, idade de TFA, RDE e geologia. A localização dos perfis se encontra na figura 42:

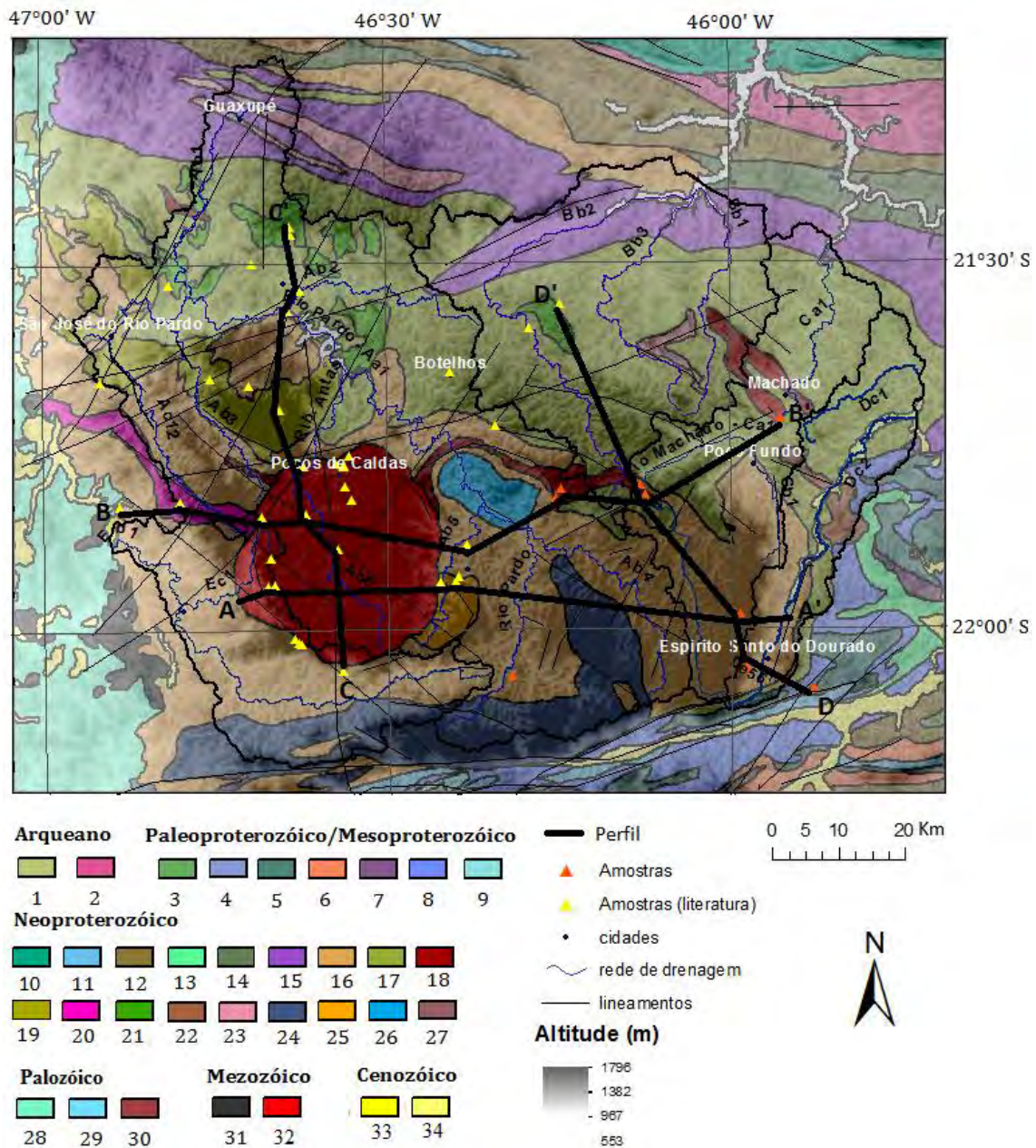


Figura 42. Perfis de correlação. Geologia: Arqueano. 1 – Complexo Campos Gerais 2; 2 – Complexo Lavras; Paleoproterozóico/ Mesoproterozóico. 3 – Gnaisses Heliadora; 4 - Serra de Jatipacá; 5 – Suíte Serra do Gonçalves; 6 – Corpo Ortognaisse Pouso Alegre; 7: Corpo Ortognaisse Serra do Quiabeiro; 8 – Complexo São Gonçalo do Sapucaí; 9 – Granito-Gnaiss Taguar; Neoproterozóico. 10 – Grupo Carrancas: unidade de metapelitos grafitosos; Grupo Andrelância (11-14). 11 - Unidade quartzítica; 12

– Unidade de xistos e paragneisses; 13 - Unidade de metagrauvas; 14 - Unidade de cianita-granada granulitos; Complexo Varginha-Guaxupé (17-26). 15 - Unidade granulítica basal; 16 - Unidade ortognáissica migmatítica intermediária; 17 - Unidade paragnáissica migmatítica superior; 18 – Suíte Mangerítica (sin-orogênico); 19 – São José do Rio Parto – Divinolândia, Charnockito sin-orogênico –20 – São José do Rio Pardo (granitos); 21 – Granitóide Caconde; 22 – Granitóides Sin-Orogênicos; 23 – Charnockitos Sin-orogênicos; 24 – Granito Pinha-Ipuiúna; 25 – Sienito Pedra Branca (pós-orogênico); 26 – Sienito Capituva (pós-orogêncio); 27 – Formação Pouso Alegre; Paleozóico. 28 –Formação Aquidauana; 29 – Grupo Itararé; 30 – Formação Corumbatai; Mesozóico. 31 - Formação Serra Geral; 32 – Maciço alcalino de Poços de Caldas; Cenozóico. 33 – Formação Rio Claro; 34 – Coberturas e depósitos neogênicos.

Perfil A-A':

A litologia parece definir os patamares topográficos, assim podemos delimitar o planalto de Poços de Caldas, formado pela intrusão alcalina, a elevação associada ao sienito Pedra Branca, e o planalto de São Pedro de Caldas, correlacionável às unidades do complexo varginha guaxupé, a leste do MAPC.

Próximo ao limite A', há uma ruptura de declive acentuada não ligada à alternância litológica. Nesta mesma localidade ocorre um pico de RDE que, como vimos anteriormente, refere-se a canais de ordem três, seguindo direção NW - SE, mas enfileirados paralelamente seguindo um lineamento de direção NE, dentro do domínio da bacia D. Quanto ao restante da área, o RDE apresenta como tendência picos elevados preferencialmente em limites de patamares topográficos, onde há alta declividade, mantendo valores baixos em áreas relativamente aplainadas, tanto nas regiões altas, quanto nas baixas.

Dois comportamentos distintos ficam evidentes em relação às idades: a esquerda do perfil, idades recentes, abaixo de 100 Ma no planalto de Poços de Caldas e áreas próximas (afetadas pela auréola magmática) e, no lado direito, idades antigas, que ultrapassam a 200 Ma no planalto de São Pedro de Caldas. Comportamento este já observado no gráfico da figura 23.

Sintetizando, neste perfil verifica-se a ocorrência de dois grandes planaltos de idades diferentes, com patamares topográficos demarcados pela litologia e por picos de RDE.

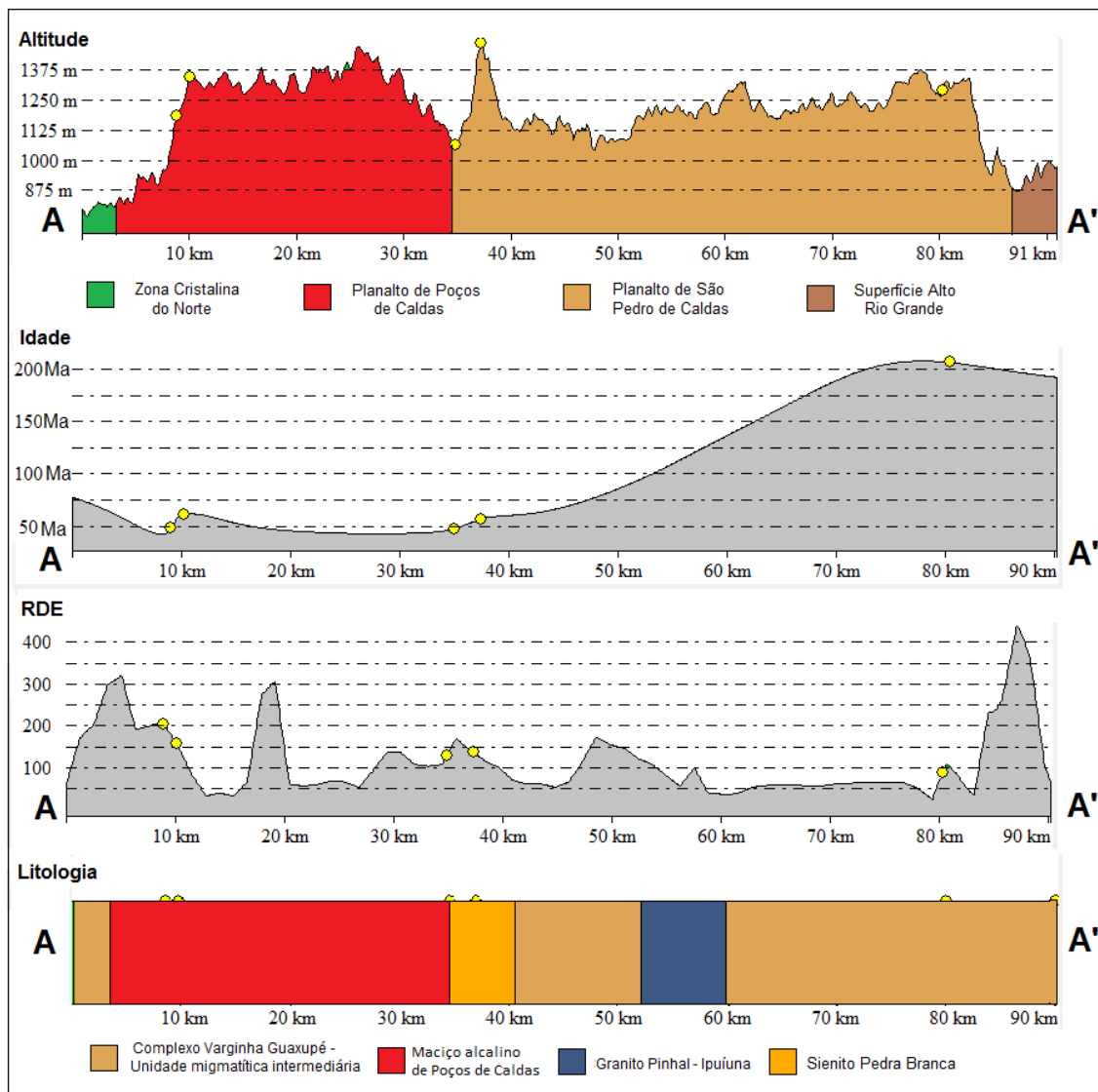


Figura 43. Perfil A-A'

Perfil B-B':

O comportamento das idades em relação a topografia aqui fica mais evidente, a curva de Idade, saindo do ponto B, em direção ao planalto de Poços de Caldas apresenta-se côncava, em oposição a convexidade da curva do relevo. Esta tendência se modifica ao ultrapassar o Planalto de Poços de Caldas, neste ponto a curva de idade passa a seguir o mesmo desenho da topografia.

Quanto a litologia, segue as mesmas considerações do perfill anterior, destacando-se que as alternâncias litológicas existente no complexo Varginha - Guaxupé causam certos desníveis dentro do planalto São Pedro de Caldas. A ruptura

próxima ao limite B', que fica próximo a cidade de Poço Fundo (figura 42) acompanhada por um pico elevado de RDE, entretanto, não demonstra uma relação clara com alternância litológica, aparentando limite erosivo, embora possua relação com lineamento de direção ENE e esteja no contexto do *knickpoint* k16, do Rio Machado (figuras 35 e 36).

Além do desnível próximo a Poço Fundo, a curva de RDE apresenta picos expressivos também nos limites do MACP, na região do dique anelar, e picos de menos expressivos em desníveis topográficos de menor porte.

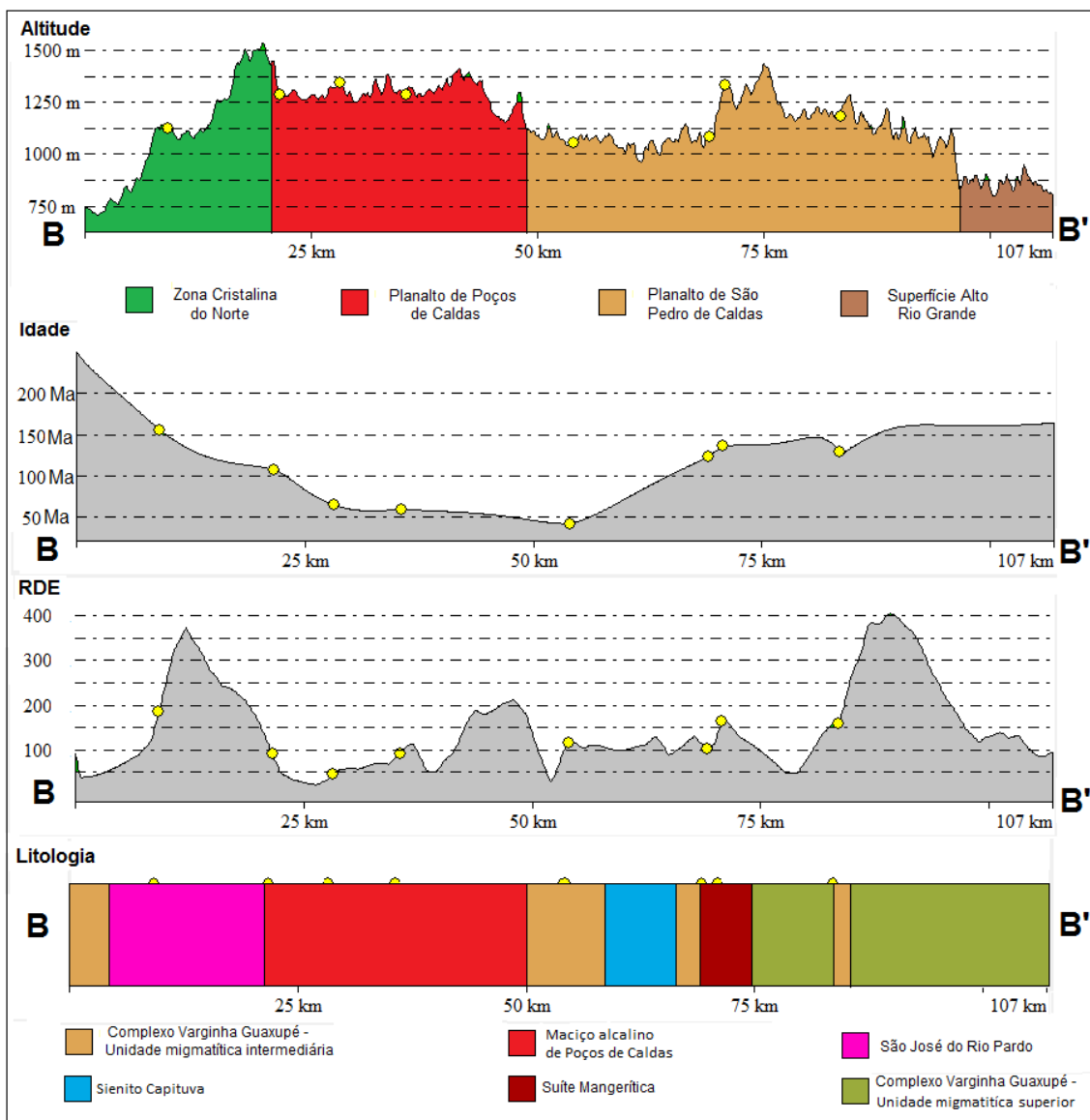


Figura 44. Perfil B

Perfil C:

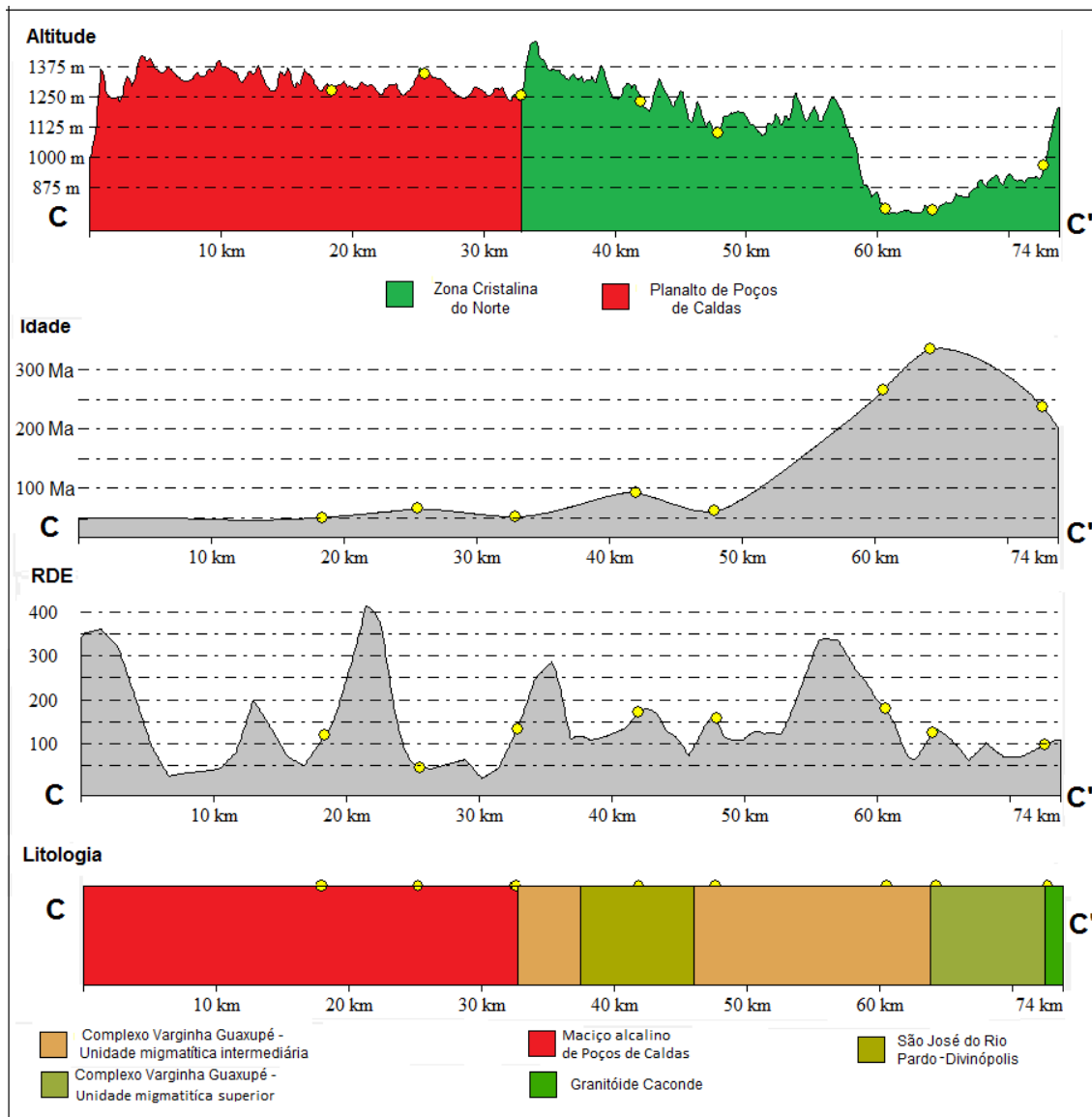


Figura 45. Perfil C

No perfil C-C' (figura 45) pode ser visualizado a relação do MAPC com as localidades a norte do maciço. A mais evidente, e já notada nos perfis anteriores, consiste em idades recentes (abaixo de 100 Ma) em áreas elevadas e idades antigas (aqui ultrapassando a 300 Ma) em áreas baixas, fazendo com que a curva de topografia e a de idade tenham relação inversa. Destaca-se que, antes das idades tornarem-se mais antigas, na região a noroeste de Poços de Caldas, que é limitada a leste e norte pelo Rio Pardo, as rochas do embasamento possuem idades rejuvenescidas (abaixo de 100 Ma) e altitude topográfica semelhante a Poços de Caldas. Este patamar

topográfico é limitado também por dois lineamentos com sentido ENE, os quais já foram discutidos no capítulo de perfil longitudinal (capítulo 4.3). Como exposto, além de limitar este patamar, causa desníveis e mudança de direção no Rio Pardo, e controla a dinâmica da Bacia B (figura 33 e 34). Neste perfil, estes lineamentos, associados a outros de direção NE criam rupturas, influenciando no RDE de canais da bacia A, que drenam sentido SE-NW (figuras 30, 31 e 32).

A litologia segue demarcando patamares topográficos, cujos desníveis são marcados por picos altos de RDE, embora existam alguns isolados e de grande porte no interior do MAPC (relacionados a estruturas circulares presentes no maciço)

Perfil D:

O perfil D (figura 46) apresenta comportamento inverso ao apresentado pelo perfil C (figura 45): sendo traçado no planalto de São Pedro de Caldas e áreas a norte (bacia B), verifica-se que a curva de idade possui o mesmo desenho que a da topografia.

O RDE apresenta-se em sua maior parte com valores baixos e sem grande variabilidade, excetuando-se picos elevados referente ao já discutido caso da bacia D, e entre dois picos entre os quilômetros 30 e 50 do perfil, coincidentes com alternância litológica e também associados ao *knickpoint* (k16) do rio Machado (que não foi registrado em toda sua magnitude neste perfil).

Neste perfil, a transição entre as duas unidades do complexo Varginha-Guaxupé - granulítica intermediária e unidade migmatítica superior - na porção norte do planalto, não causa grandes perturbações no relevo, havendo um decréscimo topográfico que ocorre de sul para norte gradualmente. Deste modo, verifica-se que as rupturas topográficas abruptas em forma de escarpa, como verificado nos perfis A e B (figuras 43 e 44), e também observável no mapa da figura 51 se dão apenas na borda leste e nordeste (k16) do planalto de São Pedro de Caldas, ocorrendo de forma gradual, no setor noroeste e oeste.

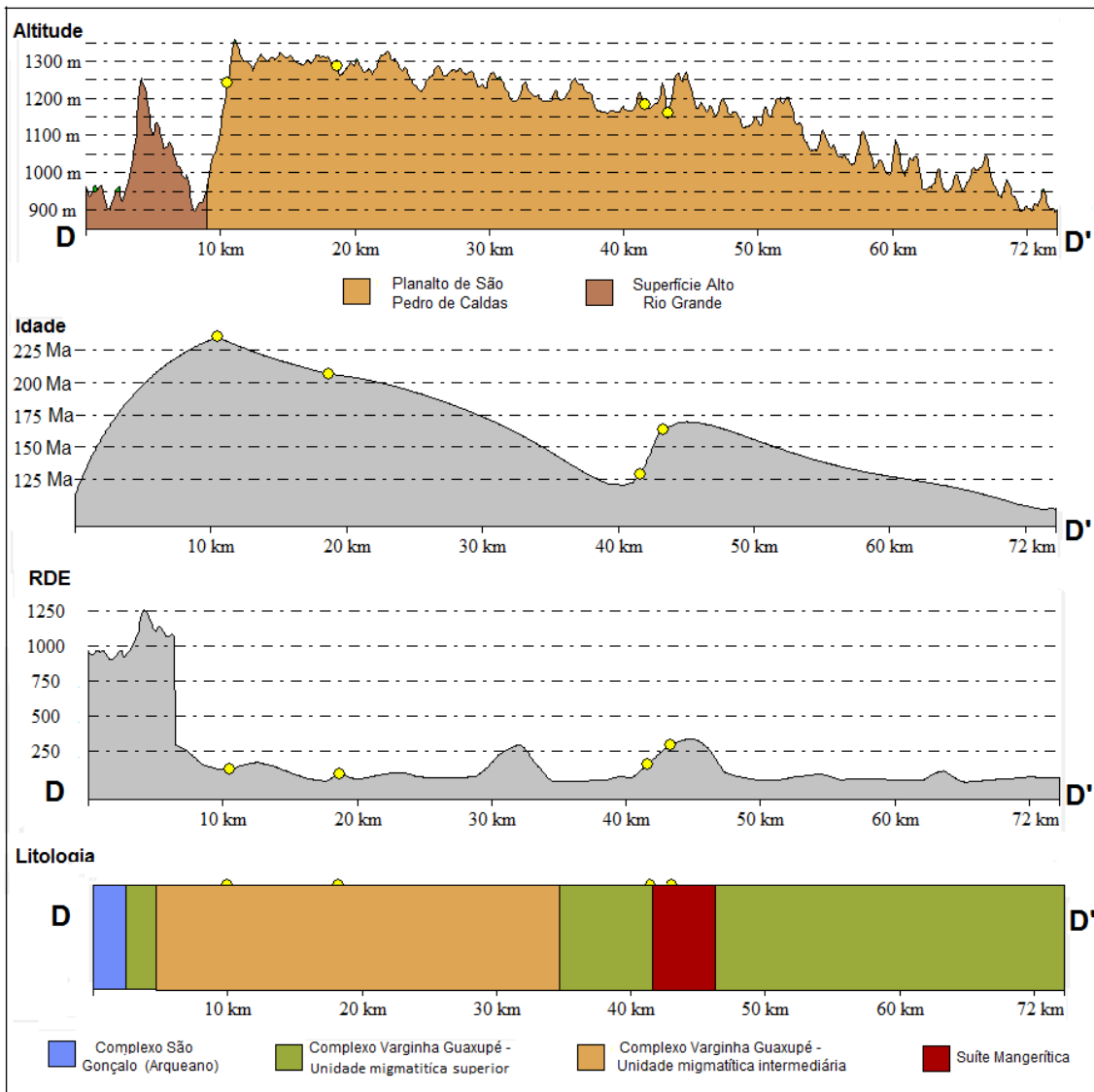


Figura 46. Perfil D

4.5 - Análise estatística multivariada

A aplicação do RDE a bacias individualizadas e a conjuntos de canais de ordens diferentes possibilitou um entendimento acerca da evolução do relevo da região. Entretanto, apesar dos resultados satisfatórios, estes conjuntos apresentam variações de padrões, e numa área ampla, como é o caso deste estudo, resultados semelhantes em localidades diferentes podem não necessariamente estar ligado aos mesmos processos genéticos. Tal fato fica evidente quando observamos que distribuição das idades obtidas pro traços de fissão em apatitas em relação a sua altitude topográfica varia ao longo do espaço estudado, denotando dinâmicas distintas em relação aos processos de soerguimento e erosão.

Visando uma tentativa de filtragem nos dados, este trabalho propõe aplicar métodos de estatística multivariada a fim de separar conjuntos homogêneos de segmentos de drenagens, que pudessem evidenciar eventos geológicos e geomorfológicos responsáveis pela estruturação do relevo da região. As variáveis utilizadas nesta análise consistiram, além do índice RDE e da ordem hierárquica dos canais, na direção das drenagens.

Segundo Landim (2011), a análise de agrupamentos e a análise de componentes principais, apesar de serem baseados em metodologias diferentes, apresentam resultados semelhantes, podendo ser utilizados em conjunto. Deste modo, a classificação dos conjuntos foi realizada pela análise de agrupamentos, enquanto a análise dos componentes principais verificou os fatores determinantes na definição dos conjuntos. Para validação dos conjuntos obtidos, foi empregado também o método de análise discriminante.

A análise dos agrupamentos, utilizando como coeficiente de similaridade a Distância Euclidiana e como método de aglomeração o Método de Ward, apresentou cinco classes diferentes, conforme pode ser observado no dendograma (figura 47) e na tabela contendo os centróides das classes (tabela 10):

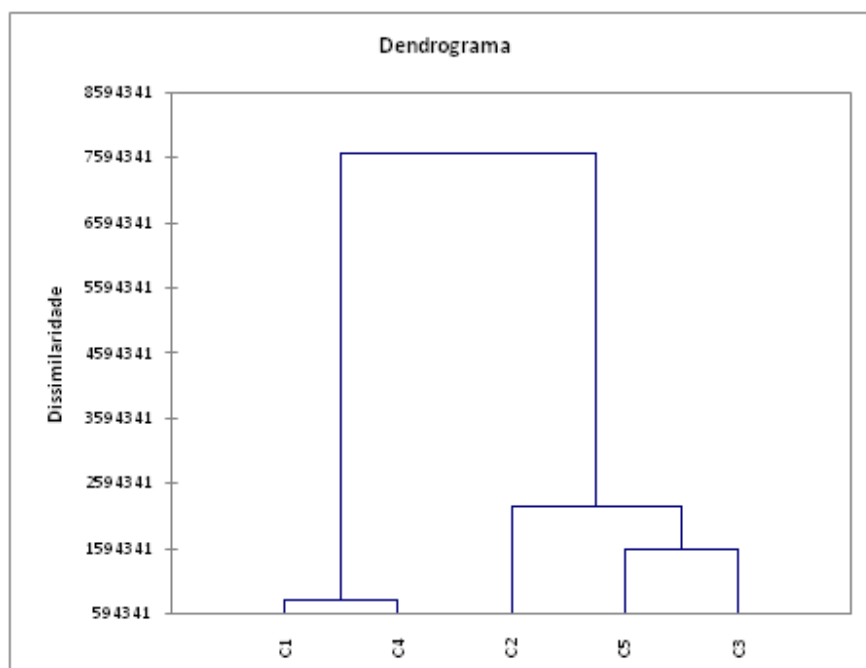


Figura 47. Dendrograma: Classes obtidas pela análise de agrupamentos

Classe	RDE	Direção	Ordem
C1	586.048	91.429	3.952
C2	188.232	102.354	3.390
C3	69.476	50.943	3.252
C4	353.260	86.520	3.440
C5	50.445	137.464	3.219

Tabela 10. Centróides das classes

A análise dos componentes principais fornece dados que justificam os agrupamentos alcançados. A matriz de correlação (tabela 11), apresentando valores baixos, indica que as variáveis apresentam pouca correlação entre si. Tal resultado é esperado, já que direção não é uma variável quantitativa, que aumenta ou diminui conforme varia o RDE, ela é uma variável qualitativa ordinal, estando uma determinada direção aleatória relacionada a valores altos ou baixos de RDE; a função do agrupamento empregado então é procurar a que direção aleatória esta relacionado tais valores de RDE.

Variáveis	RDE	Direção	Ordem
RDE	1	0.028	0.192
Direção	0.028	1	-0.029
Ordem	0.192	-0.029	1

Tabela 11. Matriz de Correlação (Pearson)

A tabela 12 mostra que os maiores pesos para a constituição do autovalor 1, que corresponde a 39.72% da variabilidade presente, são as variáveis RDE e ordem e para o autovalor 2, com 33.6%, é a variável direção. A multiplicação da matriz original de dados, pela matriz de autovetores fornece os *factor scores*, os quais são plotados em um gráfico biplot (figura 48) relacionando os canais de drenagens aos dois principais eixos:

	Autovalores			Autovetores			
	F1	F2	F3	F1	F2	F3	
Autovalor	1.192	1.008	0.8	RDE	0.707	0.143	-0.693
Variabilidade (%)	39.724	33.607	26.669	Direção	-0.003	0.98	0.199
% acumulada	39.724	73.331	100.000	Ordem	0.707	-0.138	0.693

Tabela 12. Autovalores e autovetores

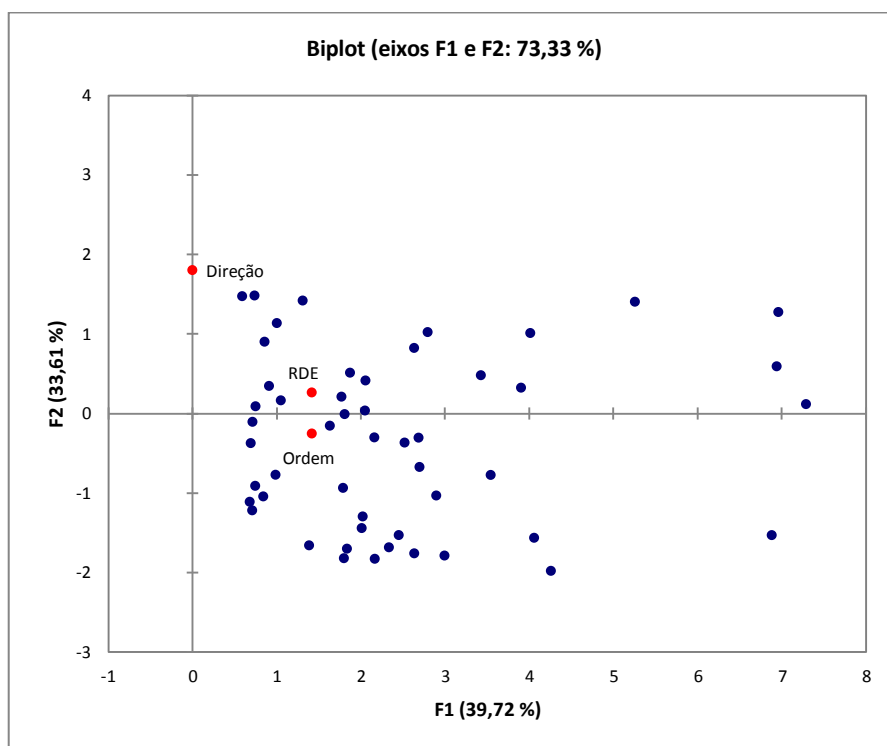


Figura 48. Distribuição espacial das drenagens segundo as componentes principais

Para efeito de validação, os conjuntos foram submetidos à análise discriminante, cujos resultados são apresentados nas tabelas 13, 14 e 15, e figura 49.

	Autovalores			Correlações Variáveis/Fatores			
	F1	F2	F3	F1	F2	F3	
Autovalor	7.144	1.084	0.003	RDE	0.999	0.036	-0.001
Discriminação (%)	86.795	13.170	0.036	Direção	-0.008	1.000	-0.027
% acumulada	86.795	99.964	100.000	Ordem	0.192	-0.001	0.981

Tabela 13. Análise discriminante: Autovalores e autovetores

Constata-se pela tabela 13 que o eixo F1 apresenta 86.8% da variabilidade presente, e o eixo F2 13.17%. De maneira similar análise de componentes, o maior peso para eixo F1 consiste no RDE, seguido da ordem do canal e para o eixo F2, a direção. Como apontado nos capítulos anteriores, o RDE tende a aumentar conforme aumenta o comprimento das drenagens, explicando assim, a maior correlação obtida entre RDE e ordem.

A tabela 14 apresenta a quantidade de acerto da análise de agrupamento, segunda a avaliação da análise discriminante, a qual totalizou 90% da classificação, validando assim os agrupamentos obtidos. Os maiores erros se dão entre os grupos C2, C3 e C5, o que pode ser notado no biplot (figura 49), que indica zonas de recobrimento entre os três grupos e na tabela com as distâncias de Mahalanobis (tabela 15), apresentando distâncias menores entre estes conjuntos. Para melhoria dos resultados, as observações com probabilidades de pertencimento a outros grupos foram analisados individualmente e reclassificados manualmente.

de \ a	C1	C2	C3	C4	C5	Total	% correto
C1	19	0	0	2	0	21	90.48%
C2	0	139	13	2	10	164	84.76%
C3	0	14	501	0	33	548	91.42%
C4	0	2	0	48	0	50	96.00%
C5	0	0	26	0	293	319	91.85%
Total	19	155	540	52	336	1102	90.74%

Tabela 14. Porcentagem de acerto obtido pelas agrupamentos precedentes, segundo avaliação da análise discriminante

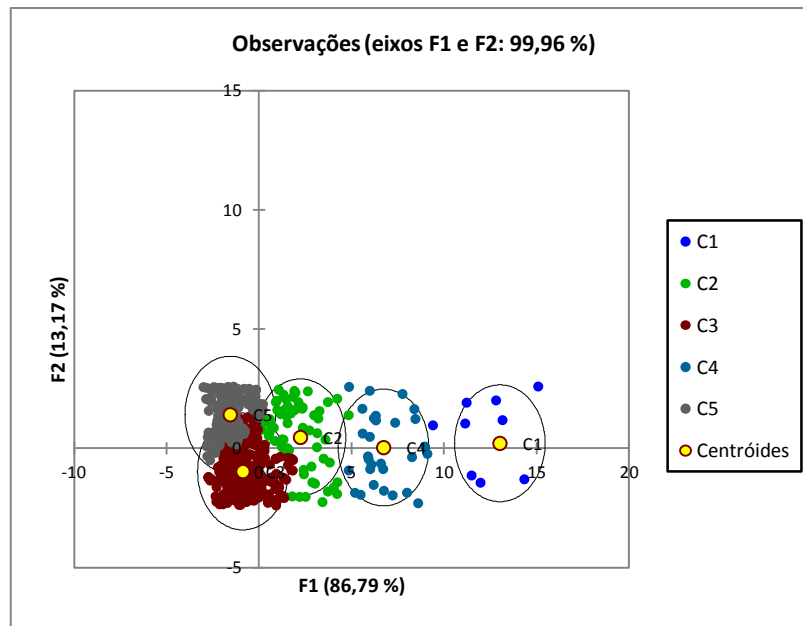


Figura 49. Distribuição espacial e proximidade dos centróides, segundo análise discriminante

	C1	C2	C3	C4	C5
C1	0	116.303	194.354	39.715	213.938
C2	116.303	0	11.719	20.435	15.315
C3	194.354	11.719	0	58.874	6.153
C4	39.715	20.435	58.874	0	70.674
C5	213.938	15.315	6.153	70.674	0

Tabela 15. Distâncias de Mahalanobis

Diante dos resultados expostos, verifica-se que para classificação dos grupos, o fator de maior peso consiste na variação de RDE e ordem (autovetor F1 na figura 48), formando assim, conjuntos de drenagens que caracterizam-se pela homogeneidade nos valores de RDE. Considerando a importância da direção das drenagens na definição de eventos tectônicos, cada conjunto foi submetido à análise individualizada, visando à subdivisão dos grupos. Os resultados podem ser visualizados nas tabelas 16 e 17.

Como pode ser notado na tabela 16, a variável direção aparece como elemento de maior peso no eixo F1 em quase todos os casos. Excetua-se os conjuntos C3 e C5, estes, conforme podemos ver na tabela 10, possuem RDE com valores semelhantes, já conferindo, portanto, em sua primeira classificação, um maior peso a variável direção na distinção dos dois conjuntos.

	Autovalores			Autovetores				
		F1	F2	F3		F1	F2	F3
C1	Autovalor	1.236	1.011	0.754	RDE	0.436	0.776	-0.456
	Variabilidade (%)	41.192	33.685	25.123	Direção	0.715	0.009	0.699
	% acumulada	41.192	74.877	100.000	Ordem	-0.547	0.631	0.551
C4	Autovalor	1.212	1.025	0.763	RDE	0.648	-0.430	-0.629
	Variabilidade (%)	40.398	34.168	25.434	Direção	0.723	0.089	0.685
	% acumulada	40.398	74.566	100.000	Ordem	0.238	0.899	-0.369
C3	Autovalor	1.172	1.036	0.792	RDE	0.599	0.542	-0.589
	Variabilidade (%)	39.073	34.536	26.390	Direção	-0.314	0.836	0.450
	% acumulada	39.073	73.610	100.000	Ordem	0.737	-0.085	0.671
C5	Autovalor	1.207	1.006	0.786	RDE	0.712	0.010	0.702
	Variabilidade (%)	40.238	33.549	26.213	Direção	0.408	0.808	-0.425
	% acumulada	40.238	73.787	100.000	Ordem	0.571	-0.589	-0.572
C2	Autovalor	1.188	0.987	0.825	RDE	-0.575	-0.583	0.574
	Variabilidade (%)	39.589	32.894	27.516	Direção	0.694	0.025	0.720
	% acumulada	39.589	72.484	100.000	Ordem	-0.433	0.812	0.390

Tabela 16. Autovalores e autovetores referente a análise discriminante aplicada aos subgrupos

A tabela 17 apresenta tabela com resultado da subdivisão dos conjuntos.

	Classe	RDE	Direção	Ordem
C1	C1a	553.375	127.875	4.000
	C1b	567.000	27.500	3.833
	C1c	710.600	119.400	3.600
C4	C4a	366.571	133.524	3.714
	C4b	317.105	43.105	3.474
	C4c	414.727	46.000	3.091
C3	C3a	93.248	82.000	3.248
	C3b	100.645	23.927	3.391
	C3c	43.765	44.328	3.180
C5	C5a	100.429	143.222	3.397
	C5b	42.426	114.419	3.217
	C5c	49.107	157.300	3.200
C2	C2a	159.012	122.353	3.376
	C2b	213.591	32.795	3.500
	C3c	234.821	127.308	3.308

Tabela 17. Subdivisão dos conjuntos e centróides das variáveis associadas

Os subconjuntos alcançados também foram submetidos à análise discriminante, que validou a maior parte da classificação. As observações com probabilidades de

pertencimento a outros conjuntos, de maneira semelhante a realizada na primeira classificação, foram analisadas e reclassificadas manualmente. Os resultados encontram-se no Anexo 3 deste volume.

Para uma visualização integrada dos conjuntos obtidos, confeccionou-se, a partir da figura 65, um gráfico de relação entre RDE e direção (figura 50). Nos itens que seguem, uma descrição dos conjuntos obtidos.

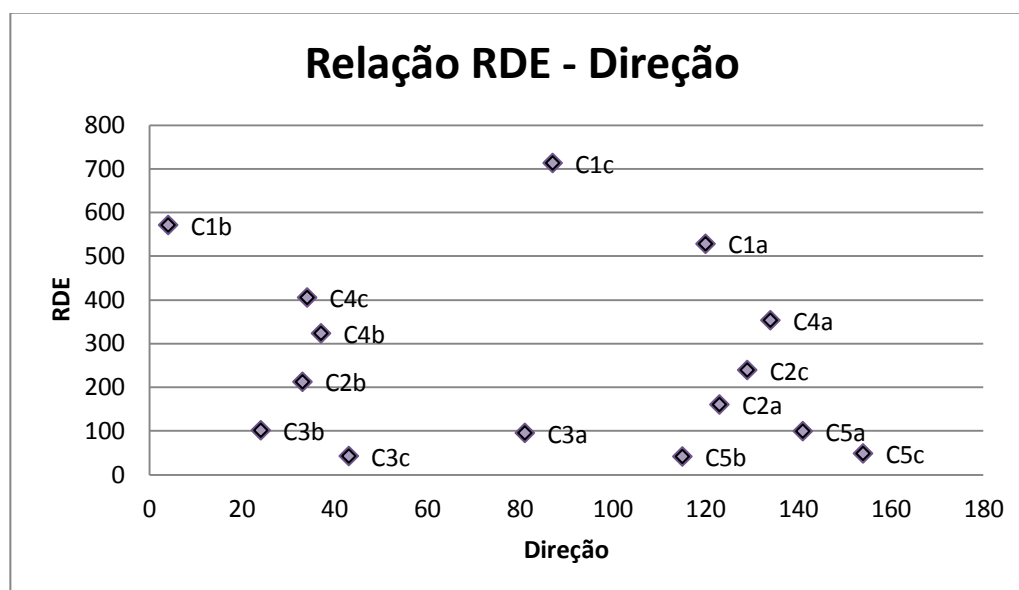


Figura 50. Gráfico de relação RDE e Direção

4.5.1 - Conjuntos

C1c:

São os maiores valores de RDE encontrados na área de estudos, refere-se ao *knickpoint* do Rio Machado (k16), seu vale profundo que segue lineamento de direção ENE e os canais de terceira ordem da bacia D, próximo a Espírito Santo do Dourado, com direção NW-SE e enfileirados por um lineamento de direção NE. Ambos os casos ocorrem nos limites do planalto de São Pedro de Caldas, sendo o primeiro a norte do planalto e o segundo a sudeste. A reunião destas drenagens num mesmo conjunto sugere a ideia de pertencimento a um mesmo evento tectônico. Como discutido no capítulo acima, embora participativo, a alternância litológica não parece ser fator predominante na limitação do planalto (figura 51).

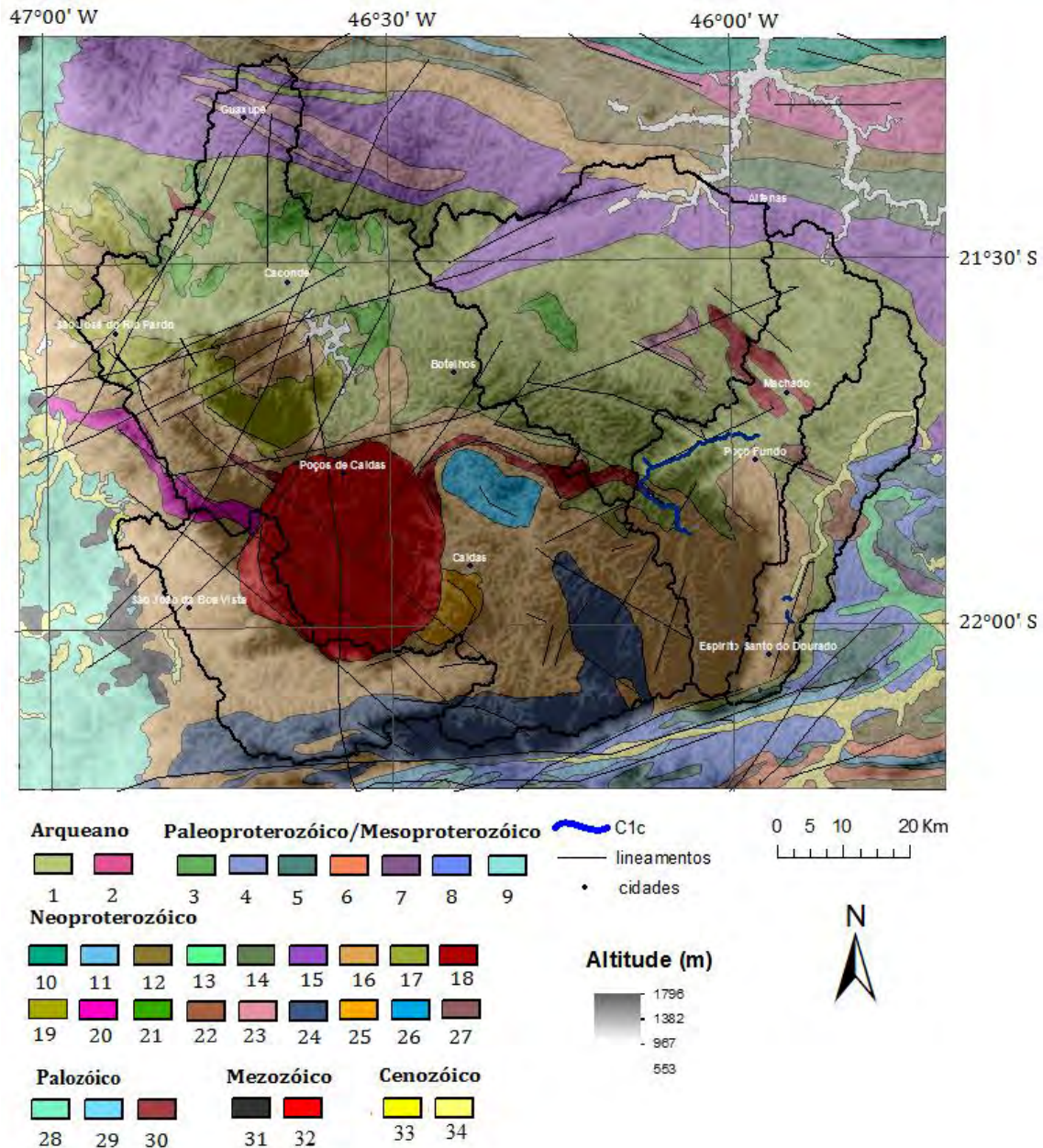


Figura 51. Conjunto C1c. Geologia: Arqueano. 1 – Complexo Campos Gerais 2; 2 – Complexo Lavras; Paleoproterozóico/ Mesoproterozóico. 3 – Gnaisses Heliodora; 4 - Serra de Jatipacá; 5 – Suíte Serra do Gonçalves; 6 – Corpo Ortognaisse Pouso Alegre; 7: Corpo Ortognaisse Serra do Quiabeiro; 8 – Complexo São Gonçalves do Sapucaí; 9 – Granito-Gnaiss Taguar; Neoproterozóico. 10 – Grupo Carrancas: unidade de metapelitos grafíticos; Grupo Andrelândia (11-14). 11 - Unidade quartzítica; 12 – Unidade de xistos e paragnaisses; 13 - Unidade de metagrauvacas; 14 - Unidade de cianita-granada granulitos; Complexo Varginha-Guaxupé (17-26). 15 - Unidade granulítica basal; 16 - Unidade ortognáissica migmatítica intermediária; 17 - Unidade paragnáissica migmatítica superior; 18 – Suíte Mangerítica (sin-orogênico); 19 – São José do Rio Pardo – Divinolândia, Charnockito sin-orogênico –20 – São José do Rio Pardo (granitos); 21 – Granitóide Caconde; 22 – Granitóides Sin-Orogênicos; 23 – Charnockitos Sin-orogênicos; 24 – Granito Pinha-Ipuiúna; 25 – Sienito Pedra Branca (pós-orogênico); 26 – Sienito Capitua (pós-orogênico); 27 – Formação Pouso Alegre; Paleozóico. 28 – Formação Aquidauana; 29 – Grupo Itararé; 30 – Formação Corumbatai; Mezozóico. 31 - Formação Serra Geral; 32 – Maciço alcalino de Poços de Caldas; Cenozóico. 33 – Formação Rio Claro; 34 – Coberturas e depósitos neogênicos.

C1a, C4a e C2c:

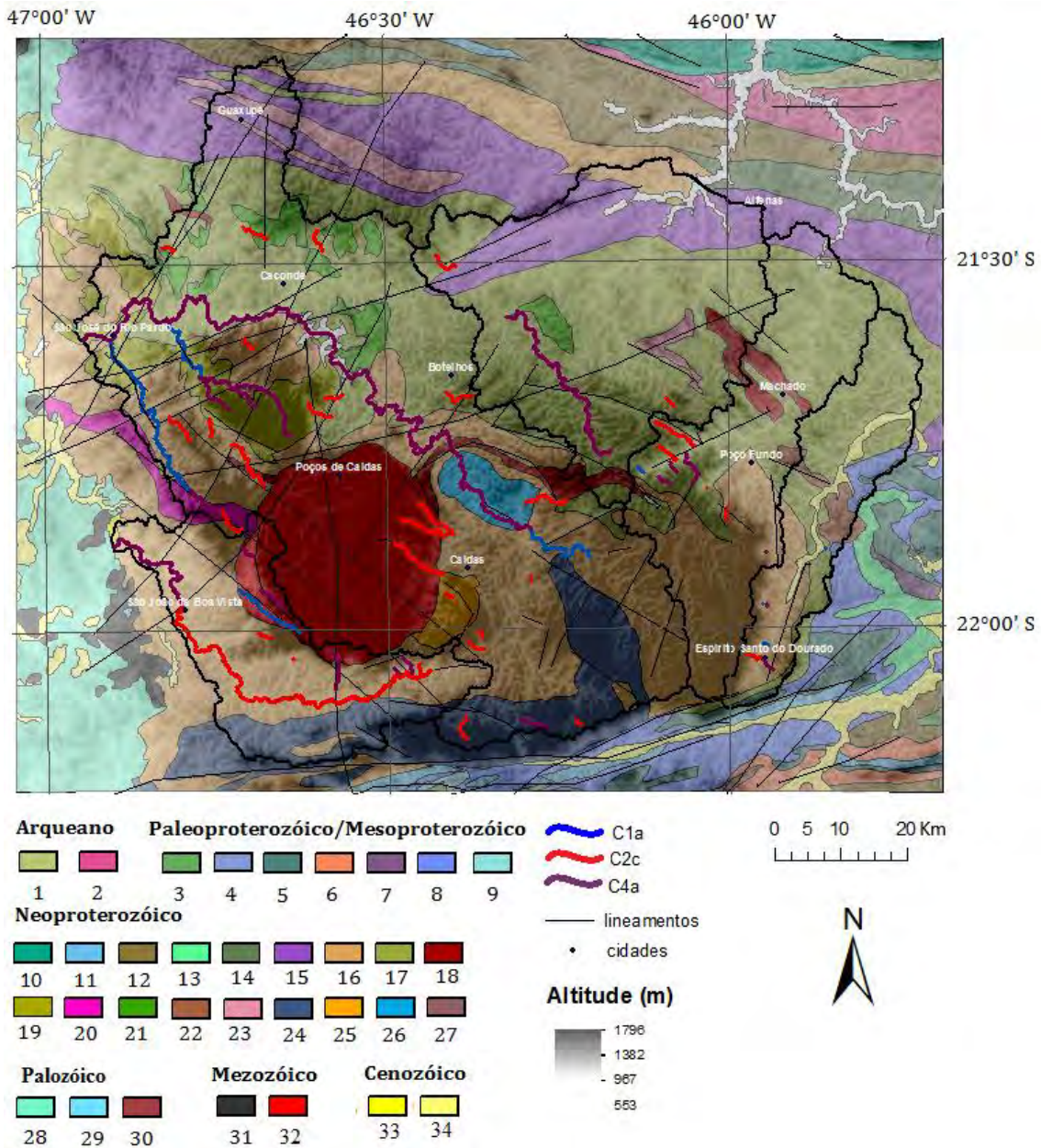


Figura 52. Conjuntos C1a, C4a e C2c. Geologia: Arqueano. 1 – Complexo Campos Gerais 2; 2 – Complexo Lavras; Paleoproterozóico/ Mesoproterozóico. 3 – Gnaisses Heliadora; 4 - Serra de Jatipacá; 5 – Suíte Serra do Gonçalo; 6 – Corpo Ortognaisse Pouso Alegre; 7: Corpo Ortognaisse Serra do Quiabeiro; 8 – Complexo São Gonçalo do Sapucaí; 9 – Granito-Gnaiss Taguar; Neoproterozóico. 10 – Grupo Carrancas: unidade de metapelitos grafitosos; Grupo Andrelândia (11-14). 11 - Unidade quartzítica; 12 – Unidade de xistos e paragnaisses; 13 - Unidade de metagrauvacas; 14 - Unidade de cianita-granada granulitos; Complexo Varginha-Guaxupé (17-26). 15 - Unidade granulítica basal; 16 - Unidade ortognáissica migmatítica intermediária; 17 - Unidade paragnáissica migmatítica superior; 18 – Suíte Mangerítica (sin-orogênico); 19 – São José do Rio Parto – Divinolândia, Charnockito sin-orogênico –20 – São José do Rio Pardo (granitos); 21 – Granitóide Caconde; 22 – Granitóides Sin-Orogênicos; 23 – Charnockitos Sin-orogênicos; 24 – Granito Pinha-Ipuiúna; 25 – Sienito Pedra Branca (pós-orogênico); 26 – Sienito Capituva (pós-orogênico); 27 – Formação Pouso Alegre; Paleozóico. 28 – Formação Aquidauana; 29 – Grupo Itararé; 30 – Formação Corumbatai; Mezozóico. 31 - Formação Serra Geral; 32 – Maciço alcalino de Poços de Caldas; Cenozóico. 33 – Formação Rio Claro; 34 – Coberturas e depósitos neogênicos.

Estes três conjuntos (figura 52) apresentam grandes similaridades, sendo analisadas aqui como sendo um único conjunto. Grande parte destas drenagens são as responsáveis pelas concentrações de valores altos de RDE demonstrado do mapa para os canais de quinta ordem na figura 36. São canais com RDE elevado drenando sentido NW, alguns dos quais, são drenagens de grande porte (incluindo aí o Rio Pardo). Estes canais, principalmente os situados a noroeste de Poços de Caldas, são cortados por dois grandes lineamentos de direção ENE, e outros de menor porte, causando rupturas de declive nestas drenagens. Estes lineamentos consistem no denominado sistema de falhas do Rio Pardo (Oliveira *et al.* 1989, Mello *et al.* 1993), possuindo falhas assinaladas como normais, e estariam ligados, segundo os autores citados, aos processos relacionados ao Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil.

Estão presentes nestes conjuntos, drenagens localizadas nas regiões abrangidas pelo conjunto C1c, localizadas próximas ao *knickpoint* do rio Machado, e outras pertencentes a bacia D. O que pode sugerir que ambos os conjuntos compartilhem dos mesmos processos genéticos. Nota-se, claramente que o lineamento ENE pelo qual percorre o rio Machado pertence ao mesmo sistema de falhas.

C2a:

Conjunto (figura 53) que, embora apresente alguma variação na direção, apresenta sentido preferencial NW e valores de RDE intermediários. Poderia estar situado no grupo acima (C1a, C4a e C2c), sendo em grande parte controlado pelos mesmos condicionantes. Entretanto, a posição do conjunto em relação ao RDE unifica canais de valores altos e baixos, além de certa variedade de lineamentos influenciando estes canais, que se apresentam distribuídos em quase todas as localidades. Fato que também ocorreu nos conjuntos C1a, C4a e C2c, mas que se torna mais claro neste conjunto é a ausência quase completa de drenagens entre os dois lineamentos de direção ENE (sistema de falhas do Rio Pardo), no que se refere aos domínios da bacia B e na área correspondente da bacia A (no trecho rebaixado).

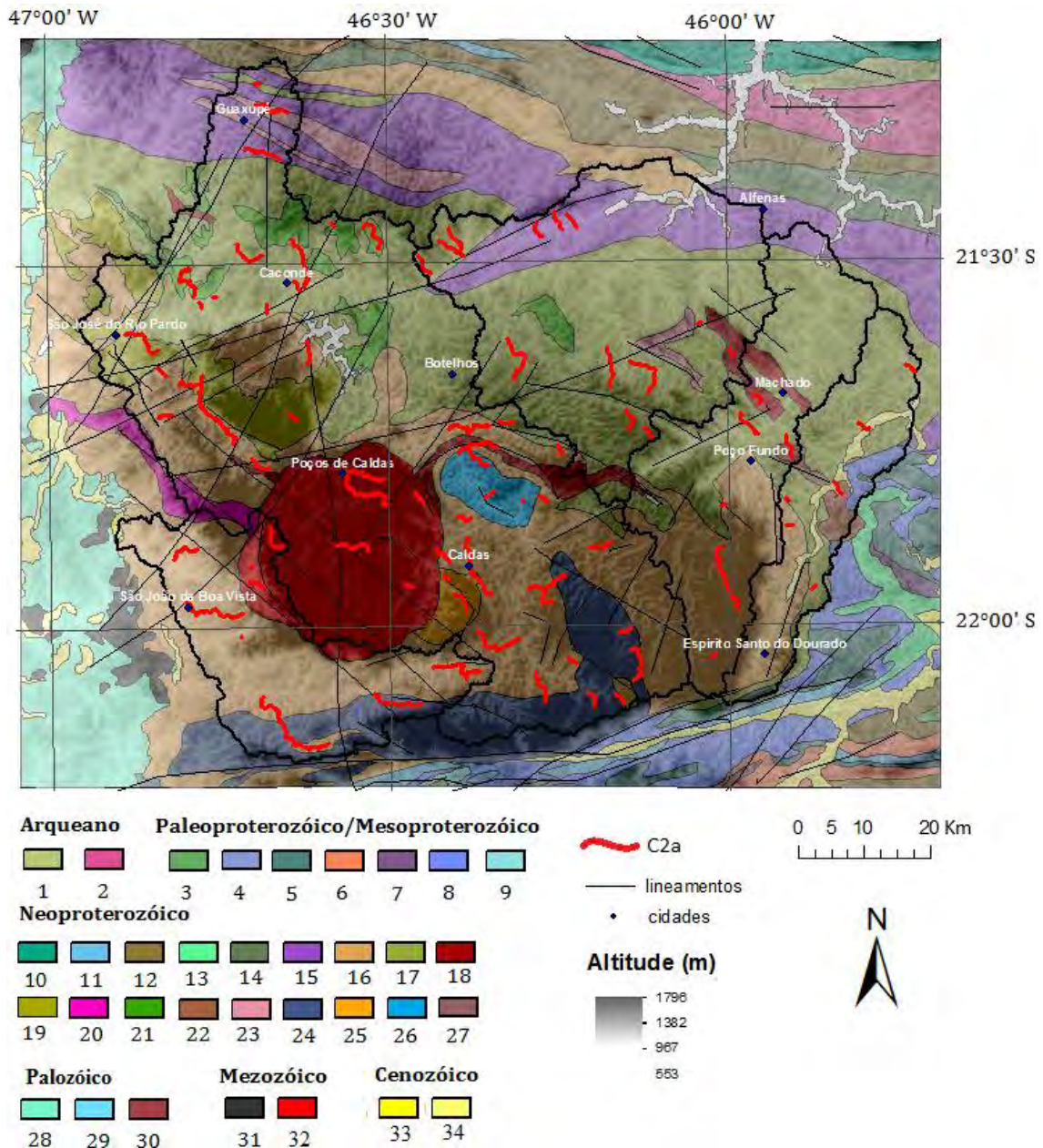


Figura 53. Conjunto C2a. Geologia: Arqueano. 1 – Complexo Campos Gerais 2; 2 – Complexo Lavras; Paleoproterozóico/ Mesoproterozóico. 3 – Gnaisses Heliadora; 4 - Serra de Jatipacá; 5 – Suíte Serra do Gonçalves; 6 – Corpo Ortognaisse Pouso Alegre; 7: Corpo Ortognaisse Serra do Quiabeiro; 8 – Complexo São Gonçalves do Sapucaí; 9 – Granito-Gnaiss Taguar; Neoproterozóico. 10 – Grupo Carrancas: unidade de metapelitos grafitosos; Grupo Andrelândia (11-14). 11 - Unidade quartzítica; 12 – Unidade de xistos e paragnaisses; 13 - Unidade de metagrauvascas; 14 - Unidade de cianita-granada granulitos; Complexo Varginha-Guaxupé (17-26). 15 - Unidade granulítica basal; 16 - Unidade ortognáissica migmatítica intermediária; 17 - Unidade paragnáissica migmatítica superior; 18 – Suíte Mangerítica (sin-orogênico); 19 – São José do Rio Pardo – Divinolândia, Charnockito sin-orogênico –20 – São José do Rio Pardo (granitos); 21 – Granitóide Caconde; 22 – Granitóides Sin-Orogênicos; 23 – Charnockitos Sin-orogênicos; 24 – Granito Pinha-Ipuiúna; 25 – Sienito Pedra Branca (pós-orogênico); 26 – Sienito Capituva (pós-orogênico); 27 – Formação Pouso Alegre; Paleozóico. 28 –Formação Aquidauana; 29 – Grupo Itararé; 30 – Formação Corumbatai; Mezozóico. 31 - Formação Serra Geral; 32 – Maciço alcalino de Poços de Caldas; Cenozóico. 33 – Formação Rio Claro; 34 – Coberturas e depósitos neogênicos.

C1b, C4b, C4c e C2b:

Estes conjuntos (figura 54), caracterizados por RDE alto, possuem drenagens com direção preferencialmente NE. Entretanto, como principal característica, grande parte dos canais situa-se no lado externo do dique anelar e nas bordas de regiões elevadas adjacentes ao MAPC.

É possível relacionar estas drenagens a lineamentos NE, NW, N, e algumas também ENE. As três primeiras direções estariam ligadas, de acordo com Mello *et al.* (1993), a zona de cisalhamento simples orientada segundo NNW – ESSE, a qual corresponderia ao alinhamento magmático Poços de Caldas- Cabo Frio, contexto no qual se insere a intrusão alcalina na região.

O canal mais expressivo deste conjunto é o Ribeirão das Antas, que como se verifica, alterna sua direção três vezes, cada qual, seguindo lineamento de uma das direções mencionadas: N, NW e NE. Assim como os demais canais do conjunto, seu alto RDE é definido pela declividade apresentada pelo dique anelar, o Ribeirão das Antas é o único canal com cabeceira no interior do maciço, a ultrapassar a barreira do dique, o que rende, conforme visto na figura 40, um *knickpoint* (k1) com desnível de cerca de 300 metros. Outra concentração de drenagens também bordejando áreas elevadas é encontrada a leste da área de estudos, associada ao Planalto de São Pedro de Caldas.

C5a, C5b:

Conjunto com direção aproximada para NW (figura 55), com alguma aproximação para W e N. São canais de RDE baixo, portanto, não apresentam capacidade erosiva considerável. São controlados, principalmente os canais do lado direito do mapa, pela foliação das rochas pertencentes à unidade migmatítica superior e a unidade migmatítica intermediária, foliação esta que se dá paralelamente ao contato litológico (Silva, 1997), embora também pertençam a este conjunto, drenagens pertencentes ao interior do MAPC.

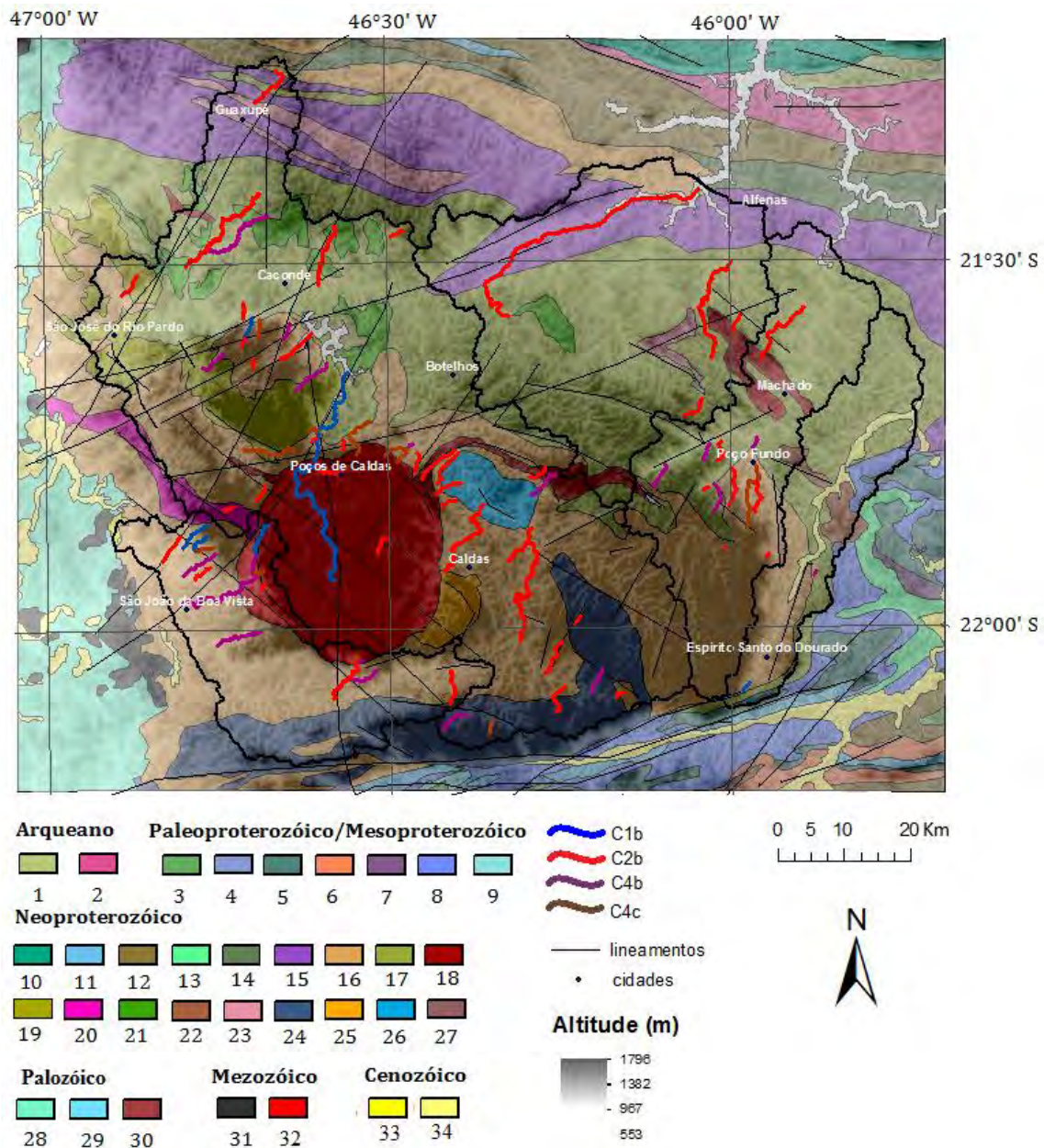


Figura 54. Conjuntos C1b, C4b, C4c e C2b. Geologia: Arqueano. 1 – Complexo Campos Gerais 2; 2 – Complexo Lavras; Paleoproterozóico/ Mesoproterozóico. 3 – Gnaisses Heliodora; 4 - Serra de Jatipacá; 5 – Suíte Serra do Gonçalo; 6 – Corpo Ortognaisse Pouso Alegre; 7: Corpo Ortognaisse Serra do Quiabeiro; 8 – Complexo São Gonçalo do Sapucaí; 9 – Granito-Gnaiss Taguar; Neoproterozóico. 10 – Grupo Carrancas: unidade de metapelitos grafitosos; Grupo Andrelândia (11-14). 11 - Unidade quartzítica; 12 – Unidade de xistos e paragneisses; 13 - Unidade de metagrauvacas; 14 - Unidade de cianita-granada granulitos; Complexo Varginha-Guaxupé (17-26). 15 - Unidade granulítica basal; 16 - Unidade ortognáissica migmatítica intermediária; 17 - Unidade paragnáissica migmatítica superior; 18 – Suíte Mangerítica (sin-orogénico); 19 – São José do Rio Parto – Divinolândia, Charnockito sin-orogénico –20 – São José do Rio Pardo (granitos); 21 – Granitóide Caconde; 22 – Granitóides Sin-Orogénicos; 23 – Charnockitos Sin-orogénicos; 24 – Granito Pinha-Ipuiúna; 25 – Sienito Pedra Branca (pós-orogénico); 26 – Sienito Capituva (pós-orogénico); 27 – Formação Pouso Alegre; Paleozóico. 28 – Formação Aquidauana; 29 – Grupo Itararé; 30 – Formação Corumbatai; Mezozóico. 31 - Formação Serra Geral; 32 – Maciço alcalino de Poços de Caldas; Cenozóico. 33 – Formação Rio Claro; 34 – Coberturas e depósitos neogénicos.

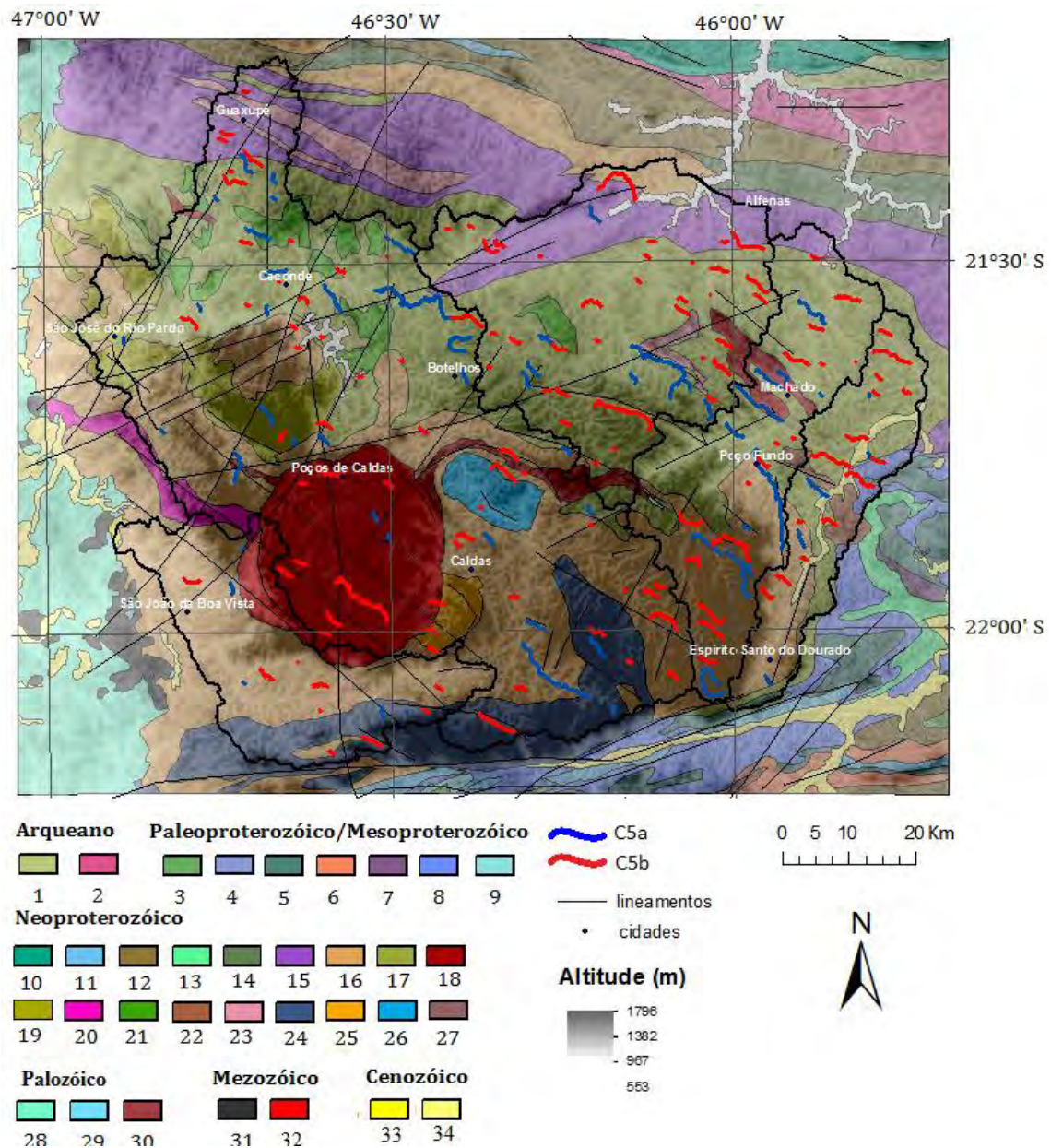


Figura 55. Conjuntos C5a e C5b. Geologia: Arqueano. 1 – Complexo Campos Gerais 2; 2 – Complexo Lavras; Paleoproterozóico/ Mesoproterozóico. 3 – Gnaisses Heliodora; 4 - Serra de Jatipacá; 5 – Suíte Serra do Gonçalves; 6 – Corpo Ortognaisse Pouso Alegre; 7: Corpo Ortognaisse Serra do Quiabeiro; 8 – Complexo São Gonçalves do Sapucaí; 9 – Granito-Gnaiss Taguar; Neoproterozóico. 10 – Grupo Carrancas: unidade de metapelitos grafitosos; Grupo Andrelândia (11-14). 11 - Unidade quartzítica; 12 – Unidade de xistos e paragnaisses; 13 - Unidade de metagrauvas; 14 - Unidade de cianita-granada granulitos; Complexo Varginha-Guaxupé (17-26). 15 - Unidade granulítica basal; 16 - Unidade ortognáissica migmatítica intermediária; 17 - Unidade paragnáissica migmatítica superior; 18 – Suíte Mangerítica (sin-orogênico); 19 – São José do Rio Parto – Divinolândia, Charnockito sin-orogênico –20 – São José do Rio Pardo (granitos); 21 – Granitóide Caconde; 22 – Granitóides Sin-Orogênicos; 23 – Charnockitos Sin-orogênicos; 24 – Granito Pinha-Ipuiúna; 25 – Sienito Pedra Branca (pós-orogênico); 26 – Sienito Capituva (pós-orogênico); 27 – Formação Pouso Alegre; Paleozóico. 28 –Formação Aquidauana; 29 – Grupo Itararé; 30 – Formação Corumbatai; Mezozóico. 31 - Formação Serra Geral; 32 – Maciço alcalino de Poços de Caldas; Cenozóico. 33 – Formação Rio Claro; 34 – Coberturas e depósitos neogênicos.

C5c:

Conjunto com canais que possuem direção com sentido praticamente N-S, associados à RDE baixo (figura 56). Seus canais estão em grande parte localizados nas áreas mais baixas da área de estudos, quando aparecem em planaltos elevados, situam-se em suas porções mais baixas. Têm como grande característica apresentarem sempre em conjuntos de canais que enfileiram-se paralelamente uns aos outros, com certa tendência a serem canais obsequentes em relação a lineamentos de sentido principalmente ENE e NE.

C3a:

Conjunto com canais de RDE baixo, com direção ENE-SSW (figura 57). Não há quantidade significativa de representantes deste conjunto no interior do planalto de Poços de Caldas e no planalto de São Pedro de Caldas, suas maiores ocorrências encontram-se no bloco topográfico rebaixado situado entre os dois principais lineamentos de direção ENE, pelos quais estas drenagens correm paralelamente.

C3b e C3c:

Conjunto com grande quantidade de drenagens, as quais se distribuindo em praticamente todas as localidades da região (figura 58). Inclui drenagens de grande porte a nordeste e noroeste da área. Possui valores baixos de RDE e fortemente orientados para NE, Mello *et al.* (1993) cita a existência expressividade de lineamentos nesta direção, associando-os a falhamentos transcorrentes associados a estruturas antigas.

Apesar de RDE baixo, indicando pouca energia para erodir e, portanto, pouca influência na dinâmica evolutiva atual, conjuntos tais como este descrito, e também o conjunto contendo os grupos C5a, C5b e C5c, com clara influência de estruturas antigas, possuem a maior parte da população de canais da área, evidenciando como a rede de drenagem reflete, além dos processos atuais, eventos extremamente antigos.

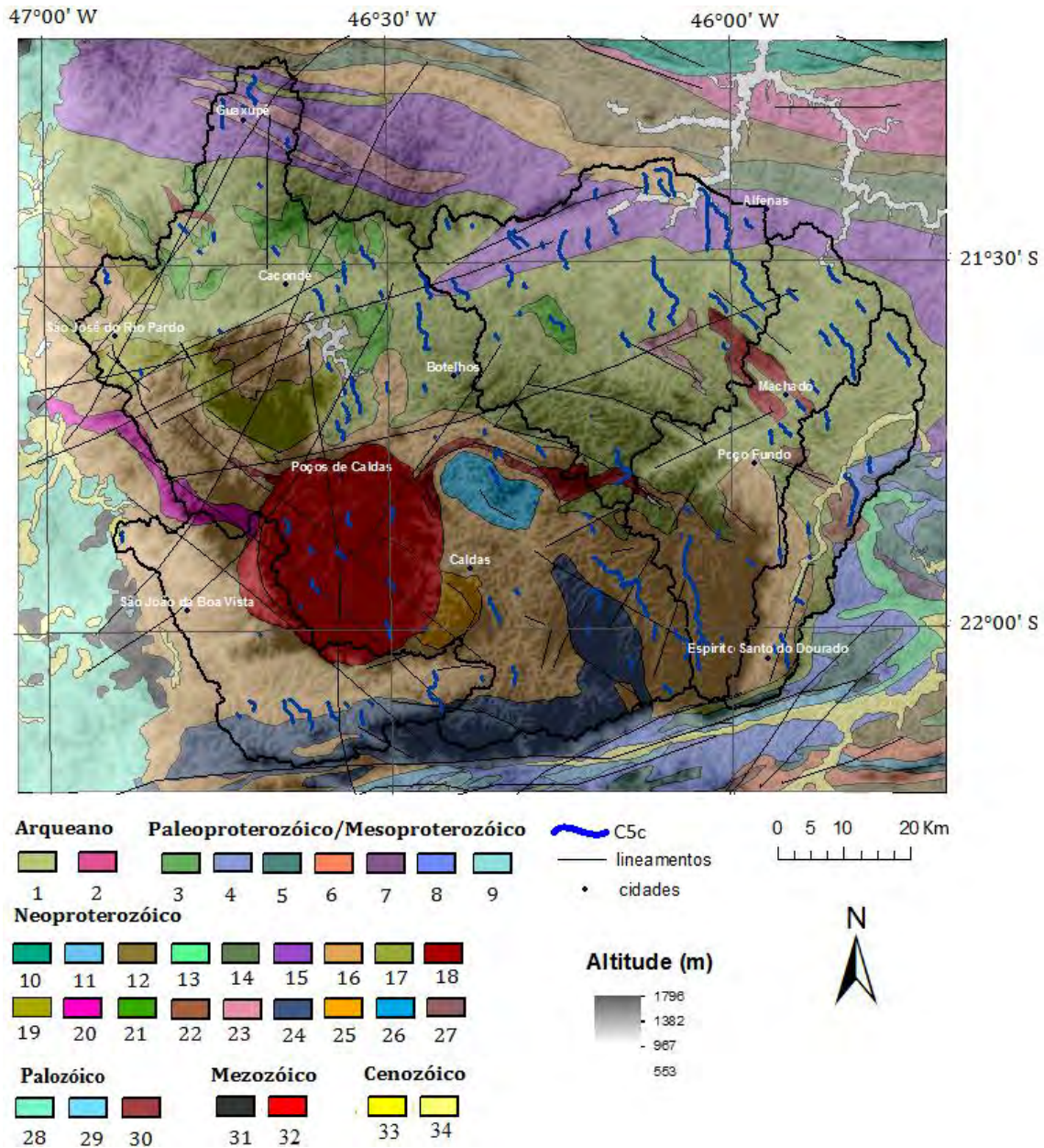


Figura 56. Conjunto C5c. Geologia: Arqueano. 1 – Complexo Campos Gerais 2; 2 – Complexo Lavras; Paleoproterozóico/ Mesoproterozóico. 3 – Gnaisses Heliadora; 4 - Serra de Jatipacá; 5 – Suíte Serra do Gonçalves; 6 – Corpo Ortognaisse Pouso Alegre; 7: Corpo Ortognaisse Serra do Quiabeiro; 8 – Complexo São Gonçalves do Sapucaí; 9 – Granito-Gnaiss Taguar; Neoproterozóico. 10 – Grupo Carrancas: unidade de metapelitos grafitosos; Grupo Andrelândia (11-14). 11 - Unidade quartzítica; 12 – Unidade de xistos e paragnaisses; 13 - Unidade de metagrauvascas; 14 - Unidade de cianita-granada granulitos; Complexo Varginha-Guaxupé (17-26). 15 - Unidade granulítica basal; 16 - Unidade ortognáissica migmatítica intermediária; 17 - Unidade paragnáissica migmatítica superior; 18 – Suíte Mangerítica (sin-orogênico); 19 – São José do Rio Pardo – Divinolândia, Charnockito sin-orogênico –20 – São José do Rio Pardo (granitos); 21 – Granitóide Caconde; 22 – Granitóides Sin-Orogênicos; 23 – Charnockitos Sin-orogênicos; 24 – Granito Pinha-Ipuiúna; 25 – Sienito Pedra Branca (pós-orogênico); 26 – Sienito Capituva (pós-orogênico); 27 – Formação Pouso Alegre; Paleozóico. 28 –Formação Aquidauana; 29 – Grupo Itararé; 30 – Formação Corumbatai; Mezozóico. 31 - Formação Serra Geral; 32 – Maciço alcalino de Poços de Caldas; Cenozóico. 33 – Formação Rio Claro; 34 – Coberturas e depósitos neogênicos.

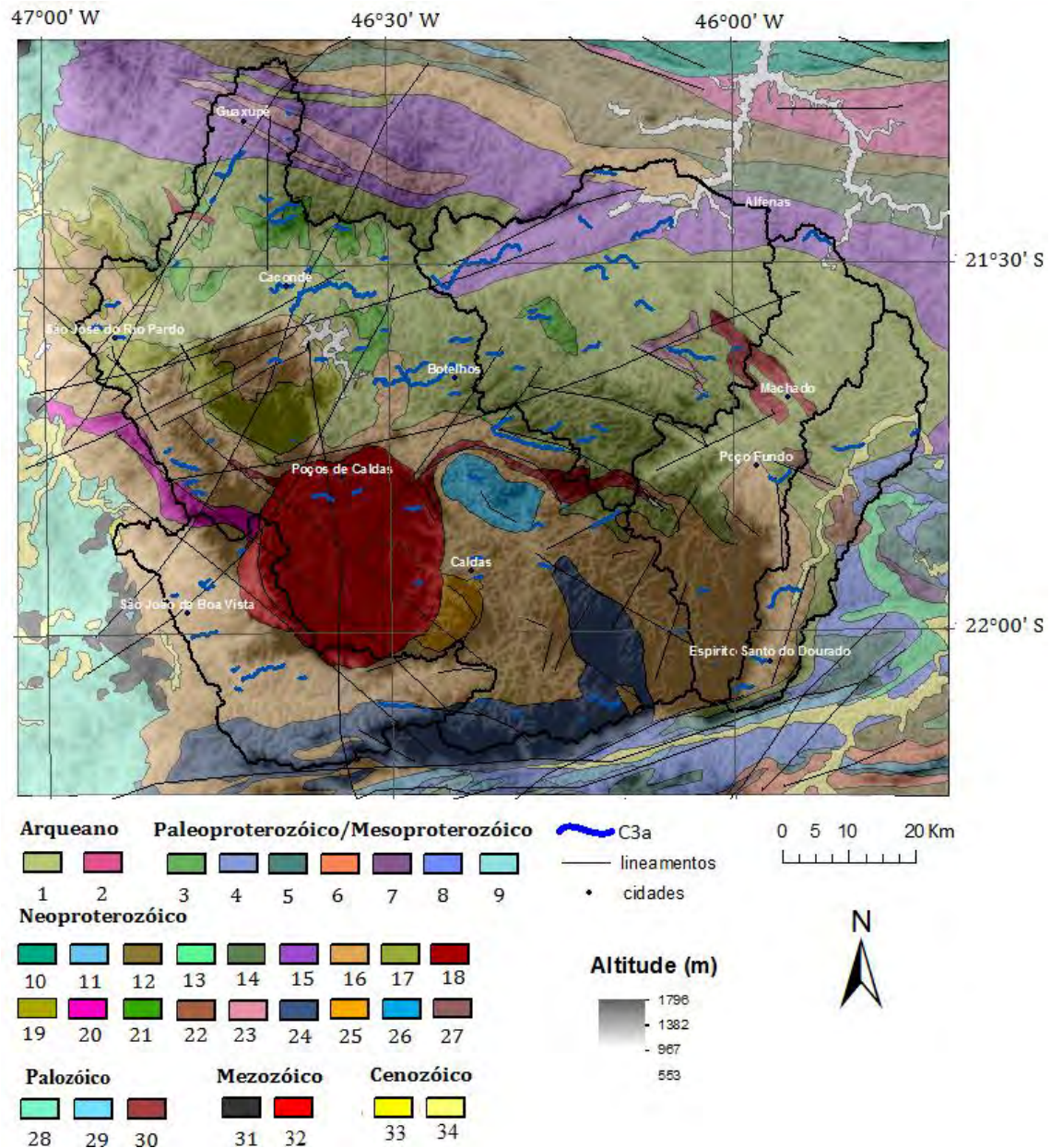


Figura 57. Conjunto C3a. Geologia: Arqueano. 1 – Complexo Campos Gerais 2; 2 – Complexo Lavras; Paleoproterozóico/ Mesoproterozóico. 3 – Gnaisses Heliodora; 4 - Serra de Jatipacá; 5 – Suíte Serra do Gonçalves; 6 – Corpo Ortognaisse Pouso Alegre; 7: Corpo Ortognaisse Serra do Quiabeiro; 8 – Complexo São Gonçalves do Sapucaí; 9 – Granito-Gnaiss Taguar; Neoproterozóico. 10 – Grupo Carrancas: unidade de metapelitos grafitosos; Grupo Andrelândia (11-14). 11 - Unidade quartzítica; 12 – Unidade de xistos e paragneisses; 13 - Unidade de metagrauvascas; 14 - Unidade de cianita-granada granulitos; Complexo Varginha-Guaxupé (17-26). 15 - Unidade granulítica basal; 16 - Unidade ortognássica migmatítica intermediária; 17 - Unidade paragnássica migmatítica superior; 18 – Suíte Mangerítica (sin-orogênico); 19 – São José do Rio Parto – Divinolândia, Charnockito sin-orogênico –20 – São José do Rio Pardo (granitos); 21 – Granitóide Caconde; 22 – Granitóides Sin-Orogênicos; 23 – Charnockitos Sin-orogênicos; 24 – Granito Pinha-Ipuiúna; 25 – Sienito Pedra Branca (pós-orogênico); 26 – Sienito Capituva (pós-orogênico); 27 – Formação Pouso Alegre; Paleozóico. 28 –Formação Aquidauana; 29 – Grupo Itararé; 30 – Formação Corumbatai; Meozóico. 31 - Formação Serra Geral; 32 – Maciço alcalino de Poços de Caldas; Cenozóico. 33 – Formação Rio Claro; 34 – Coberturas e depósitos neogênicos.

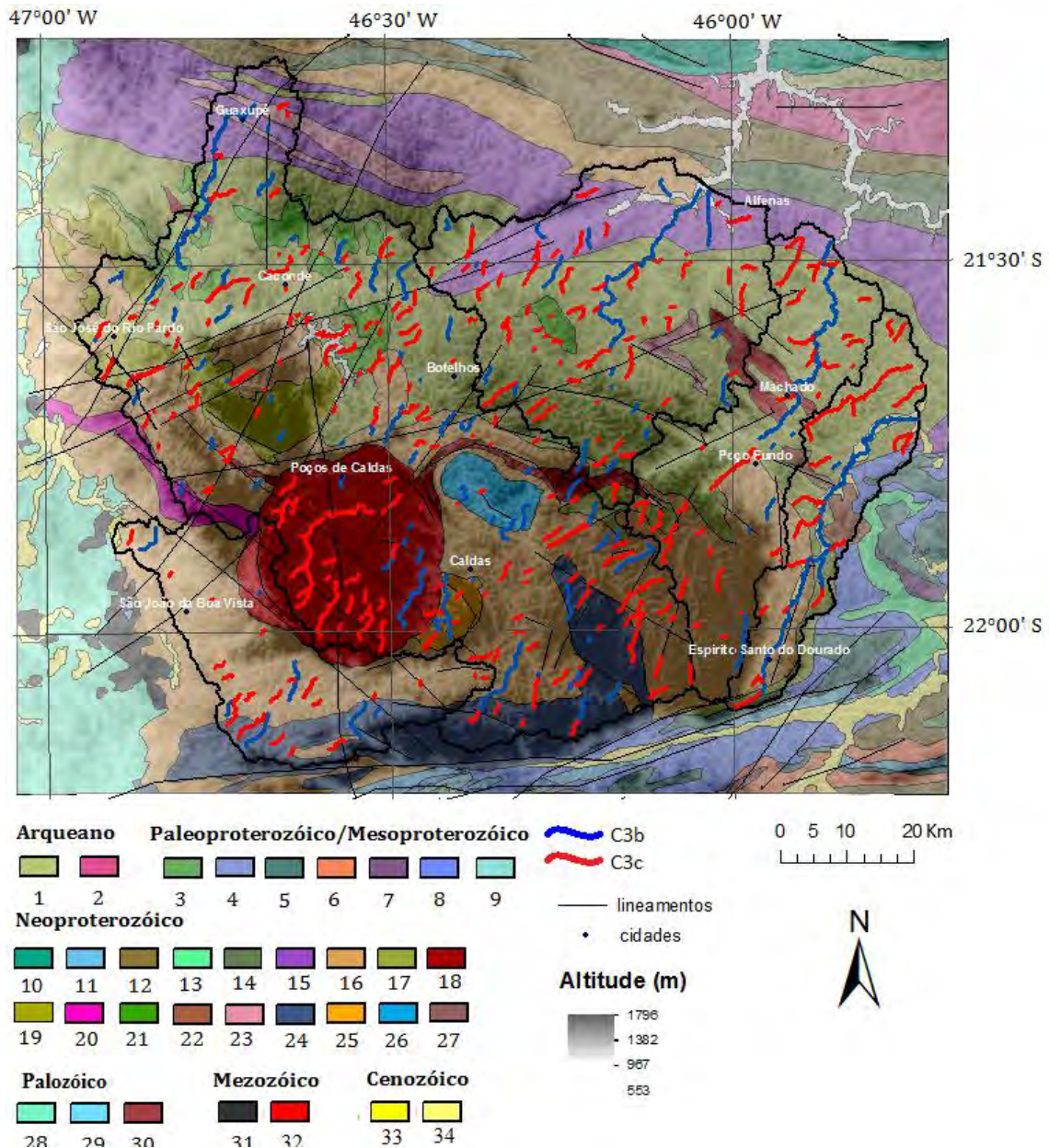


Figura 58. Conjuntos C3b e C3c. Geologia: Arqueano. 1 – Complexo Campos Gerais; 2 – Complexo Lavras; Paleoproterozóico/ Mesoproterozóico. 3 – Gnaisses Heliodora; 4 - Serra de Jatipacá; 5 – Suíte Serra do Gonçalves; 6 – Corpo Ortognaisse Pouso Alegre; 7: Corpo Ortognaisse Serra do Quiabeiro; 8 – Complexo São Gonçalves do Sapucaí; 9 – Granito-Gnaiss Taguar; Neoproterozóico. 10 – Grupo Carrancas: unidade de metapelitos grafitosos; Grupo Andrelândia (11-14). 11 - Unidade quartzítica; 12 – Unidade de xistos e paragneisses; 13 - Unidade de metagrauvascas; 14 - Unidade de cianita-granada granulitos; Complexo Varginha-Guaxupé (17-26). 15 - Unidade granulítica basal; 16 - Unidade ortognaissica migmatítica intermediária; 17 - Unidade paragnaissica migmatítica superior; 18 – Suíte Mangerítica (sin-orogênico); 19 – São José do Rio Parto – Divinolândia, Charnockito sin-orogênico – 20 – São José do Rio Pardo (granitos); 21 – Granitóide Caconde; 22 – Granitóides Sin-Orogênicos; 23 – Charnockitos Sin-orogênicos; 24 – Granito Pinha-Ipuiúna; 25 – Sienito Pedra Branca (pós-orogênico); 26 – Sienito Capituva (pós-orogênico); 27 – Formação Pouso Alegre; Paleozóico. 28 – Formação Aquidauana; 29 – Grupo Itararé; 30 – Formação Corumbatai; Mezozóico. 31 - Formação Serra Geral; 32 – Maciço alcalino de Poços de Caldas; Cenozóico. 33 – Formação Rio Claro; 34 – Coberturas e depósitos neogênicos.

4.5.2 - Isobases

O método de isobases (Filosofov, 1960) consiste numa simplificação da topografia a partir da relação de canais de ordem semelhantes com a topografia. Em teoria, representaria um nível erosivo correlacionado a organização da drenagem em resposta a algum evento tectono/magmático-erosional (Golts e Rosenthal, 1993; Grohmann, 2008; Grohmann *et al.* 2011).

Neste estudo, ao invés de ordem de canais semelhantes, selecionaram-se os principais conjuntos descritos acima para confecção dos mapas. Como resultado, podemos distinguir no relevo a influência do embasamento e de eventos posteriores a reativação Wealdeniana.

As figuras 59 e 60 referem-se a conjuntos de canais com baixo RDE e foram interpretados acima como possuindo influência de estruturas pré-cambrianas. Ambos possuem desenho semelhante e, além de boa correspondência com o relevo original, parecem destacar o peso da litologia na distinção dos patamares topográficos, com contatos litológicos coincidentes, principalmente nos quadrantes a sul do mapa. Destaca-se, principalmente na figura 60, a sudeste no mapa, o mesmo traçado entre o desnível topográfico e a linha de contato litológico, estando, entretanto, em posição relativamente afastada, o que poderia denotar processos de retração de escarpa, ativados talvez por soerguimentos tectônicos. Importante deixar claro que, como influência litológica, além do embasamento pré-cambriano, se faz notar as rochas do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, datadas do Cretáceo, mantendo os patamares mais elevados.

Sintetizando, as figuras 59 e 60 demonstram, principalmente abaixo da linha de Poços de Caldas, a diferenciação de patamares topográficos formados por erosão diferencial. Acima dessa linha, o desnível maior, com regiões rebaixadas a norte, também possui relação com os contatos litológicos, porém essa influência se mostra menos identificável. Como tentativa de explicação, recorreremos a figura 61, os conjuntos a ela relacionados foram interpretados acima como individualização dos planaltos de Poços de Caldas e de São Pedro de Caldas, através de canais que se instalaram em seus degraus topográficos, os dois planaltos apresentam patamares

topográficos mais elevados que a área adjacente e estão separados pela incisão do Rio Pardo. Por todos os mapas de isobases, e conforme será discutido adiante e exemplificado pela figura 61, podemos supor um soerguimento generalizado sentido WNW-ESE, relacionado ao alinhamento magmático Poços de Caldas - Cabo Frio, responsável por intrusão alcalina a oeste da área (Planalto de Poços de Caldas), e soerguimento epirogenético a leste (Planalto São Pedro de Caldas). A estes patamares elevados, diversos autores tem associado à ação da Superfície Japi - Martonne (1940), King (1953), Almeida (1964), Bigarella e Andrade (1965) e Mello *et al.* (1993), sendo que cada autor apresenta nomeação própria a esta superfície. Segundo Zalán e Oliveira (2005), esta superfície é formada na região sudeste do Brasil, concomitantemente ao soerguimento citado.

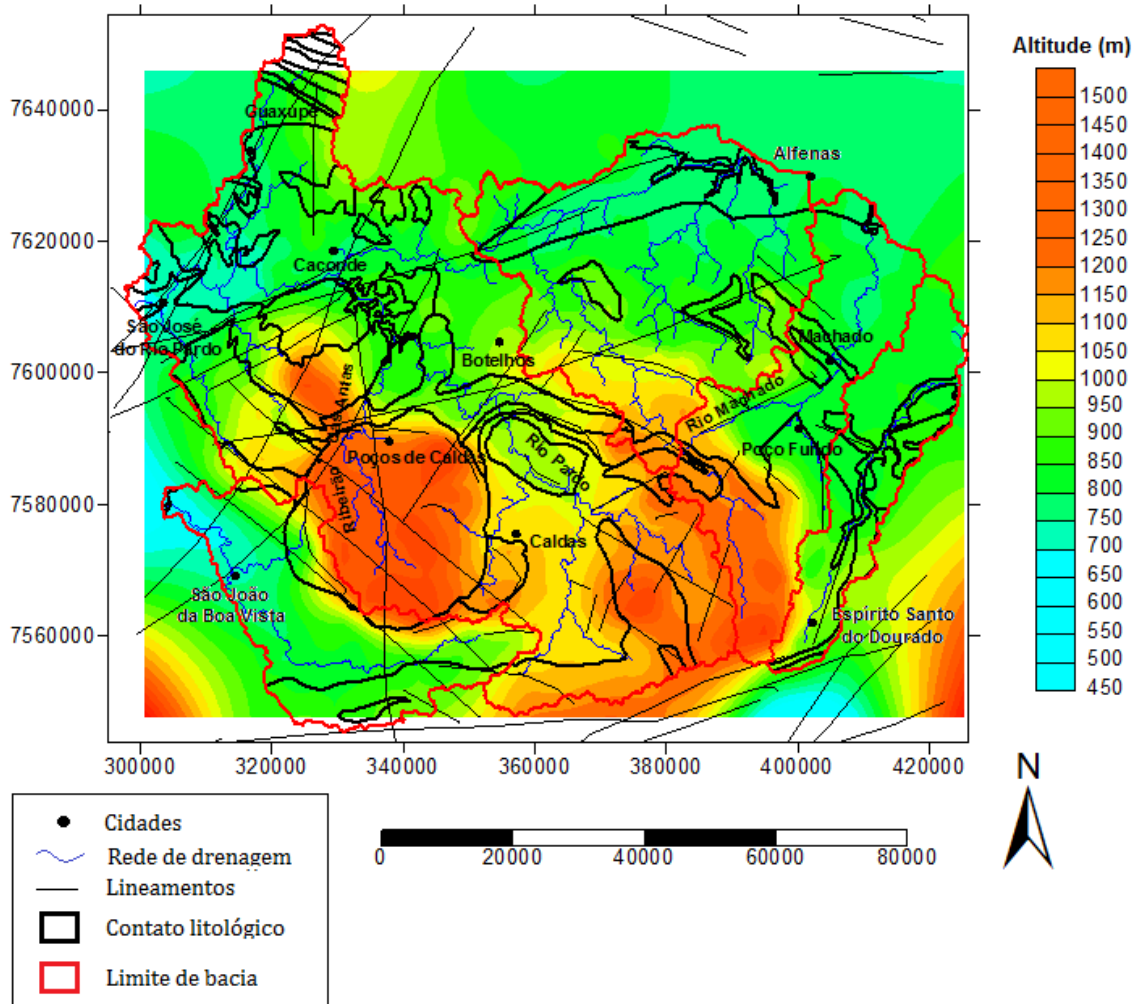


Figura 59. Mapa de isobases: conjuntos C3b e C3c. Linhas vermelhas: Lineamentos.; linhas azuis: contato litológico

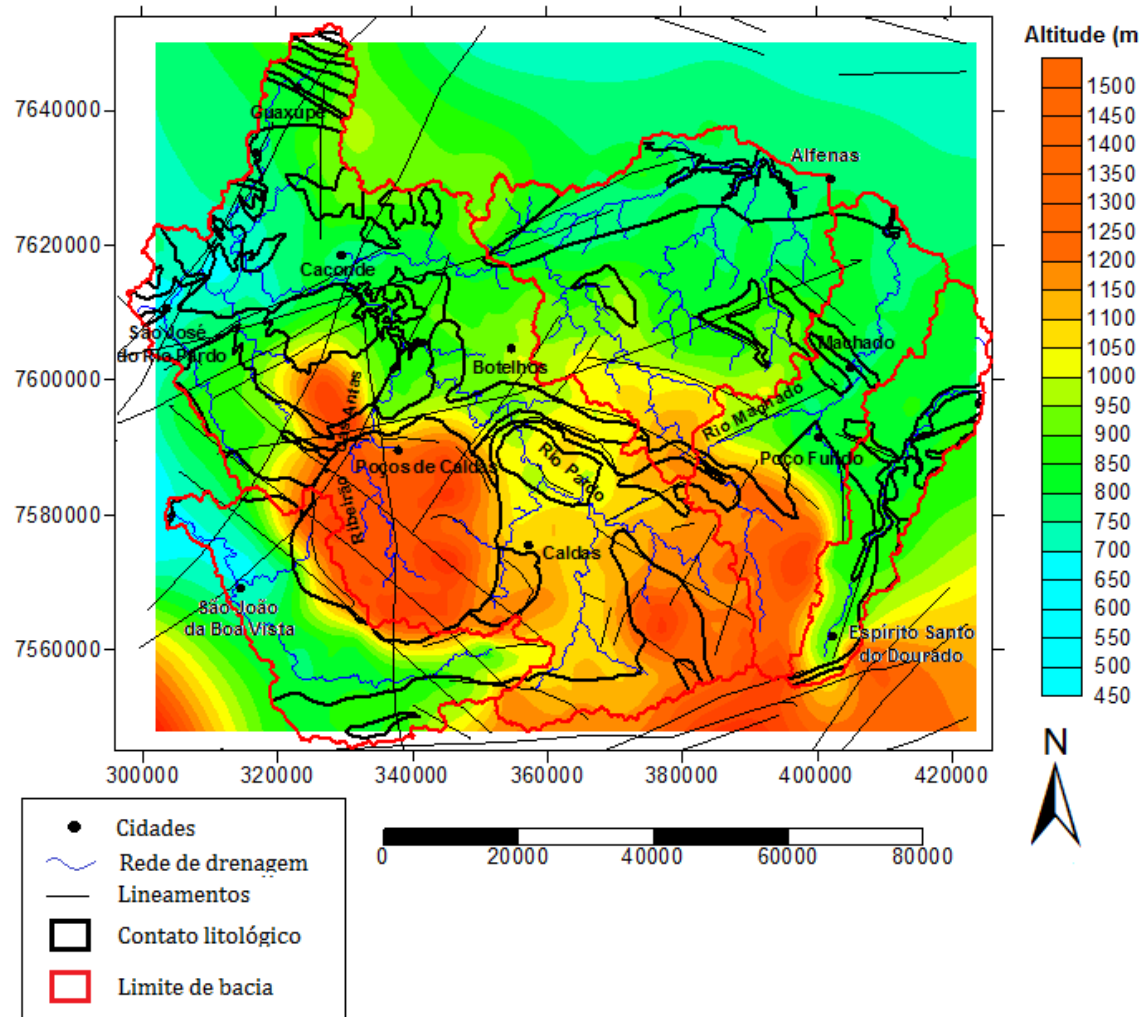


Figura 60. Mapa de isobases: conjuntos C5a, C5b e C5c. Linhas vermelhas: Lineamentos; linhas azuis: contato litológico.

Por fim, na figura 62, verifica-se uma desorganização do relevo, principalmente se comparando aos primeiros mapas (figura 59 e 60). As drenagens destes conjuntos referem-se a canais de RDE elevado e possuem as principais rupturas de declives identificadas nos perfis longitudinais dos canais de drenagem. Os lineamentos estruturais parecem possuir maior controle nos desníveis topográficos do que alternâncias litológicas. Destaques para a área soerguida a noroeste de Poços de Caldas e abaixo de Caconde (localidade referida por Almeida (1964) como registros da superfície Japi soerguida), não tão bem representado nos primeiros mapas, com forte controle, além de litológico, de uma confluência de lineamentos de diversas direções e para o vale de falha do Rio Machado, a leste da área, na altura da cidade de Poços de Caldas, marcado por um lineamento direção ENE. Esta desorganização topográfica

controlada por lineamentos, aparentando uma tectônica de blocos é aqui interpretada como resultado de eventos correlacionados a formação dos Riftes Cenozóicos do Brasil de Sudeste, iniciado no Eoceno com continuidade nas épocas posteriores e com as linhas de fraquezas aproveitadas pela tectônica ressurgente até épocas mais recentes. Isto levando em consideração as suposições e Almeida Filho e Paradella (1976), Oliveira *et al.* (1989) e de Mello *et al.* (1993), sendo que estes últimos classificaram estes lineamentos como Sistema de Falhas Rio Pardo, associando-os ao evento citado acima.

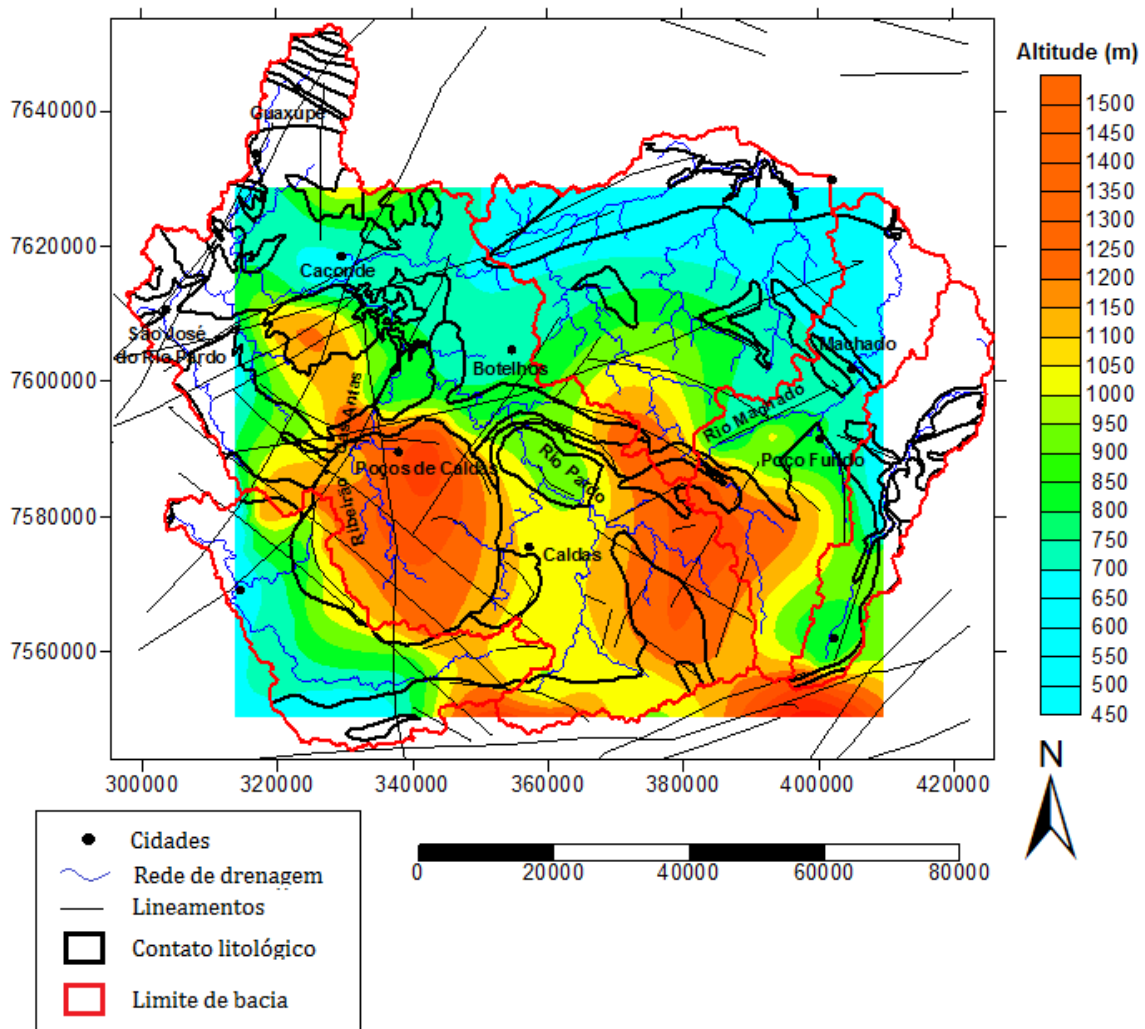


Figura 61. Mapa de isobases: conjuntos C1b, C2b, C4b e C4c. Linhas vermelhas: Lineamentos; linhas azuis: contato litológico.

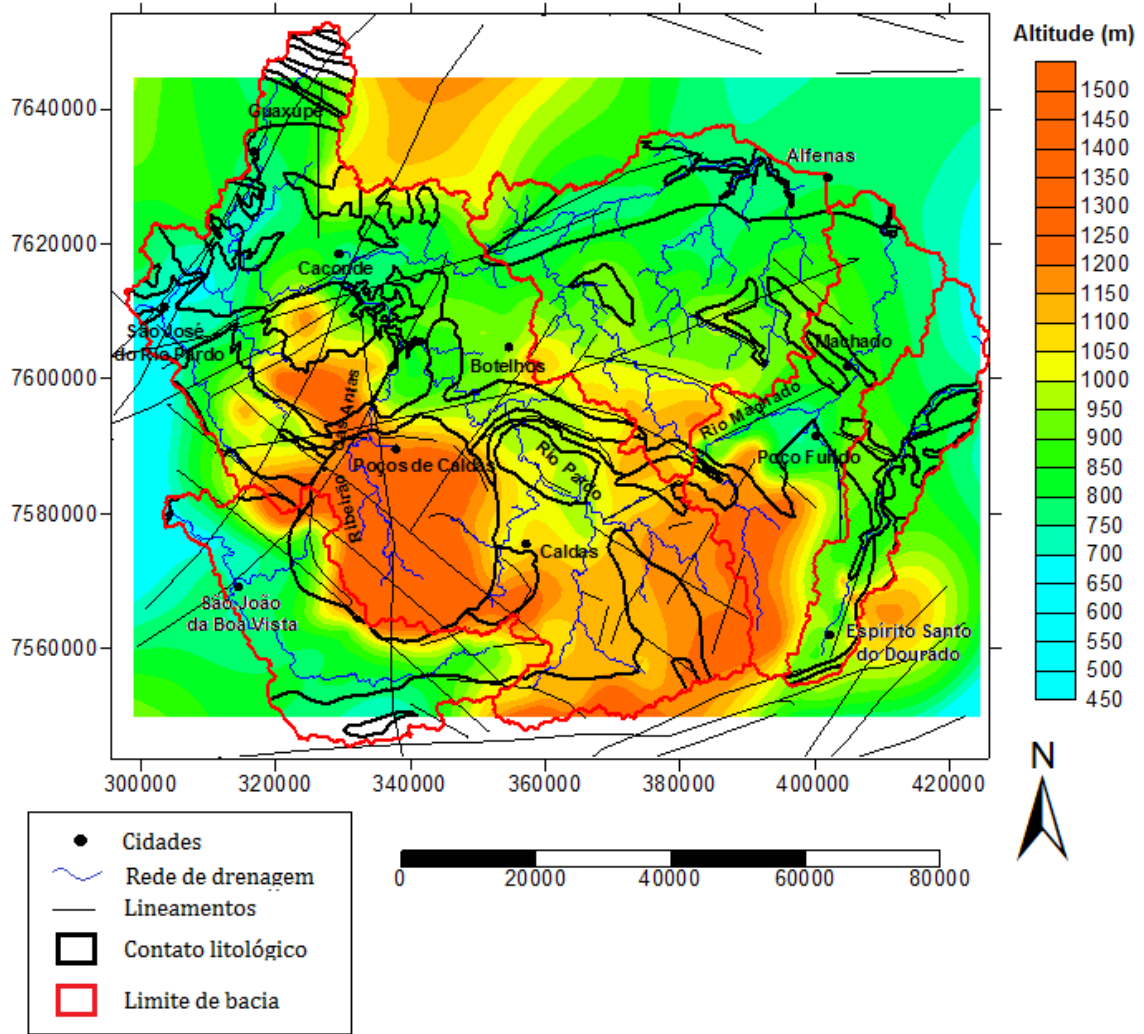


Figura 62. Mapa de isobases. Conjuntos C1a, C1c, C2a, C2c e C4a. Linhas vermelhas: Lineamentos.; linhas azuis: contato litológico.

Assim, consideramos que os mapas de isobases confeccionados a partir dos conjuntos de drenagens obtidos pelos métodos de estatística multivariada obtiveram sucesso em filtrar na rede de drenagem reflexos dos principais condicionantes da configuração do relevo atual, a saber: embasamento cristalino (erosão diferencial), soerguimento relacionado à intrusão alcalina na região de Poços de Caldas e tectônica posterior relacionada aos riftes cenozóicos. No capítulo seguinte uma discussão mais detalhada destes eventos a partir da integração de todos os resultados obtidos nesta pesquisa.

5 - DISCUSSÕES

A evolução do relevo da região, inserida no contexto geomorfológico do sudeste brasileiro, consiste numa história complexa que cuja interpretação envolve a compreensão de eventos de reativação tectônica, intrusões magmáticas, erosão, rejuvenescimento topográfico e deposição de sedimentos correlativos ocorridos desde o Pré-Cambriano até o Neógeno (Franco-Magalhães, 2009). Amparado no princípio do atualismo, onde o presente é a chave do passado, este trabalho utilizou como ferramentas a geocronologia por traço de fissão em apatitas e a análise morfométrica de drenagem para extrair informações acerca do passado que auxiliassem na identificação e compreensão dos eventos listados, contribuindo na montagem do quebra-cabeça evolutivo do relevo regional.

Os canais de drenagem são agentes de destaque no modelado terrestre, entretanto, para além dos fatores exógenos, tem sua ação condicionada pelo contexto lito-estrutural, tal qual se verificou na relação entre topografia, litologia e variação de RDE, que apresentava picos preferencialmente em limites de unidades morfoestruturais (figuras 43, 44, 45 e 46). Verificou-se também nos conjuntos C5a, C5b, C5c, C3b e C3c (figuras 55, 56 e 58), contendo a maior parte dos canais de drenagem, com RDE baixo, apresentam-se adaptados a estruturas pré-cambrianas, refletindo em superfície estruturas originadas em processos que definiram a configuração da plataforma Sul-Americana, tais como a colisão frontal entre a borda SSW da placa São Francisco - Congo e a placa Paranapanema (embasamento da bacia do Paraná), situada a WSW, em torno de 630 – 625 Ma, gerando um complexo sistema de nappes de cavalgamento sub-horizontais que são vergentes para leste e se sobrepõem a borda SSE do Cráton São Francisco (Heilbron *et al.* 2004).

Com o fim deste período, a região formada passou por sucessivos estágios de evolução. Após diminuição dos processos de dobramentos, a plataforma passa gradualmente para uma fase de estabilização (Almeida, 1967, 1969) caracterizada por calma tectônica e a formação de grandes sinécleses, tais como a bacia do Paraná, atualmente adjacente a área de estudos, mas ainda com alguns remanescentes esparsos na região de Poços de Caldas. Esta bacia tem seus principais

pulsos de subsidência e sedimentação controlados por fases de orogenia ocorridas na margem sul-ocidental do Gondwana (Milani, 2004).

As idades de traço de fissão em apatitas mais antigas da área de estudo, cedidas por Doranti (inédito), localizadas a norte da região compreendida pelo MAPC e pelas áreas adjacentes soerguidas, no vale do Rio Pardo, abrangem o período que vai do carbonífero superior até o triássico inferior, correlacionado a superseqüência Gondwana I, esta por sua vez, relacionada por Milani (1997, 2004) a orogenia Sanrafaélica (ou La Ventana-Cabo), ocorrida na margem oeste do supercontinente de Gondwana. A presença de amostras com estas idades contrastam com idades mais recentes encontradas no MAPC e áreas adjacentes, com altitudes mais elevadas (tabela 6, figuras 21, 22, 23 e 45). Nota-se, entretanto, que se trata de uma área deprimida entre duas elevadas, com valores de RDE baixo equivalente, indicando pouco poder erosivo (figuras 25 e 45), além de configurar contato erosivo na borda leste com a Bacia da Paraná. Ora, sua posição geográfica leva a supor que esta região tem servido de transporte de sedimentos originários das áreas soerguidas e com idades rejuvenescidas pela intrusão alcalina no Cretáceo, os quais tendem a dirigir-se a regiões mais deprimidas, no caso, a bacia do Paraná. Deste modo, sua erosão tem sido lenta ao longo do tempo geológico e foi possivelmente a última a erodir sua cobertura sedimentar fanerozóica e exumar o embasamento Pré-Cambriano (este tendo registrado na apatita aquecimento causado pela deposição da seqüência Gondwana I).

A saber, evidências da bacia do Paraná sobre a região é indicada por Ellert (1959) e Björnberg (1959), que descreveram rochas sedimentares no interior e nas rochas que bordejam MAPC, correlacionadas à Formação Botucatu por Ulbrich e Ulbrich (1992). Também, Oliveira *et al.* (1975), descreve sedimentos da formação Botucatu soterrados por conglomerados associados as rochas vulcânicas alcalinas, em Divinópolis, as 12 Km de Poços de Caldas.

Avançando no relógio geocronológico, King (1956) aponta o limite Triássico-Jurássico como início de uma das mais antigas superfícies de erosão - a superfície Gondwana. Hackspacher *et al.* (2004), por sua vez, aponta esta época como marcador de reativação ao longo da falha de Ouro Fino – Jacutinga, a qual passa imediatamente a sul da área de estudos. Idades desta reativação foram obtidas neste trabalho,

próximas a esta falha, no interior do planalto São Pedro de Caldas (TF 1173, DHS 7, DHS 8 e DHS 8b – tabela 4, figuras 21, 22 e 23).

Eventos posteriores relacionados à reativação Wealdeniana teriam exumado e preservado estas amostras no topo. Evidencia-se assim, dinâmica distinta da apresentada pelas idades descritas acima (a norte de Poços de Caldas). Neste caso, como se observa nas figuras 22, 23 e 46, idades antigas situam-se em áreas elevadas enquanto idades mais recentes ocorrem em áreas mais rebaixadas. Esta configuração esta de acordo com o modelo no qual, sob condições termais da crosta em estado estacionário (*steady-state*), onde as idades aumentam com a elevação (Braun *et al.*, 2002, 2006). Neste contexto, epirogênese e erosão ditariam o ritmo de evolução do relevo. Entretanto, conforme será verificado a frente, auxiliado pela análise das drenagens, o relevo desta região não possui explicação tão simplificada.

As idades que bordejam este planalto e o MAPC (TF 1192, TF 1193, TF 1177, DHS2, DHS 3 e DHS 6 – tabelas 3 e 4, figuras 21, 22 e 23), não tão próximas deste ultimo a ponto de sofrer sua influência termal da intrusão (TF 1191) , obtiveram idades que vão do Jurássico ao Cretáceo Inferior. Este período é correspondente a reativação Wealdeniana (Almeida 1967, 1969), relacionada à fragmentação do Gondwana e abertura do oceano Atlântico. Zalán (2004) divide este evento em duas fases: Rifteamentos (220 – 98 Ma) e Deriva continental (98 – 0 Ma), sendo que as amostras deste trabalho apontam para a primeira, mais especificamente, a subfase Rifteamento II (140 – 110 Ma), ocorrida na margem atlântica leste e sudeste, consistindo em evento distensional precedido de magmatismo basáltico toleítico. Deste modo, o derramamento basáltico da formação Serra Geral, ocorridos na Bacia do Paraná, entre 137 e 127 Ma (Ar/Ar, Milani, 2004) teria influência nas amostras, provocando aquecimento e rejuvenescimento das idades. Para tanto, segundo Gallagher *et al.* (1998), uma faixa estimada de 1 a 2 Km de espessura de basaltos com baixa condutividade térmica seria suficiente para resetar as idades de traço de fissão em apatitas no embasamento próximo.

Devido ao peso do material formado pela atividade vulcânica e conseqüente compactação das camadas sedimentares, teria ocorrido um contínuo processo de subsidência da bacia do Paraná (Milani, 1997), em contra partida, ocorre o que Tello

Saenz *et al.*, (2003), e Hackspacher *et al.* (2004, 2007), sustentados por idades de TFA em torno de 127 Ma, denominam de formação inicial da Serra da Mantiqueira, causado pelo soerguimento marginal de flancos de *rift* iniciado durante a abertura oceânica. Estes fatos, de acordo com Mello *et al.* (1993), impõem, na área do Rio Pardo, um padrão normal de drenagem conseqüente com direção NW, partindo da área soerguida para a bacia do Paraná. Isto pode ser observado nos mapas desta pesquisa. O rio Pardo possui esta direção preferencial; assim como o ribeirão das Antas e o rio Machado em sua metade inicial; as drenagens pertencentes aos conjuntos C1a, C4a, C2c e C2a (figuras 52 e 53) apresentam esta característica.

Cessado a fase dos rifteamentos, a 98 Ma se inicia a fase de deriva continental. Um soerguimento epirogenético generalizado no embasamento é registrado entre 85 – 65 Ma (Tello Saenz *et al.*, 2003) em resposta a possível passagem da Placa Sul – Americana de leste para oeste sobre uma anomalia térmica (Zalán e Oliveira, 2005, Thomaz-Filho *et al.* 2005), gerando uma seqüência de intrusões alcalinas denominada de Alinhamento de Rochas Alcalinas Poços de Caldas – Cabo Frio (Freitas 1947, Almeida 1983, 1986, 1991, e Almeida *et al.* 1996), que segue a direção WNW-ESSE se estendendo do estado de Minas Gerais até o Rio de Janeiro, com idades decrescentes, variando do Cretáceo Superior ao Eoceno (Thomaz Filho e Rodrigues, 1998, Thomaz-Filho *et al.* 2005). Tal soerguimento gera um megaplanalto no sudeste brasileiro denominado por Zalán e Oliveira (2005) de Serra do Mar Cretácea. Este, a partir de então, sofre um processo erosivo generalizado que iria aplainar e nivelar toda a região, é a Superfície de Aplainamento Japi, ou Sul-Americana (King, 1956)

A figura 63 demonstra o Alinhamento de Rochas Alcalinas Poços de Caldas – Cabo Frio área de estudos. Como pode ser notado, ele abrange o MAPC e o planalto de São Pedro de Caldas, exatamente as áreas soerguidas, as quais são divididas pela incisão do rio Pardo (ver perfil A – figura 43). Teríamos ai uma explicação hipotética pela diferença na relação entre idade e elevação dos dois planaltos: se o planalto de Poços de Caldas foi formado pela ocorrência de intrusões magmáticas e vulcanismo, produzindo um extenso corpo alcalino, e criando uma auréola de contato responsável por rejuvenescer o embasamento ao seu entorno (Godoy, 2003; Franco 2003, 2006; Doranti, 2006; Silva, 2010), em São Pedro de Caldas, o embasamento teria sofrido

apenas um soerguimento epigenético pelo alçamento da isoterma pela possível passagem pela anomalia térmica.

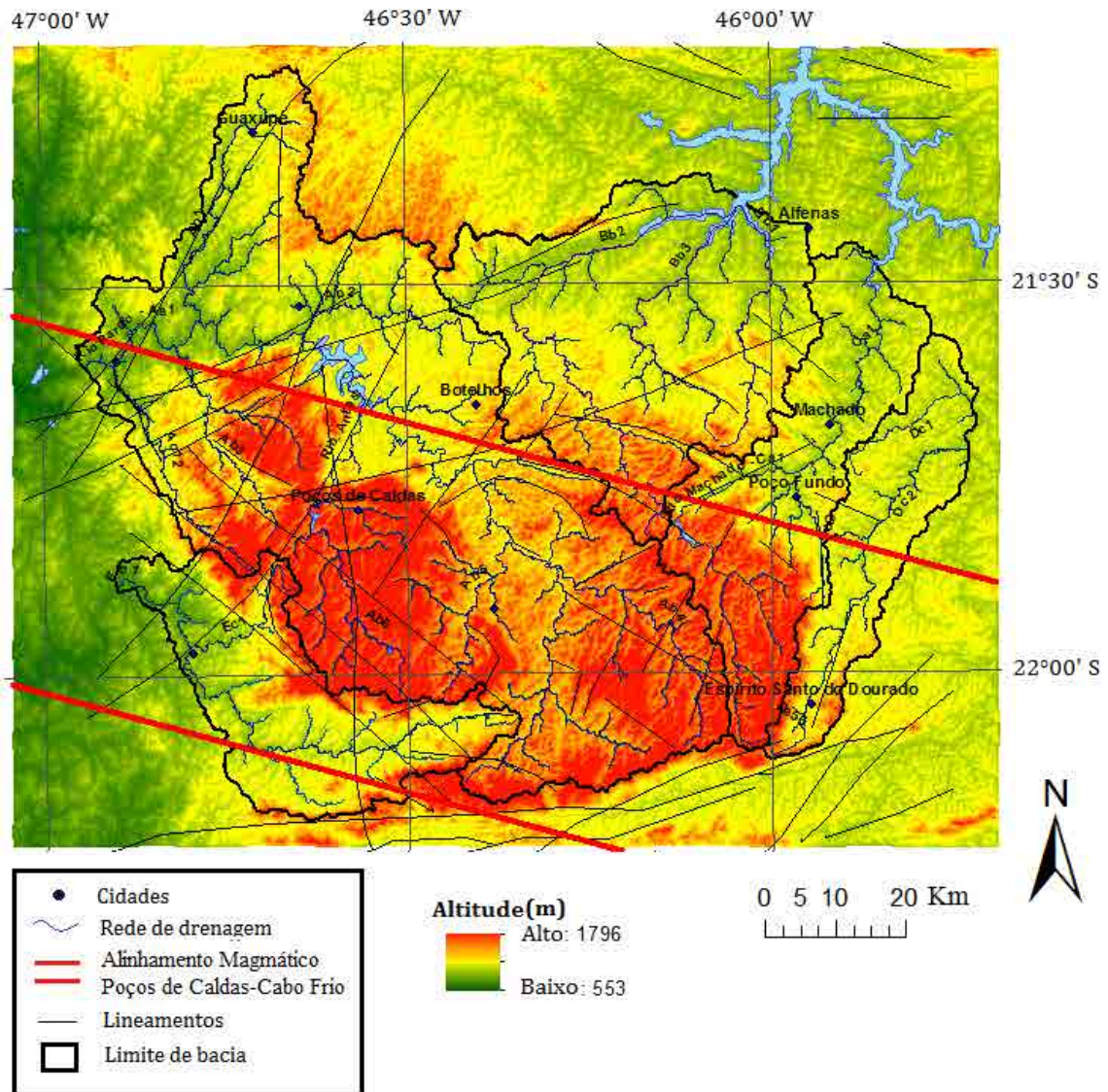


Figura 63. Alinhamento Magmático Poços de Caldas-Cabo Frio na área de estudos

Tal fato pode ser verificado em histórias térmicas de amostras próximas ao planalto São Pedro de Caldas, analisadas por Franco (2003), que registram inicialmente episódios de resfriamento lento no limite Mesozóico – Cenozóico, associados a soerguimento - ciclos de erosão relacionados a primeira fase da reativação Wealdeniana, como descrito anteriormente, seguido de um aquecimento dado por um alçamento das isothermas, devido a um soerguimento em torno de 70 Ma, idade correspondente aos processos de intrusão do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. Possivelmente de maneira similar, as amostras mais antigas do planalto São Pedro de

Caldas, datadas do limite Triássico-Jurássico, depois de passar por resfriamento contínuo no período erosivo anterior (limite Mesozóico-Cenozóico), são soerguidas, exumadas e preservadas no topo após a ação da Superfície Japi.

A respeito da preservação destas amostras e baixa taxa de erosão necessária, verificamos que o perfil longitudinal do rio Machado (figura 36), antes do *knickpoint* – k16 (que limita este planalto) apresenta RDE extremamente baixo, indicando canal de drenagem em estado estacionário, o que também pode ser observado nas figuras 43, 46 (perfis A e D) e figura 34. Além disso, conforme pode ser visto na figura 78, a borda leste do planalto São Pedro de Caldas tem desenho coincidente com o contato litológico, estando entretanto, deslocado em relação a este, sugerindo assim, nesta parte da área, evolução de relevo por retração de escarpa, preservando no momento, o topo do planalto, ao contrário do que ocorreria pela evolução por rebaixamento uniforme do relevo.

Complementando, estas idades mais antigas que 200 Ma, encontradas no planalto São Pedro de Caldas são semelhantes a obtidas por Hiruma *et al* (2010) no topo do planalto da Bocaina, na Serra do Mar. Segundo estes autores, estas idades naquela localidade indicam baixa denudação e ausência de influência térmica dos derrames da formação Serra Geral; ainda, esta região estaria em altitudes elevadas mesmo antes da ruptura continental e soerguimento contínuo aliado a presença de *knickpoints* estruturais teriam desempenhado papéis importantes na preservação destas área. Estas idéias estão relativamente em consonância com a explicação realizada acima para a área em foco.

Consistindo em mais um dado favorável a esta hipótese, o conjunto formado pelos subconjuntos C1b, C4b, C4c e C2b (figura 54, 61), em relação aos canais do lado leste da área, apresenta valores de RDE alto concentrado nas bordas do planalto São Pedro de Caldas, concentrando aí os processos erosivos, deixando o interior preservado. Os canais deste conjunto, situados do lado oeste da área, retratam de maneira mais marcada estes mesmos processos ocorrendo no Planalto de Poços de Caldas. Neste caso, as drenagens concentram-se no dique anelar e em áreas elevadas a noroeste de Poços de Caldas, indicando processos erosivos nestes locais, preservando o interior, com RDE geralmente baixo (figuras 25), salvo picos (figuras 43, 44 e 45)

causados pela presença de estruturas circulares associadas a antigos cones vulcânicos (Almeida Filho & Paradella, 1977). A erosão diferencial teria aumentado a diferença topográfica destas localidades para com as rochas do embasamento, sendo que as áreas de topo, segundo vários autores, seriam remanescentes da superfície Japi.

O Ribeirão das Antas, integrante destes conjuntos, tem como particularidade ser o único rio com nascente no interior do maciço a ultrapassar o dique anelar, a norte de Poços de Caldas. Este feito resulta em um desnível altimétrico de mais de trezentos metros responsável por elevar o RDE do canal. Nos trechos que antecedem este *knickpoint* (k1), o canal apresenta perfil longitudinal equilibrado e mantém RDE baixo (figura 30 e 31), situação que parece retornar após o k1 (embora a metodologia empregada não tenha permitido medir o RDE apenas do trecho final, após o *knickpoint*). Como hipótese, tem-se que este rio é provavelmente bastante antigo (Christofolletti, 1970) e teve sua incisão em uma época em que o dique anelar não apresentava tanta diferença topográfica em relação as rochas interiores e ao embasamento. A erosão diferencial (aliada a controle tectônico?) ao longo do tempo terminaria por destacar o dique topograficamente, separando as drenagens exteriores das interiores, concentrando os processos erosivos na parte externa do dique (RDE elevado, figura 25), preservando o interior (RDE baixo). No entanto, estes processos erosivos parecem ter ação lenta ao longo do tempo geológico, segundo Christofolletti (1970), o desnível representado pelo *knickpoint* (k1) existente neste rio não reflete necessariamente rejuvenescimento recente do relevo, ao contrario, apresenta situação estável. O motivo, de acordo com o autor, é que a predominância de material argiloso e transporte por solução tornam os processos abrasivos insignificantes, retardando o ajuste do canal a condições de equilíbrio, o que sugere certa antiguidade na paisagem atual e correspondência direta com os processos citados aqui.

Adicionalmente, quanto a direção e alternâncias de sentido, as drenagens do conjunto acima citados, sofrem a influência de lineamentos NE-SW, N-S e NW-SE, sendo estes relacionados a estruturas antigas reativadas ou geradas, de acordo com Mello *et al.* (1993), na época de formação do Alinhamento de Rochas Alcalinas Poços de Caldas – Cabo Frio. Assim, estas estruturas, de acordo com estes autores, podem ter servido como zonas de fraqueza que possibilitaram a intrusão alcalina (Almeida

Filho e Paradella, 1976), de modo que os limites do maciço, parecem condicionados por elas.

Um novo pulso ascensional terminaria por delinear a configuração do relevo atual. Foi responsável pela formação do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. Dados de traço de fissão em apatitas data o evento como pós-60 Ma (Tello Saenz *et al.* 2003), com clímax no Eoceno-Oligoceno (Hackspacher *et al.* 2003). Quanto a origem, Hackspacher *et al.* (2007) demonstra através de mapas de paleotemperatura baseado em histórias térmicas obtidas por traço de fissão em apatitas que a 40 Ma a crosta estava mais fria que a 90 Ma (quando a plataforma começou a passar pela anomalia térmica) e, segundo Zalán e Oliveira (2005) este pulso teria natureza não ascensional, e sim de colapso. Segundo estes autores, o megaplanalto soerguido e aplainado pela superfície Japi (Sul Americana) apresentaria situação gravitacional instável, de maneira que começou a rachar e colapsar. Este processo gera relevo vertical por abatimento seletivo de blocos, criando grábens e ombreiras e rejuvenescendo a erosão do embasamento cristalino.

Mello *et al.* (1993) afirma que sua ação diminui gradativamente conforme avança ao continente. Na área de estudos, não há registros contundentes obtidos por ATFA, embora Franco *et al.* (2005) tenha registrado, em amostra próxima ao MAPC aquecimento até 60° C durante este período. Conclui-se que na região este evento não possui magnitude suficiente para perturbar o arranjo cristalino da apatita, mas, ainda assim, possui grande influência na modelagem do relevo atual, como pode ser verificado pelas análises aplicadas a rede de drenagem.

Segundo Mello *et al.* (1993), além de reativar estruturas antigas que bordejam a área: as zonas de falha Jacutinga, a sul; e Campo Meio, a norte; gerou novas estruturas de direção ENE-WSW, entre as quais, o sistema de falhas Rio Pardo, com influência amplamente destacada nos resultados apresentados nos capítulos anteriores. A saber, influência nas quedas de declives e mudanças de direção apresentadas pelo Rio Pardo (figura 30 e 31), assim como, nas rupturas de declive das drenagens dos conjuntos C1a, C4a e C2c, elevando assim, o RDE destes canais (figura 52, ver também figuras 27, 32, 62, 68, 36, 41 e 78).

Os dois principais lineamentos dessa estrutura condicionam a dinâmica da bacia B, esta aparecendo como área deprimida entre duas elevadas, apresentando relevo ondulado e possuindo os valores de RDE mais baixos da área de estudos. Relaciona-se a esta dinâmica o conjunto C3a (figura 57), com canais de baixo RDE e que drenam paralelamente a estes lineamentos. Supõe-se então, que pela tectônica de blocos causada neste período, esta região tenha sido rebaixada em detrimento das áreas vizinhas. Como mais uma evidencia, observa-se na figura 64 capturas de drenagens causadas por este evento.

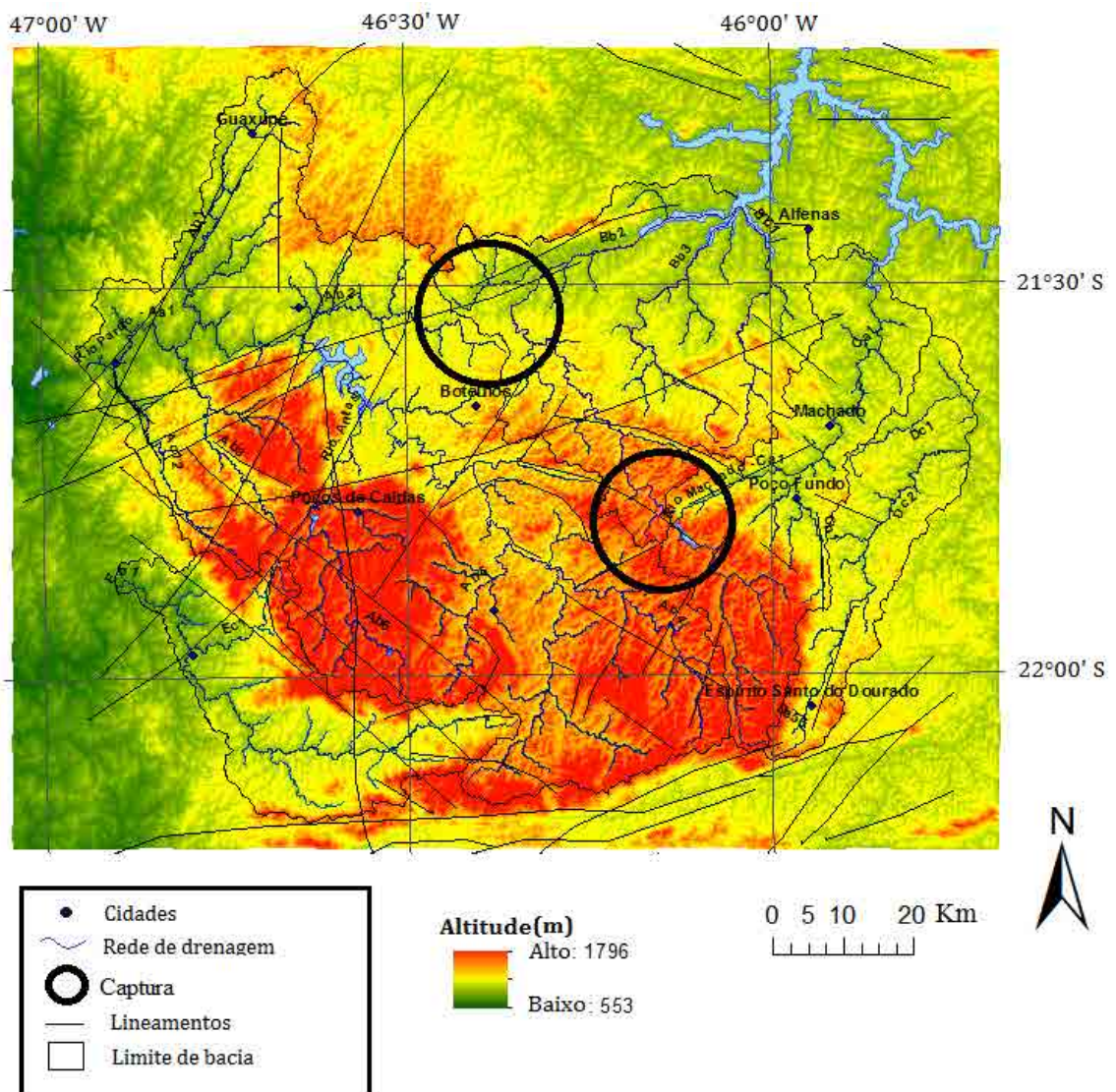


Figura 64. Capturas de drenagem

O Canal Bb2, seguindo a direção original rumo NW altera sua direção para ENE, seguindo o lineamento, a direção original é seguida por um canal da bacia adjacente (não abrangida na área deste estudo). Nesta mesma posição, o rio Pardo, que também possuía direção NW, alterna sua direção para seguir rumo WSW, paralelamente ao lineamento. Mas abaixo, nota-se que o rio Machado, inicialmente com direção NW, alterna para ENE, caso continuasse no rumo inicial, se uniria ao canal Bb2.

Em relação ao Rio Machado, este apareceu inserido (quase que exclusivamente) no conjunto C1c (figura 51), referente aos maiores valores de RDE encontrados na região abarcada por este estudo. Este fato se explica pelo *knickpoint*, que faz com que o rio ultrapasse a diferença altimétrica de quase quatrocentos metros em pouco menos de dois quilômetros. Neste trecho, como mencionado acima, o rio alterna seu curso seguindo lineamento de direção ENE. As figuras 65 e 66 mostram fotos do encachoeiramento causado pelo *knickpoint*, e o vale com a referida direção para qual o rio passa a fluir.



Figura 65. *Knickpoint* do Rio Machado



Figura 66. Vale do rio Machado, após o *knickpoint*

Este lineamento teria relação com os eventos relacionados a distensão responsável pelos *riftes* cenozóico (podendo ser sincrônico ou em fases posteriores do evento), e revela uma característica sobre a dinâmica erosiva do planalto São Pedro de Caldas. Se a oeste e noroeste do planalto o rebaixamento (e conseqüente diminuição das idades de TFA) se dá gradualmente, sendo distinguido do Planalto de Poços de Caldas pela incisão do rio Pardo (destacando que o limite leste do MAPC também decresce topográficamente de maneira gradual, inexistindo neste setor o dique anelar), a nordeste e a leste os limites são marcados por escarpas rochosas, controladas por lineamentos e alternância litológica (estas quase sempre não coincidindo exatamente com a escarpa).

Quanto a estas constatações, Silva (1997), em trabalho sobre evolução de solos em áreas contidas neste estudo, sugere que os lineamentos estruturais responsáveis pela tectônica de blocos aproveita linhas de fraquezas herdadas de estruturas antigas e contatos litológicos, provocando o basculamento de grandes blocos geológicos, movimentando o relevo. Assim seriam criados escarpamentos, os quais tendem a ser

reaficionados nos períodos úmidos e rejuvenescidos constantemente através da tectônica ressurgente no Neógeno (além de processos relacionados a períodos áridos). A presença na área de zonas sismogênicas com sismos modernos (Saadi, 1993; Mello *et al.*, 1993 e Silva, 1997) atesta a ocorrência de neotectônica na área.

Diante destas últimas considerações, ainda referente ao conjunto C1c (figura 51), com os maiores valores de RDE de toda a área de estudos (figura 25), as drenagens da bacia D serão interpretadas aqui como as manifestações tectônicas mais recentes da área de estudos. Além de RDE elevadíssimos (chegando a ultrapassar 1000), consistem em canais de terceira ordem, de porte pequeno, que apesar de fluir sentido NW, estão alinhados paralelamente segundo direção NE, rumo pelo qual o canal principal da bacia drena. Ainda, perto desta área, coletou-se a amostra DHS 6, (tabela 3) sua idade apresentada (113 Ma) esta dentro do período relacionado para as demais amostras (reativação Wealdeniana), porém, é relativamente mais recente que as demais, podendo indicar uma intensificação local dos processos erosivos causado pela tectônica correspondente.

6 - CONCLUSÕES

A utilização em conjunto de termocronologia por traço de fissão em apatitas e análise morfométrica da rede de drenagem, pelo Índice de Relação entre Declividade e Extensão do canal (RDE) e perfil longitudinal, apresentou, como se viu nos capítulos anteriores, bons resultados e interessante relação de complementariedade: enquanto a datação por TFA calibrou eventos chaves no tempo e permitiu estimar o ritmo de evolução regional, a análise morfométrica forneceu a medida na qual estes eventos condicionaram o relevo.

O uso de estatística multivariada no tratamento dos dados obtidos pela análise morfométrica se mostrou bastante eficaz, correlacionando e classificando conjuntos de drenagens de maneira que não seria possível apenas com a análise qualitativa dos mapas gerados através dos índices, mostrando-se então uma interessante possibilidade de aplicação para estudos sobre evolução de relevo a longo-termo.

A respeito desta evolução na área de estudos, consideramos que a configuração do relevo atual é produto de uma construção policíclica e complexa que se dá através do tempo em uma sucessão de eventos que se superpõem uns aos outros. Esta superposição não se dá de maneira aleatória e independente, cada evento é condicionado por eventos pretéritos, ao mesmo tempo em que se torna condicionante de eventos futuros. Assim sendo, as ferramentas utilizadas neste trabalho possibilitaram filtrar no relevo, indicativos dos principais processos ocorridos no tempo, de modo que, amparados na bibliografia, foi possível traçar uma linha evolutiva que remonta do Pré-Cambriano ao Neógeno:

- Orogênese Brasileira (Neo Proterozóico), como definidora dos principais traços estruturais do relevo regional.
- Deposição da Superseqüência Gondwana I na bacia do Paraná, com a possível influência da Orogênese SanRafaélica na margem oeste de Gondwana - Carbonífero Superior a Triássico Inferior.
- Superfície Gondwana e reativação da falha de Jacutinga - Limite Triássico – Jurássico.

- Reativação Wealdeniana e soerguimento associado - Limite Jurássico – Cretáceo.
- Intrusão alcalina, soerguimento regional associado e desenvolvimento do planalto de Poços de Caldas e planalto São Pedro de Caldas (com dinâmicas diferenciadas) – Cretáceo Superior ao Paleógeno.
- Tectônica do Eoceno (associada a formação dos *riftes* cenozóicos do sudeste do Brasil) e influência no sistema de falhas Rio Pardo na compartimentação do relevo local.
- Indicativo de Neotectônica no Neógeno.

Como visto, a partir dos objetivos e métodos estabelecidos, esta pesquisa reuniu um expressivo conjunto de dados que servem de apoio as considerações aqui feitas. Entretanto, a inserção de novas abordagens é sempre útil e necessário ao teste e consolidação de idéias previamente construídas. A modelagem da história térmica das amostras por traço de fissão em apatitas, inviabilizada por problemas técnicos ao longo da pesquisa, ajudaria, por exemplo, a comprovar hipóteses levantadas quanto à exumação e preservação das amostras com idades do limite Triássico - Jurássico coletadas no topo do planalto de São Pedro de Caldas, e à formação do *knickpoint* do rio Machado. Quanto às drenagens, a partir do tratamento de dados pela estatística multivariada, verificou-se que os dados poderiam ser melhorados acrescentando como variável as coordenadas geográficas das drenagens e substituindo o método de Strahler para ordenação hierárquica dos canais por outro que segmente mais os canais, diminuindo assim a variação no comprimento, fator este que influencia no valor de RDE, e também evitando grandes mudanças de direções dos canais, que acabam por falsear a direção obtida pelo método empregado.

Conclui-se então, que a execução da pesquisa trouxe resultados satisfatórios, capazes tanto de fornecer indícios e provocar a reflexão a cerca dos eventos responsáveis pela estruturação do relevo regional, quanto de estimular o contínuo aperfeiçoamento metodológico, a partir das possibilidades trazidas pela aplicação dos métodos propostos.

REFERÊNCIAS

- ADEDIRAN, A.O.; PARCHARIDIS, I.; POSCOLIERI, M.; PAVLOPOULOS, K.; 2004. Computer-assisted discrimination of morphological units on north-central Crete (Greece) by applying multivariate statistics to local relief gradients. *Geomorphology* 58, 357–370.
- ALMEIDA, F. F. M. 1964. Geologia do Estado de São Paulo. IGG, Boletim N.º 41, 263 p.
- ALMEIDA, F.F. M., 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/ DGM. 36p. (Boletim 241).
- ALMEIDA, F. F. M. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., 1969, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1969, p. 29-46.
- ALMEIDA F.F.M. de. 1972. Tectono-magmatic activation of the South American Platform and associated mineralization. In: IUGS, Int. Geol. Congress, 24, Montreal, Proc Section, 3:339-346.
- ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349-364.
- ALMEIDA, F.F.M., 1981. Província Mantiqueira: Setor Central. In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Blücher.
- ALMEIDA, F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 13 (3): 139-158.
- ALMEIDA, F.F.M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16 (4): 325-349.
- ALMEIDA, F. F. M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: II SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, SBG, São Paulo. Anais, p. 423-428.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R.; MIZUSAKI, A.M.P. 1996. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*, 26 (3): 125-138.
- ALMEIDA, F. F. M. de; CARNEIRO, C. D. R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 28, n. 2, p. 135-150.
- ALMEIDA FILHO R. & PARADELLA W. R. 1977. Estudo do Maciço Alcalino de Poços de Caldas através de imagens de LANDSAT com ênfase em mineralizações radioativas. Dissertação de Mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 130 págs.

AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brasil. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 31: 117-142.

ANDRIOTTI, J, L, S.. 2009. *Fundamentos de Estatística e Geoestatística*. São Leopoldo, RS: Unisinos. 2ª reimpressão.

ASSINE, M. L. 1996. *Aspectos da Estratigrafia das Seqüências Pré-Carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 207p.

BISTRICHI, C. A. *Análise estratigráfica e geomorfológica do Cenozóico da região de Atibaia-Bragança Paulista, Estado de São Paulo*. Rio Claro. 184 p. Tese de Doutorado – IGCE, UNESP, 2001.

BISHOP, M.; JAMES, L. A.; SHRODER JR, J. F.; WALSH, S. J. 2012. Geospatial technologies and digital geomorphological mapping: Concepts, issues and research. *Geomorphology* 137 (2012) 5–26.

BISHOP, P. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, p. 329-365, 2007.

BOULTON, S. J. E WHITAKKER, A. C., 2009. Quantifying the slip rates, spatial distribution and evolution of active normal faults from geomorphic analysis: Field examples from an oblique-extensional graben, southern Turkey. *Geomorphology* 104 (2009) 299–316.

BRAUN, J. 2002. Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships. *Earth and Planetary Sciences Letters* 200:331-343.

BROWN, D.G., Lusch, D.P., Duda, K.A., 1998. Supervised classification of types of glaciated landscapes using digital elevation data. *Geomorphology* 21, 233–250.

BURBANK, D.W., ANDERSON, R.S. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Publishing. 274 p., 2001.

BURROUGH, P. A. MCDONNELL R. A. *Principles of Geographic Information Systems*. Oxford, Oxford University Press, 1998.

BURROUGH, P.A., VAN GAANS, P.F.M., MACMILLAN, R.A., 2000. High-resolution landform classification using fuzzy k-means. *Fuzzy Sets and Systems* 113, 37–52.

BUSHEE J. 1974. Potassium - argon ages of some alkaline rocks from southearn Brazil. PhD. Thesis, University of California, Berkeley, 145 p.

CAMPOS NETO M.C. 2000. Orogenic systems from southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano – Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brasil. In: U.G. CORDANI, E.J. MILANI, A. THOMAZ FILHO, D.A. Campos (ed.). *Tectonic Evolution of South America*. 31st Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 335-365.

CARETTA, A. R., 2006. Análise Morfométrica da Bacia do Ribeirão Bom Jesus, Alto Rio Pardo SP/MG. In: VI - Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2006, Goiânia. VI SINAGEO e Regional Conference on Geomorphology, 2006. v. 1. p. 185-185.

CARVALHO, A. C. P. L. F. de. *Redes Neurais Artificiais, Tutorial introdutório*. Documento on-line disponível em <http://www.icmc.usp.br/~andre/research/neural/index.htm>

CUGLIERE, M.A. A. 2010. Modelagem Termocronológica das bacias de Taubaté e São Paulo, e adjacências, leste do estado de São Paulo. Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia. IGCE-Unesp, Rio Claro-SP.

CAVALCANTE, et al., 1979. Relatório Final de Geologia – Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Brasília.

CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica nas bacias hidrográficas do Planalto de Poços de Caldas (MG). 1970. 215f. Tese (Livre-docência). Faculdade Ciências e Letras- Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. Edgar Blucher/USP. 149P 1974.

CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia Fluvial. v.1. São Paulo: Edgard Blücher, 1981.

CREVENNA, A.B., Vicente, T.-R., Valentino, S., Frame, D., Ortiz, M.A., 2005. Geomorphometric analysis for characterizing landforms in Morelos State, Mexico. *Geomorphology* 67, 407–422.

CORDANI, U. G et al., 2000. Crustal Evolution of the South America Platform. In: CORDANI, U. G et al., (Edited) *Tectonic Evolution Of South America*. 1a. Ed. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, Cap. 1, p.19-40.

COSTA L.A.M.; ANGEIRAS A.G. 1971. Geosynclinal Evolution in the Epi-Baikalian Platform of Central Brazil: *Geologische Rundschau* 60:1024-1050.

DARDENNE, M. A. The Brasília fold belt. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: SGB, 2000. p. 231- 263.

DEHN, M., GÄRTNER, H., DIKAU, R., 2001. Principles of semantic modeling of landform structures. *Computers & Geosciences* 27, 1005–1010.

DIKAU, R., 1989. The application of a digital relief model to landform analysis in geomorphology. In: Raper, J. (Ed.), *Three Dimensional Applications in Geographical Information Systems*. Taylor & Francis, London, pp. 51–77.

DORANTI C, 2006. Estrutura da Paisagem no Leste de São Paulo e Sudoeste de Minas Gerais: Relações Entre Superfícies de Erosão e Termocronologia por Traços de Fissão. 106f. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro-São Paulo.

DORANTI-TIRITAN, C.; HACKSPACHER, P.; LIMA, H.; SOUZA, D.; ROSANTE, K.. Evolução da Paisagem do Planalto Sul de Minas: Correlações entre Análise Morfométrica da Rede de Drenagem e Termocronologia por Traços De Fissão em Apatitas. *Revista de Geografia*. Vol. 27, No 1.Esp (2010): Volume 27 Edição Especial No.1.

EHSANI A. H.; QUIEL, F. 2008. Geomorphometric feature analysis using morphometric parameterization and artificial neural networks. *Geomorphology* 99 (2008) 1–12.

ELLERT R. 1959. Contribuição à geologia do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. São Paulo, Fac. Filos. Ciên. Let./USP, Boletim 237, *Geologia* 18: 5 - 63.

ETCHEBEHERE, M. L. D. C. Terraços neouarternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: Implicações estratigráficas e tectônicas. Rio Claro. 2v. Tese de Doutorado – IGCE, UNESP, 2000.

ETCHEBEHERE, M. L. C. ; SAAD, A. R. ; PERINOTTO, J. A. J. ; FULFARO, V. J. Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão - RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. *Revista do Instituto de Geociências - USP - Série Científica*, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56., 2004.

EVANS, I.S., 1972. General geomorphology, derivatives of altitude and descriptive statistics. In: Chorley, R.J. (Ed.), *Spatial Analysis in Geomorphology*. Methuen & Co. Ltd, London, pp. 17–90.

FERRARI, A. L. & RICCOMINI, C. 2001. Controle Tectônico dos Eventos de Magmatismo Mesozóico e Cenozóico da Área Emersa Adjacente às Bacias de Campos e Santos. In: VII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, SBG, Rio de Janeiro, anais, p. 67.

FELLIN, M. G.; ZATTIN, M.; PICOTTI, V. 2005. Relief evolution in northern Corsica (western Mediterranean): Constraints on uplift and erosion on long-term and short-term timescales. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 110, F01016, doi:10.1029/2004JF000167, 2005.

FONT, M.; AMORESE, D.; LAGARDE, J. L., 2010. DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France). *Geomorphology* 119 (2010) 172–180.

FRANCO A.O.B. 2003. História Térmica e Denudação do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (SP/MG) e adjacências: área sul. Monografia de Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 97 p.

FRANCO, A. O. B. ; HACKSPACHER, P. C. ; GODOY, D. F. ; RIBEIRO, L. F. B.; GUEDES, S. - 2005 . História Térmica do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (SP/MG) e adjacências através da Análise de Datação por Traços de Fissão em apatitas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35, n. 3, p. 351-358.

FRANCO-MAGALHÃES, A. O. B. 2009. Exumação tectônica e evolução associada do relevo no Arco de Ponta Grossa, sul-sudeste do Brasil Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional, Unesp - Rio Claro

FREITAS, R.O. 1947. Jazimentos de rochas alcalinas da ilha de São Sebastião. São Paulo, Fac. Fil. Ciên. Letras, Boletim 85, Geologia 3, 244 p

FUCK, R. A. A faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 4., 1994, Brasília. Anais... Brasília: SGB-Núcleo Centro-Oeste e Brasília, 1994. p. 184-187.

GALLAGHER, K., BROWN, R.W.; JOHNSON, C. Fission track analysis and its application to geological problems. Annual reviews of Earth Planetary Sciences, v. 26, p. 519–572, 1998.

GREEN, P.F.; DUDDY, I. R.; GLEADOW, A. J. W.; TINGATE, P. R.; LASLETT, G. M. 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite 1: a qualitative description. Chemical Geology – Isotope geoscience Section (59) 4: p. 237-253.

GLEADOW, A.J.W., BROWN, R.W., 2000. Fission track thermochronology, and the long-term denudational response to tectonics. In: SUMMERFIELD, M.J. (Ed.), Geomorphology and Global Tectonics. Wiley, New York, pp. 57 – 75.

GODOY, D. F. de. 2003. Historia Térmica e Denudação do Maciço Alcalino de Poços de Caldas e Circunvizinhanças: Área Norte. Trabalho de Graduação – IGCE-UNESP, Rio Claro-SP.

GODOY D.F., Hackspacher P.C., Hadler Neto J.C., Guedes S. & Ribeiro L.F.B. 2005 Caracterização Meso-Cenozóica de Alinhamentos Estruturais na Borda Leste da Bacia do Paraná (SP) Através de Traços de Fissão em Apatitas. In: SBG, Simp. Nac. Estudos Tectônicos, 10, Atas, p. 28-31.

GODOY, D. F. 2010. Termotectônica por traços de fissão em apatitas dos altos estruturais de Pitanga, Pau d'Álho e Jiboia – centro do estado de São Paulo. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional, Unesp - Rio Claro.

GOLDRIK, G.; BISHOP, P., 2007. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). Earth Surf. Process. Landforms 32, 649–671 (2007) Published online 5 September 2006 in Wiley InterScience (www.interscience.wiley.com) DOI:10.1002/esp.1413

GOLTS, S. AND ROSENTHAL, E. 1992. Morphotectonic Methods To Infer Groundwater Flow Under Conditions Of Scarce Hydrogeological Data-The Case Of Northern Arava, Israel, Hydrogeol. J., 1, 5–19, doi:10.1007/s100400050245.

GOLTS, S. AND ROSENTHAL, E. 1993. A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines, Geomorphology, 7, 305–315, doi:10.1016/0169-555X(93)90060-F.

GUEDES, S.; HADLER N., J.C.; IUNES, P.J.; TELLO, C.A. 2004. Kinetic model for the relationship between confined fission-track length shortening and fission-track age reduction in minerals. Nucl. Instr. Meth. B 217: 627-636.

GUEDES, I. Aplicação de Análise Flúvio-Morfométrica na Bacia Hidrográfica do Rio Santo Anastácio-SP Para Detecção de Deformações Neotectônicas. Dissertação de Mestrado, Universidade Guarulhos. Guarulhos. 2008.

GUILLOCHEAU, F.; *et al.* TOPOAFRICA project: reconstruction and quantification of the past topography of Africa over the last 250 My. American Geophysical Union, Fall Meeting 2009, abstract #T51F-05.

GROHMANN, C. H.; RICCOMINI, C.; ALVES, F. M. 2007. SRTM based morphotectonic analysis of the Pocos de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil, Comput. Geosci., 33, 10–19, doi:10.1016/j.cageo.2006.05.002.

GROHMANN, C. H.; RICCOMINI, C.; CHAMANI M. A. C. 2011. Regional scale analysis of landform configuration with base-level (isobase) maps. Hydrol. Earth Syst. Sci., 15, 1493–1504, 2011 www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/1493/2011/ doi:10.5194/hess-15-1493-2011 © Author(s) 2011. CC Attribution 3.0 License.

GROHMANN, C. H. 2008. Análise digital de terreno do centro-leste brasileiro/ Carlos Henrique Gromann. - São Paulo, 2008. XV, 189 f. : Il. + anexos. Tese (Doutorado): IGc/Usp.

HACK, J. T. 1973. Stream profile analysis and stream gradient index. Journal Research of U. S. Geological Survey, v. 1, 421 – 429.

HACKSPACHER, P. C.; RIBEIRO, L. F. B.; RIBEIRO, M. C. S.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P. J.; SAENZ TELLO, C. A. A origem da Serra do Mar. Termocronologia por traços de fissão em apatita. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9.; INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 3., 2003, Búzios. Boletim de Resumos..., São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2003. p. 384-385.

HACKSPACHER, P.C.; RIBEIRO, L. F. B.; RIBEIRO, M.C.S.; FETTER, A.H.; HADLER NETO, J.C.; TELLO SAENZ, C.A.; DANTAS, E.L. Consolidation and Break-up of the South American Platform in Southeastern Brazil: Tectonothermal and Denudation Histories. Gondwana Research, v. 7, n. 1, p. 91 – 101, 2004.

HACKSPACHER, P. C., GODOY, D. F., RIBEIRO, L. F. B., HADLER NETO, J. C., A. O. B. 2007. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita. Revista Brasileira de Geociências. 37(4 - suplemento): 76-86, dezembro de 2007.

HADLER NETO, J. C.; IUNES, P.J.; PAULO, S.R.; TELLO, C.A.S.; BALESTRIERI, M.L.; BIGAZZI, G.; CURVO, E. A. C. ; HACKSPACHER, P. C. 2001. A PC compatible Brazilian software for obtaining thermal histories using apatite fission track analysis. Radiation Measurements, 34: 149-154

HAMZA V.M., FRANGIPANI A., Becker E.A., Miotto J.A. 1989. Mapas geotermiais do Brasil. Relatório interno do Instituto de Pesquisas Tecnológicas, SP. Brasil, IPT - nº 27069.

HASUI Y & CORDANI UG. 1968. Idade Potássio-Argônio de rochas eruptivas Mesozóicas do Oeste Mineiro e sul de Goiás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 22., Belo Horizonte, 1968. Anais, Belo Horizonte, SBG, p. 139-143.

HEILBRON M. & MACHADO N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research* 125:87-112.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A.; 2004 - Província Mantiqueira, p. 204-234. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B.; (org) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca, 647p.

HENGL, T., ROSSITER, D.G., 2003. Supervised landform classification to enhance and replace photo-interpretation in semi-detailed soil survey. *Soil Science Society of America Journal* 67, 1810–1822.

HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C. Análise morfométrica em neotectônica: o exemplo do Planalto de Campos do Jordão, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, vol. 31, n. 3, p. 375-384, 1999.

HODGKINSON, J.H. et al, 2006. The influence of geological fabric and scale on drainage pattern analysis in a catchment of metamorphic terrain: Lacey's Creek, southeast Queensland, Australia. *Geomorphology* 81 (2006) 394–407

HOLMES DC, PITY AE, NOY DJ, 1992. Geomorphological and hydrogeological features of the Poços de Caldas analogue study sites. *Journal of Geochemical Exploration* 45: 215–247.

HORTON, R. E.; 1945 - Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. América Bulletin*, 56 (03), pp. 275-370.

IPT - 1981. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT, Monografias, 5). Escala: 1:1000 000.

IRVIN, B.J., Ventura, S.J., Slater, B.K., 1997. Fuzzy and isodata classification of landform elements from digital terrain data in Pleasant Valley, Wisconsin. *Geoderma* 77, 137–154.

IUNES, P.J. 1999. Utilização da dosimetria de nêutrons através de filmes finos de urânio e de tório naturais na datação de minerais com o método dos traços de fissão. Instituto de Física Gleb Wataghin. Universidade de Campinas. Tese de Doutorado. 111 págs.

IWAHASHI, J., Pike, R.J., 2007. Automated classifications of topography from DEMs by an unsupervised nested-means algorithm and a three-part geometric signature. *Geomorphology* 86, 409–440.

- JELINEK, A. R. *et al.*, 2010. Termocronologia aplicada às Geociências: análise por traços de fissão. *Pesquisas em Geociências*, 37(3): 191-203, set./dez., 2010.
- KELLER, E. A.; PINTER, N. 1996. Active tectonics - earthquakes, uplift, and landscape. New Jersey: Prentice Hall, 338 p.
- KING, L.C. 1956 - A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, V.18, N.2, P.147-265.
- LANDIM, P.M. B. 1997 *Análise estatística de dados geológicos*. Editora UNESP 226 p.
- LANDIM, P. M. B. 2011. *Análise estatística de dados geológicos multivariados*. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2011. v. 1. 208p
- LASLETT GM, GLEADOW AJW, DUDDY IR, 1984. The relationship between fission track length and track density distributions. *Nucl Tracks* 9: 29–38.
- LEOPOLD, L. B.; BULL, W. B. Base level, aggradation and grade. *Proceedings of the American Philosophical Society*, v. 123, p.168-202, 1979.
- MACHADO N., VALLADARES C, HEILBRON M., VALERIANO C. 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, 79:347-361.
- MACKIN, J. H. Concept of the graded river. *Geological Society of America Bulletin*, v. 59, p. 463-512, 1948.
- MACKTELOW, N.S.; GRASEMANN, B. Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion. *Tectonophysics*, v. 270, p. 167-195, 1997.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C. - 1981 - A evolução geotectônica da Faixa Brasília e seu embasamento. In: SIMP. *SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS*. Salvador, 1981. Anais... Salvador, SBG/BA. P.100-113.
- MAZZINI, P. L. F., SCHETTINI, C. A. F. 2009. Avaliação de metodologias de interpolação espacial aplicadas a dados hidrográficos costeiros quase sinóticos. *Braz. J. Aquat. Sci. Technol.*, 2009, 13(1):53-64.
- MELO, M.S. de; STEIN, D.P.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A. 1993. Neotectônica da área do Alto Rio Pardo (SP e MG). São Paulo: *Revista do Instituto Geológico*, 14(2),27-38.
- MILANI, E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, 255 p.

MILANI, E.J., RAMOS, V.A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28:527-544.

MILANI E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MONTESSO-NETO, V., BARTORELLI A., CARNEIRO C.D.R., BRITO-NEVES B.B. *Geologia do Continente Sul-Americano – evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Becca, p.265-279.

MIZUSAKI, A.M.P. 1989. Análise petrográfica e dotação radiométrica do poço 2-TL-I-MS (testemunhos 39 e 40). Rio de Janeiro: PETROBRÁS/CENPES, 8 p. (relatório interno).

MOREIRA, F. R. *et al.* 2001. Inferência Geográfica e suporte a decisão. In: CÂMARA, G. *Introdução à ciência da Geoinformação*. INPE-10506-RPQ/249. 2001.

MOTOKI, A., OLIVEIRA, J.L.S. 1987. Reconsiderações vulcanológicas sobre a hipótese de caldeira vulcânica no Complexo Alcalino de Poços de Caldas, MG. Parte I: Rochas sedimentares como corpos capturados, fragmentados e afundados no magma fonolítico. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 4. Anais..., p. 240-243.

OLIVEIRA, M.A.E de, MORALES, N., ZANARDO, A., CARVALHO, S.G. de, MANIAKAS, S. 1989. Projeto: mapeamento geológico em 1:25.000 do quadrante noroeste da Folha Caconde; relatório final. UNESP - PRÓ-MINÉRIO. Rio Claro: UNESP - PRÓ-MINÉRIO. 170p.

PEREIRA, M.J., FEIJÓ, F.J., Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v.8, n.1, p. 219 – 234, 1994.

PIKE, R.J., 2000. Geomorphology: diversity in quantitative surface analysis. *Progress in Physical Geography* 24, 1–20.

PONÇANO, W. L., Carneiro, C. D. R., Bistrichi, C. A., Almeida, F. F. M., Prandini, F. L. 1981. Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. São Paulo. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. 2: 94.

PRICE B. P. AND WALKER, R. M. Observation of charged-particle tracks in solids. *Journal Applied Physical*, v. 33, p. 3400-3406, 1962b.

PRIMA, O.D.A., ECHIGO, A., YOKOYAMA, R., YOSHIDA, T., 2006. Supervised landform classification of Northeast Honshu from DEM-derived thematic maps. *Geomorphology* 78, 373–386.

RADAM BRASIL. 1983. Secretaria Geral – Ministério de Minas e Energia. Projeto RADAM BRASIL; Folhas SF 23/24, Rio de Janeiro/Vitória: VOLUME 32.

RAMOS, V.A. 1988. Late Proterozoic - Early Paleozoic of South America - a collisional history. *Episodes*, 11(3):168-174.

REINERS, P.W.; BRANDON, M.T. Using the Thermochronology to understand orogenic erosion. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, v. 34, p. 419-466, 2006.

- REIS, E.; Estatística multivariada aplicada. Lisboa: Edições Silabo, 1997. 342p.
- RIBEIRO, M.C.S. 2007 - Termocronologia e história denudacional da Serra do Mar e implicações no controle deposicional na Bacia de Santos. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional, Unesp - Rio Claro.
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G. & FERRARI, A.L. 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; DAL RÉ CARNEIRO, C. & BRITO NEVES, B.B. (orgs.) Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca, p. 383-405.
- ROBERTS, G. G.; WHITE, N. J.; MARTIN-BRANDIS, G. L.; CROSBY, A. G. 2012. An uplift history of the Colorado Plateau and its surroundings from inverse modeling of longitudinal river profiles. TECTONICS, VOL. 31, TC4022, doi:10.1029/2012TC003107, 2012.
- ROSANTE, K. T., HACKSPACHER, P. C., DORANTI-TIRITAN, C., GODOY, D. F. 2010. Análise Morfométrica da Bacia do Rio Capivari (Alto Rio Pardo) como contribuição aos estudos de Neotectônica do Planalto Sul De Minas. Revista de Geografia, Vol. 27, No 1.Esp (2010): Volume 27 Edição Especial No.1
- ROSS, J. L. S. 1992. O Registro Cartográfico dos Fatos Geomórficos e a Questão da Taxonomia do Relevo . Revista do Departamento de Geografia (USP), São Paulo, v. 06.
- ROSS, J. L. S. 1992. O Registro Cartográfico dos Fatos Geomórficos e a Questão da Taxonomia do Relevo . Revista do Departamento de Geografia (USP), São Paulo, v. 06.
- SAADI, A. Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Tese de Professor Titular, 285p, 1991.
- SCHMITT R.S., TROUW R.A.J., VAN SCHMUS, W.R. 1999. The characterization of a Cambrian (» 520 Ma) tectonometamorphic event in the Costeiro Domain of the Ribeira Belt, using U-Pb in syntectonic veins. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Lençóis. Extended Abstracts
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. 1984. Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil (escala = 1:2.500.000), DNPM, 501 p.
- SCHULLMANN A., CARVALHO A., VALETON I. 1997. Bauxite of Poços de Caldas. In: A. Carvalho, B. Boulangé, A. J. Melfi, Y. Lucas, Y.(eds). Brazilian Bauxites. São Paulo/SP: USP, FAPESP. 331 págs.
- SILVA, A. C., 1997. Dinâmica da cobertura pedológica de uma área cratônica do Sul de Minas Gerais. Tese (doutorado) - Escola Superior de Agricultura Luíz de Queiróz, Piracicaba - 1997.

SILVA, T. M. 2009. Superfícies geomorfológicas do planalto sudeste brasileiro: revisão teórico-conceitual. ISSN 1981-9021 - Geo UERJ - Ano 11, v.3, n.20, 2º semestre de 2009. P.1-22. www.geouerj.uerj.br/ojs

SILVA, J. S. 2010. Reconstrução termocronologica do maciço alcalino de Poços de Caldas e áreas adjacentes por traços de fissão e (u-th-sm)\he em apatitas e zircão. Trabalho de Conclusão de Curso. Rio Claro, 2010.

SONOKI I.K. & GARDA G.M. 1988. Idades K/Ar de Rochas Alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: Compilação e Adaptação a novas constantes de decaimento. Instituto de Geociências/ USP, Boletim Série Científica, (19):63-85.

SOUZA, D. H. ; DORANTI, C. ; HACKSPACHER, P. C. . Análise morfométrica da drenagem aplicada na bacia do Ribeirão das Antas como contribuição aos estudos de evolução da paisagem do Planalto de Poços de Caldas. In: XI Simpósio de Geologia do Sudeste, 2009, São Pedro-SP. Anais do XI Simpósio de Geologia do Sudeste, 2009. v. 1. p. 59-59.

SOUZA, D.; HACKSPACHER, P.; DORANTI-TIRITAN, C.; RIBEIRO, L.; CAMPANI, M. Aplicação de Análise Morfométrica - Relação Declividade vs. Extensão e Perfil Longitudinal das Drenagens - na Bacia do Ribeirão das Antas para detecção de deformações neotectônicas no Planalto de Poços de Caldas. Revista de Geografia Vol. 27, No 1.Esp (2010): Volume 27 Edição Especial No.1

STEPINSKI, T.F., COLLIER, M.L., 2004. Extraction of Martian valley networks from digital topography. *Journal of Geophysical Research* 109, E11005.

STEPINSKI, T.F., VILALTA, R., 2005. Digital topography models for Martian surfaces. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 2, 260–264.

STUWE, K.; HINTERMULLER, M. Topography and isotherms revisited: the influence of laterally migrating drainage divides. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 184, p. 287-303, 2000.

STUWE, K.; WHITE, L.; BROWN, R. The influence of eroding topography on steady state isotherms. Application to fission track analysis..*Earth and Planetary Science Letters*, v. 124, p. 63-74, 1994.

SUMMERFIELD, M.A. 1991. *Global Geomorphology*. Longman Scientific and Technical. Co-published by JohnWiley and Sons Inc., New York, 537 pp.

TELLO, C.A.S. - 1994. Termocronologia de algumas regiões brasileiras através da análise de traços de fissão em apatitas – Instituto de Física GLEB WATAGHIN-UNICAMP, Tese de Mestrado. 103p.

TELLO SAENZ, C. A.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P. J.; GUEDES, S.; RIBEIRO, L. F. B.; PAULO, S. R. 2003. Recognition of cretaceous, Paleocene and neogene tectonic reactivation through apatite fission–track analysis in precambrian areas of southeast Brasil: association with the opening of the south Atlantic Ocean. *Journal of South American Earth Sciences*, Oxford, v. 15, n. 7, p. 765-774, Jan. 2003.

THOMAZ FILHO, A.; RODRIGUES, A. L. 1998. O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas - Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na cadeia Vitória Trindade. *Revista Brasileira de Geociências*, n. 2, v. 29, p. 189-194.

THOMAZ FILHO, A.; CESERO, P.; MIZUSAKI, A. M.; LEÃO, J. G. 2005. Hot spot volcanic tracks and their implications for south american plate motion, Campos basin (Rio de Janeiro state), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, n. 3-4, p. 383-389.

TROMPETTE, R. 1994. Geology of Western Gondwana 2.000-500 Ma. The Pan- African Brasileiro Amalgamation of South America and Adjacent África. Rotterdam, Balkema. 366 p.

TURCOTTE, D.L.; SCHUBERT, G. Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems. John Wiley and Sons, New York, first edition, 450 pags, 1982.

VALETON I., SCHULLMANN A., VINX R., WIENEKE M. 1997. Supergene alteration since the upper cretaceous on alkaline igneous and metasomatic rocks of the Poços de Caldas ring complex, Minas Gerais, Brazil. *App. Geochem.*, 12:133-154.

VALERIANO C.M., MACHADO N., SIMONETTI A., VALLADARES C.S., Seer H.J., Simões L.S.A. 2004. U-Pb geochronology of the southern Brasilia belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana. *Precambrian Research* 130: 27-55.

ULBRICH M.N.C. 1983. Aspectos mineralógicos e petrológicos de nefelina sienitos do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG - SP. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 369 págs.

ULBRICH H.H. & ULBRICH M.N.C. 1992. O Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG - SP: características petrográficas e estruturais. In: SBG/ Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, Roteiro de Excursões. 64 págs.

VARELLA, C. A. A. 2008. Análise Multivariada Aplicada as Ciências Agrárias: Análise de Componentes Principais.(aula) PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA – CPGA-CS. Disponível em <http://www.ufrrj.br/institutos/it/deng/varella/Downloads/multivariada%20aplicada%20as%20ciencias%20agrarias/Aulas/analise%20de%20componentes%20principais.pdf>

WAGNER, G.A., & VAN DEN HAUTE, P. 1992. Fission Track-Dating. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 285 pp.

WHITTAKER, A. C. et al., 2008. Decoding temporal and spatial patterns of fault uplift using transient river long profiles. *Geomorphology* 100 (2008) 506–526.

ZADEH L. A. *Fuzzy sets*. *Information and Control*, 8:338-353. 1965.

ZALÁN, P. V. O. 2004a. Gráben da Guanabara: uma feição tectônica modelar mas pouco apreciada e entendida. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá. Anais... [S.l.]: Sociedade Brasileira de Geologia. 1 CD-ROM. Trabalho S03:44.

ZALÁN P.V., 2004b. A Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: MONTESSO NETO, V., BARTORELLI A., CARNEIRO C.D.R., BRITO-NEVES B.B. Geologia do Continente SulAmericano – evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Ed. Becca, p.595- 612.

ZALAN, P. V., & OLIVEIRA, J. B. A. 2005. Origem e Evolução Estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. Geociências. Petrobras, Rio De Janeiro, V. 13, N. 2, P. 269-300.

ANEXO 1: Procedimentos adotados

Base Cartográfica:

Como base cartográfica e fonte de dados para extração de drenagem e análise de parâmetros morfométricos foram utilizadas imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), disponibilizadas pela NASA (EUA - *National Aeronautics and Space Administration*), e com tratamento adequado para áreas brasileiras pelo EMBRAPA (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária- <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/download/mg/mg.htm>). Foram adquiridas imagens correspondentes as seguintes cartas topográficas do IBGE na escala de 1:250.000: SF-23-Y-A, SF-23-Y-B, SF-23-V-C e SF-23-V-D (Figura 67).

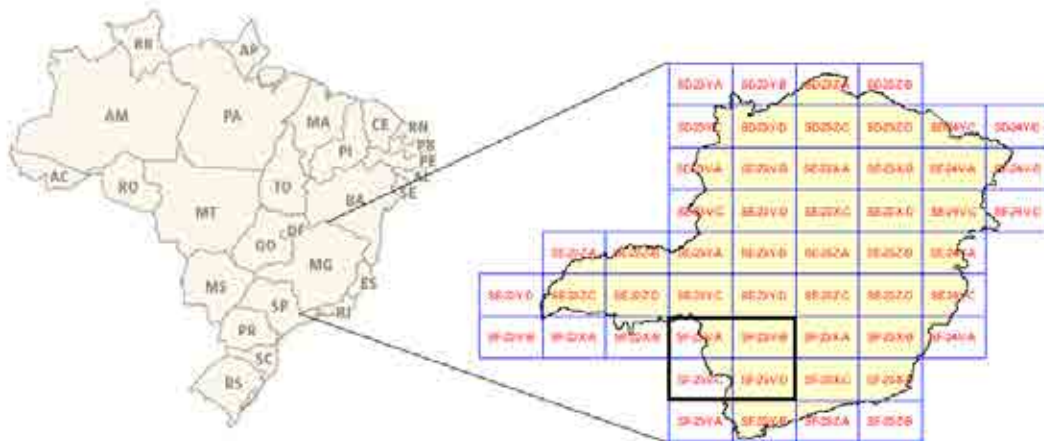


Figura 67. Articulações das cartas topográficas 1:250.000

Para complemento e análises mais detalhadas, foram adquiridas cartas topográficas na escala de 1:50.000 disponíveis no site do IBGE (<http://www.ibge.gov.br/home/>). As cartas utilizadas são: Alfenas, Botelhos, Caconde, Caldas, Campestre, Guaranésia, Guaxupé, Ipuiúna, Machado, Pinhal, Poço Fundo, Poços de Caldas, Pouso Alegre, Rio Capivarí, Santa Rita de Caldas, São João da Boa Vista e São José do Rio Pardo. A figura 68 demonstra a articulação das cartas de 1:50.000, em formato DNG, sobre a imagem SRTM.

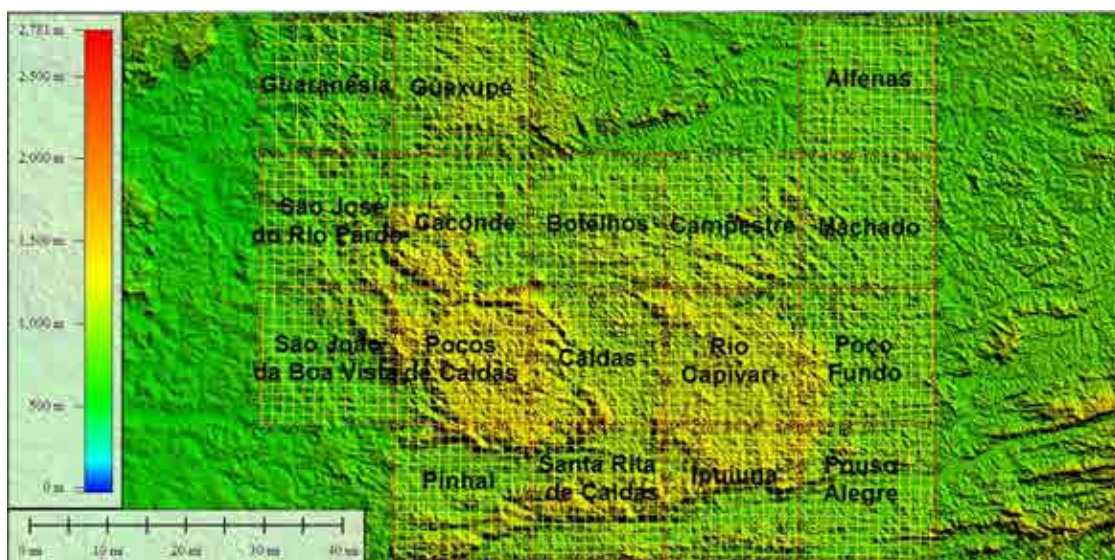


Figura 68. Articulação das cartas topográficas (1:50.000) utilizadas, sobrepostas a imagem SRTM.

Rede de Drenagem e Delimitação das Bacias

De posse das imagens SRTM, recortou-se uma área aproximada aos interesses do trabalho, e através do programa ArcGIS 10, foi extraída a rede de drenagem utilizando-se as ferramentas do grupo Hydrology, da ArcToolBox *Spatial Analyst Tools*. Foram seguidos os seguintes procedimentos:

- 1- Aplicação do comando *fill sinks*, conferindo a consistência da drenagem, eliminando possíveis áreas de sumidouros que ocasionam retenção de fluxo;
- 2- Cálculo da direção de fluxo (*flow direction*);
- 3- Obtenção da matriz com acumulação de fluxos (*flow accumulation*);
- 4- Geração do caminho de fluxo (*Flow Length*);
- 5- Hierarquização da drenagem, segundo o método de Strahler (1952), através da ferramenta *Stream Order*.
- 6- Refinamento da rede de drenagem e geração de *layers* para cada ordem de drenagem através da ferramenta *Con*.
- 7- transformação das imagens com as drenagens em vetores (*Stream to Feature*);
- 8- Determinação das bacias hidrográficas (*Basin*).

A figura 69 apresenta as bacias selecionadas e seus canais de drenagem de ordens superiores:

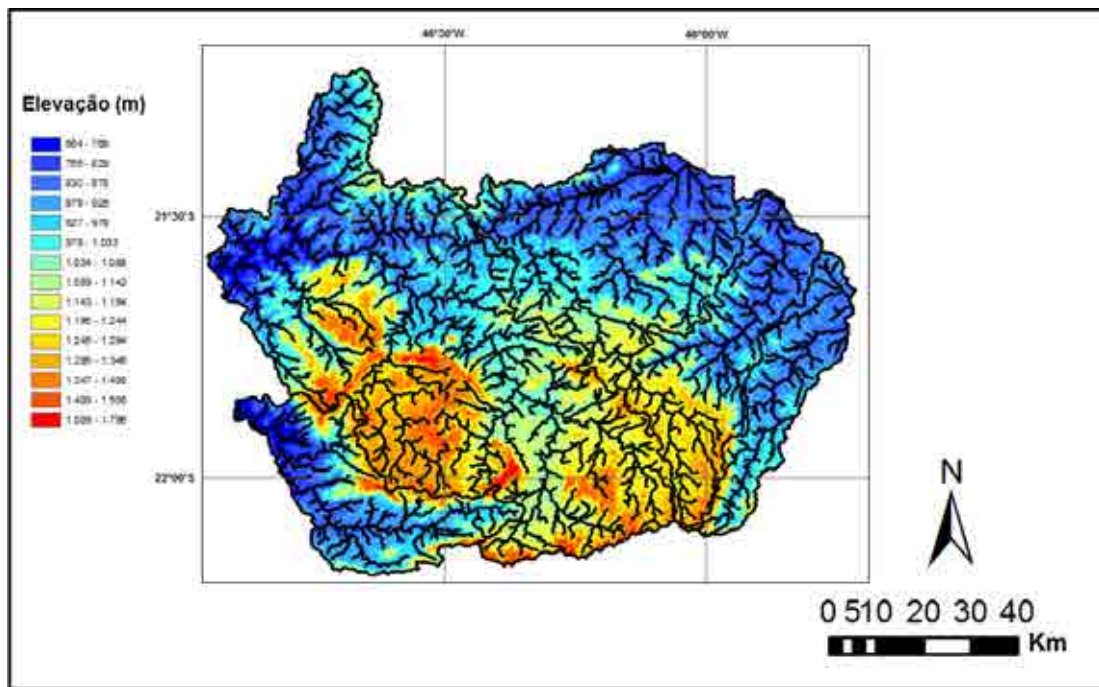


Figura 69. Área de estudos e canais de drenagem de ordens superiores

Os canais de drenagem extraídos automaticamente apresentaram algumas imperfeições, tais como canais totalmente retilíneos e excesso de canais de primeira ordem, omitindo, por exemplo, a existência de meandros, interferindo nas características dos canais a serem levadas em consideração nas aplicações dos parâmetros morfométricos.

Visando reparar estes erros, comparou-se a drenagem obtida automaticamente com cartas topográficas na escala de 1:50000, corrigindo manualmente as imperfeições através das ferramentas de edição, levando sempre em consideração nas modificações, as curvas de nível extraídas da imagem SRTM (figuras 70 e 71).

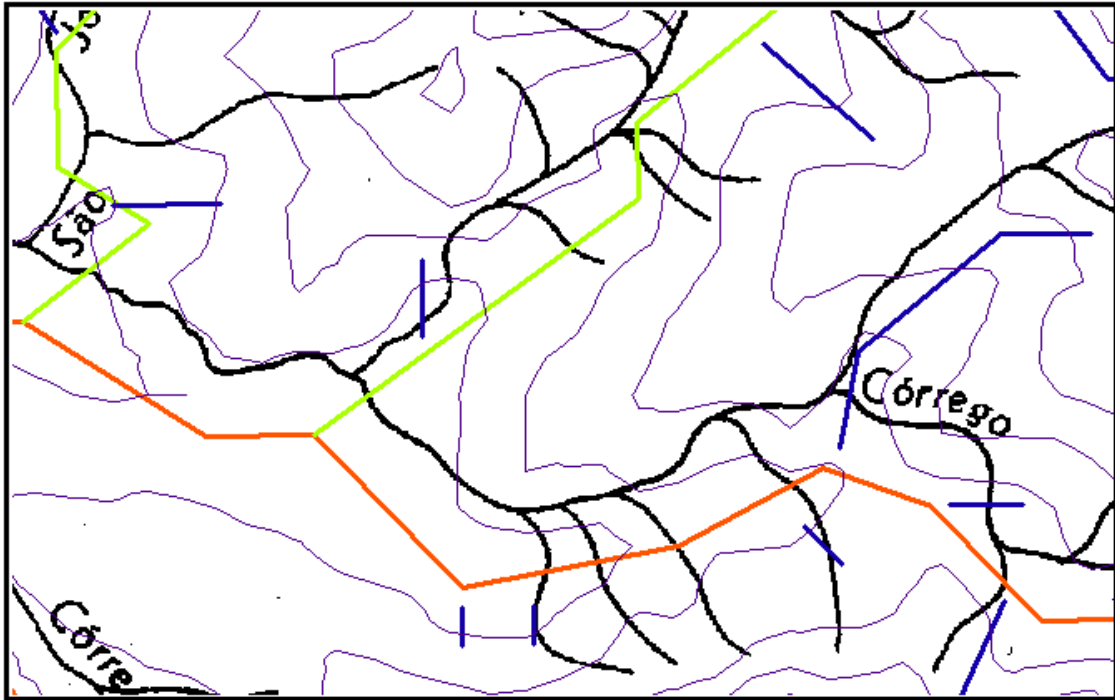


Figura 70. Canais de drenagem extraídos de imagem SRTM, comparados a canais representados em cartas topográficas 1:50.000. Traço preto: carta topográfica. Traços coloridos: extraídos por SRTM.

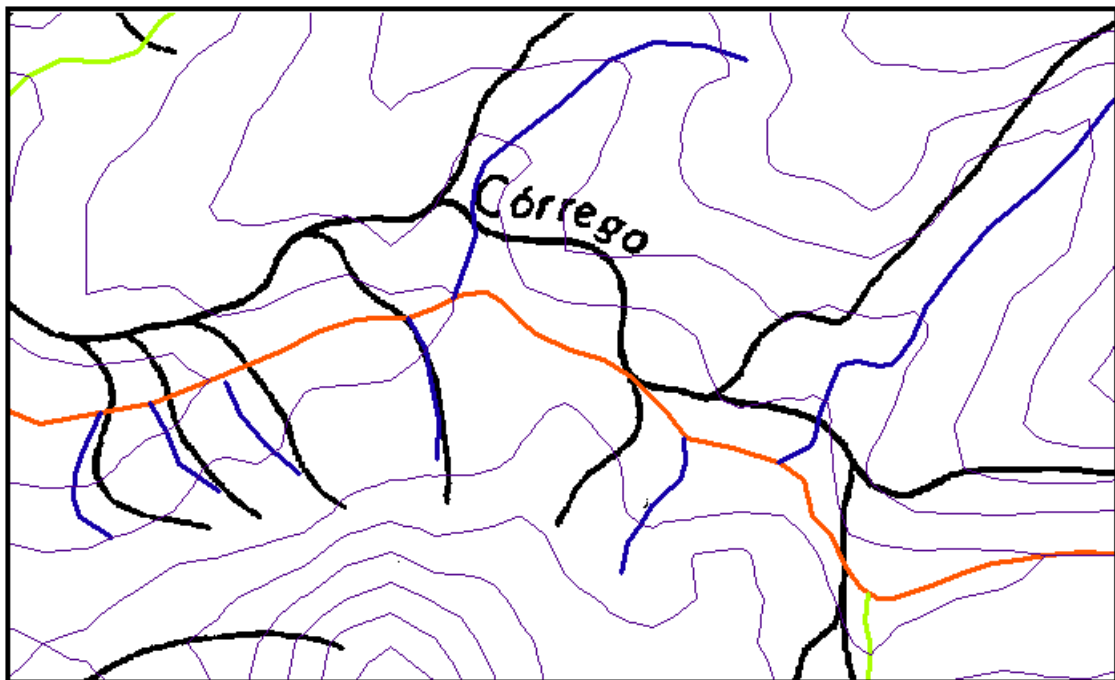


Figura 71. Canais de drenagem extraídos de imagem SRTM e corrigidos manualmente, comparados a canais representados em cartas topográficas 1:50.000. Traço preto: carta topográfica. Traços coloridos: extraídos por SRTM

Análise morfométrica da drenagem:

As drenagens foram nomeadas da seguinte maneira:

BACIA	ORDEM	Id
A	a – 7ª ordem	Ordem numérica. Ex: 1, 2, 3... (baseado no Id original do arquivo shape do conjunto de drenagem)
B	b – 6ª ordem	
C	c – 5ª ordem	
D	d – 4ª ordem	
E	e – 3ª ordem	

Tabela 18. Nomenclatura das drenagens

Ex: Canal Bc4 – canal número 4, do conjunto de canais de 5ª ordem, pertencente a bacia B.

Cálculo de Índice Relação Declividade - Extensão do Canal (RDE): Cada segmento de drenagem calculado representa uma ordem na hierarquia de drenagem estabelecida por Strahler (1952). Objetiva-se com este procedimento a comparação entre segmentos de uma mesma ordem e entre grupos de segmentos de ordem diferentes. Para a aquisição das variáveis constituintes da equação, utilizou-se da ferramenta Calculate Geometry, dentro do programa ArcGis 10, para extrair automaticamente o comprimento de drenagem (DI) e as coordenadas UTM para posterior interpolação dos resultados. A ferramenta *Zonal Statistics as Table* do *ArcToolBox* para a declividade do segmento (Dh). O comprimento total do curso d' água a montante do segmento (L) foi calculado manualmente selecionando-se pelo *Identify* os segmentos a montante dos segmentos analisadas, anotando os respectivos valores.

Os valores obtidos foram exportados em tabelas com formato dbf., possibilitando tratamento e cálculo dos valores de RDE em planilhas do programa Excel. Com o programa *Surfer 8*, os resultados foram interpolados pelo método do Vizinho Natural, produzindo mapas com isovalores de RDE para cada ordem considerada (total, 3ª, 4ª e 5ª). Para o mapa para os canais de 6ª +7ª ordem, devido ao tamanho da área abrangida e a estética, foi utilizado o método de interpolação Mínima curvatura.

O método de interpolação utilizado - Vizinho Natural - utiliza polígonos Thiessen para avaliação de pesos para os pontos e faz a interpolação através da média ponderada dos pontos vizinhos, onde os pesos são proporcionais às áreas. Tem como característica o fato de não extrapolar valores, resolvendo a interpolação somente para o interior do domínio dos dados (Mazzini & Schettini, 2009). O método de Mínima Curvatura, por sua vez, utiliza-se de um polinômio que minimiza a curvatura, produzindo numa superfície suavizada que passa através dos pontos amostrados (Andriotti, 2009).

Perfil Longitudinal: foram selecionados os rios de 6ª ordem, levando em consideração toda a extensão do canal, desde a foz até as cabeceiras. Através das curvas de nível com a equidistância de 50 metros, utilizaram-se os dados de altitude e comprimento para gerar no *Excel* um gráfico de dispersão.

Direção das drenagens: os canais de drenagem foram transformados em linhas retas através da ferramenta *XY to line*, do grupo *ArcToolBox*. Posteriormente, o azimute foi calculado pela ferramenta *Split into COGO lines*.

Análise estatística multivariada: O conjunto de dados foi organizado em planilhas do *Excel* e os tratamentos estatísticos, bem como confecção de gráficos e tabelas foram realizados através do programa *XIStat 2011*.

Mapa de isobases: foi confeccionado a partir da interpolação de cotas topográficas de três ou mais pontos de cada canal de drenagem referente aos distintos conjuntos obtidos pela estatística multivariada. O método utilizado foi a técnica de Mínima Curvatura, através do programa *Surfer*.

Como base para os diversos mapas produzidos, utilizou-se mapa litológico fornecido no site da CPRM (<http://www.cprm.gov.br/>) e lineamentos estruturais adaptados de Mello (1993) e Almeida Filho e Paradella (1976).

Traço de Fissão em apatitas

Neste trabalho, foi empregado a metodologia do Detector Externo (External Detector Method – EDM), no qual é realizada indução dos traços através de detector externo (no caso, uma lamínula de moscovita), sobre o qual os traços espontâneos são contados. A particularidade do método é que cada grão é analisado individualmente, possibilitando estimar histórias térmicas para cada grão.

Trabalho de Campo

Foi realizado trabalho de campo passando pelos municípios de São Pedro de Caldas, Poço Fundo, Machado e Espírito Santo do Dourado. Este campo teve como objetivo coletar amostras para a produção de dados de traço de fissão em apatitas (TFA).

A escolha dos locais de coleta teve como base a ausência, dentro da área de estudos, de dados de TFA produzidos pelo grupo de pesquisas do Núcleo de Cronologia e Cronometria da UNESP Campus Rio Claro, no âmbito do qual, se insere este trabalho. A localização dos pontos amostrados pode ser visualizada na figura 21, apresentada no capítulo de resultados (4.1).

Preparação das amostras

Após trabalho de campo, iniciou-se a preparação das amostras para traço de fissão, segue abaixo breve descrição das etapas, baseada em descrições encontradas em teses, dissertações e trabalhos de conclusão de curso (TCC) de membros do grupo

de pesquisas do Núcleo de Cronologia e Cronometria da UNESP Campus Rio Claro – Godoy (2003, 2005, 2010), Franco (2003, 2005, 2010), Doranti (2006), Siqueira - Ribeiro (2007), Cuglieri (2010) e Silva (2010), além de experiência pessoal nos laboratórios para preparação das amostras:

Britagem – visa a fragmentação das amostras coletadas em campo, seguindo várias etapas, desde a manual, através de golpes de marreta, atingindo tamanhos de até 10 cm, e a britagem mecânica, realizado no Laboratório de Preparação de Amostras Pedológicas e Geológicas (LAPEGE) do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) da UNESP/Rio Claro pelo uso de três britadores seguidos: britador primário (Furlan, BM2010), britador secundário (Retsch, B31/A) e britador de rolo (Moinho de Rolo – Furlan, MR2013), após tal procedimento, os pedaços centimétricos serão reduzidos a fração areia (fina a grossa).

Peneiramento – realizado manualmente, ou por mesa vibratória automática, separando a fração areia grossa da fina.

Bateamento – reduz o concentrado fino ao concentrado de bateia, livre dos minerais menos densos.

Separação Magnética - separação mineral através de suas propriedades magnéticas. Utiliza-se o separador magnético *Isodynamic Frantz*[®], em combinações variáveis de amperagem (de 0.0A a 1.4A), inclinação, e fornecimento de mineral.

Separação por líquidos pesados: utiliza-se um líquido de densidade intermediária entre os minerais (bromofórmio - $d=2,8 \text{ g/cm}^3$), o qual separa a fase leve da fase mais pesada. O procedimento consiste na inserção da amostra em um funil de separação contendo bromofórmio.

Escolha de alíquota representativa das amostras: Consiste na escolha manual de apatitas, por meio de catação. São escolhidos grãos com base em critérios de hábito (sistema cristalino – hexagonal, desenvolvimento das faces – euedral, subedral), coloração (incolor a levemente branca), e grau de cristalinidade mineral. Esta separação foi realizada no Laboratório de Separação Mineral, nas dependências do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) da UNESP/Rio

Claro, com a utilização de lupas Leica M26 e aumento óptico de 2000 x, e ferramenta pontiaguda, para a remoção dos grãos selecionados dentre a alíquota total.

Montagem na resina: os grãos são montados, organizadamente, em resina Epóxi, em moldes de pequenos paralelepípedos com menos de 1 cm² de área de face, e deixados em condições ambientais até adquirir consistência para manipulação.

Polimento: Realizado por meio de lixas e combinações de panos de polimento e pasta diamantada de várias gradações, visando à exposição dos grãos, os quais estão totalmente inseridos na resina. Foram utilizadas as seguintes combinações:

- Lixa 800/2400 (e água)
- Lixa 1200/4000 (e água)
- Pano DPmol e pasta diamantada de 4 a 2 mm, mecanicamente (politriz automática), por cerca de 11 minutos a 150 rpm.

Ataque químico: técnica utilizada para a revelação de traços espontâneos e induzidos, fundamenta-se na necessidade do total conhecimento da densidade, tamanho, início, e fim desses defeitos, variáveis fundamentais para o cálculo das idades das amostras e respectivas histórias térmicas. Efetua-se pela colocação das amostras em solução de HNO₃ 7% (1.1.M), por um período de 60 segundos, a 20±0.5°C (temperatura mantida com auxílio de aparelho conhecido como “banho térmico”).

Acoplamento das Micas: (Método do Detector Externo - MDE): objetiva a obtenção da razão densidade de traços fósseis / densidade de traços induzidos, para cada grão da alíquota amostrada, o que será determinante no cálculo da idade. Para isso, acopla-se, junto à amostra, uma lamínula de mica (muscovita), previamente atacada (para a revelação de possíveis traços existentes – ataque dado em solução de HF 48%, por 160 minutos), com aproximadamente 1cm² de área, e baixos teores de U.

Posteriormente, a montagem é envelopada em papel alumínio e colocado com vidros dosímetros (Corning CN1 e CN5 e IRMM), para o cálculo da fluência de nêutrons térmicos, promovida pelo reator nuclear. Durante a irradiação, os traços de fissão formados (induzidos) no volume mineral são registrados no detector externo (mica) e, para fazê-los visíveis, tal detector é submetido a ataque químico por HF 48% por 80

minutos. As amostras deste trabalho foram irradiadas no reator nuclear de pesquisa FRM II, em Munique.

Para a contagem das amostras, realizada em microscópio óptico, o detector é separado do detector externo, sendo referenciado em relação a esse (configurando disposição em espelho), a fim do correto posicionamento entre a área do grão (na amostra), e a respectiva área dos traços induzidos (na mica). Deste modo, a contagem de traços espontâneos e induzidos é obtida em pares, com os defeitos induzidos sendo contados em uma área restrita do detector, equivalente a área do grão onde foram contados os traços espontâneos.

Para cálculo das idades centrais e extração das estatísticas, foi utilizado o programa *TrackKey*, o qual se utiliza da metodologia acima descrita. O gráfico radial de cada amostra, também fornecido pelo programa, pode ser visualizado no Anexo 2 deste trabalho.

ANEXO 2:

Gráfico Radial das amostras de apatita estudadas: (software TRACKKEY®)

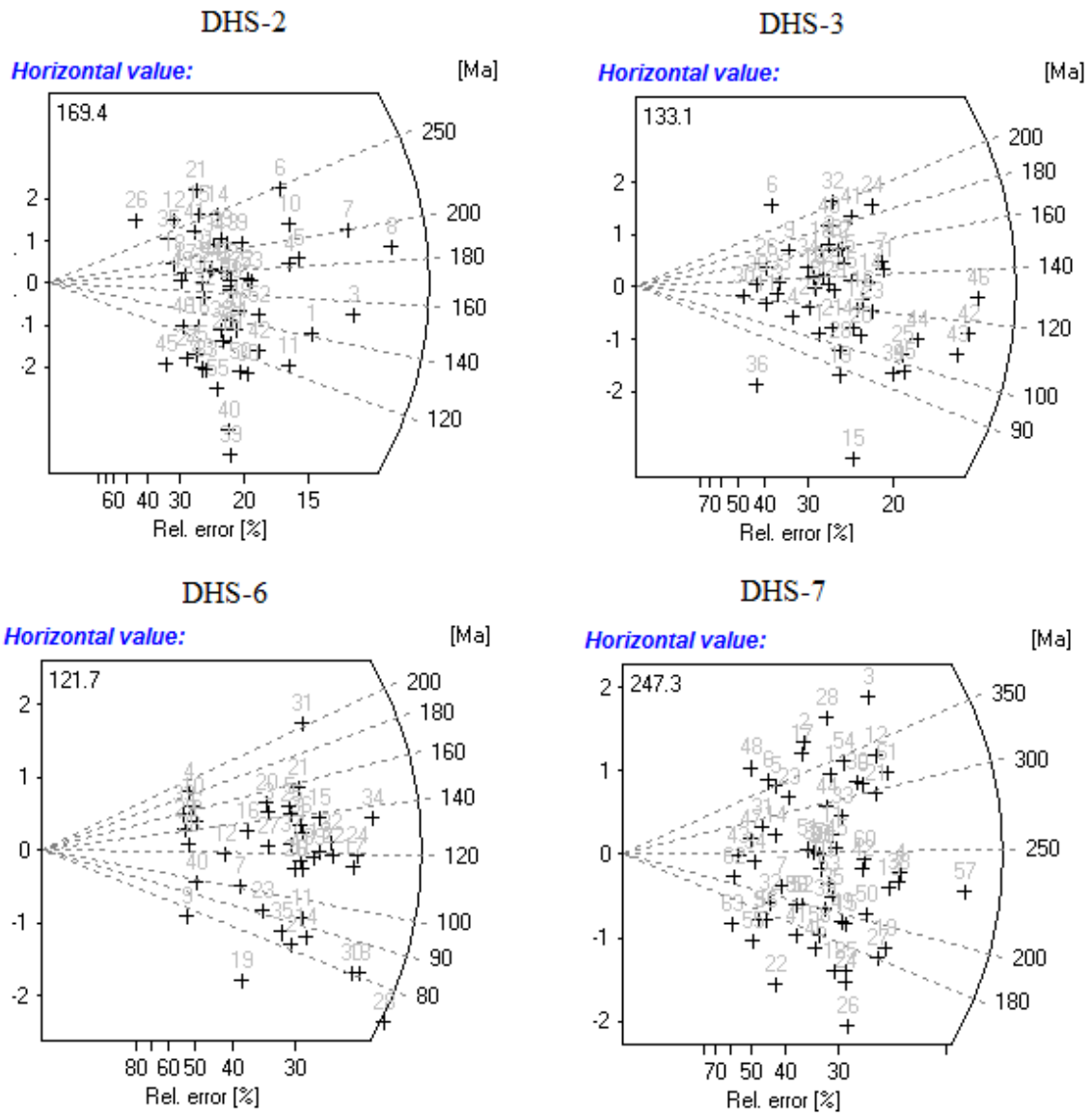


Figura 72. Diagramas radiais das amostras - 1

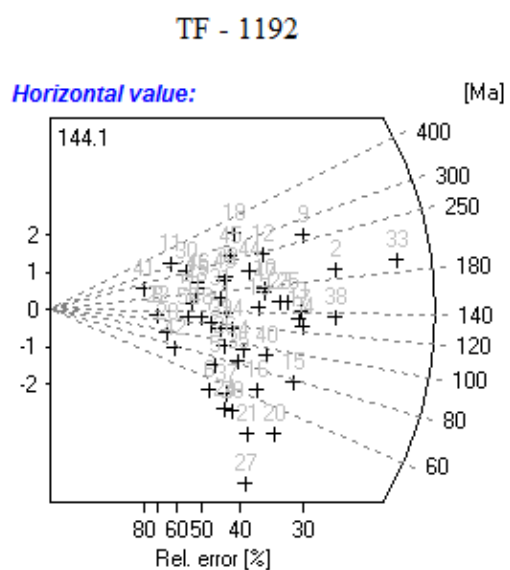
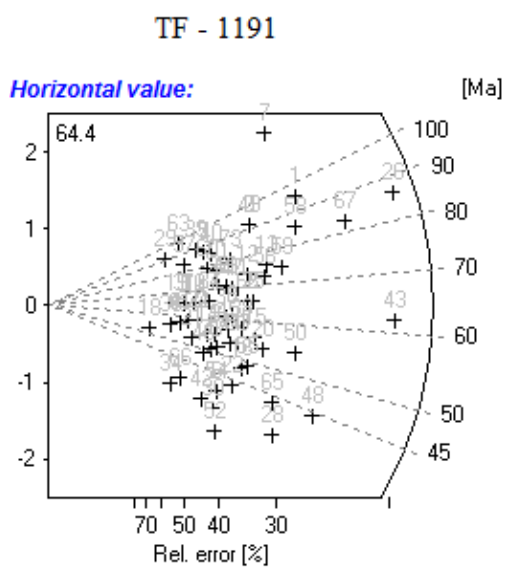
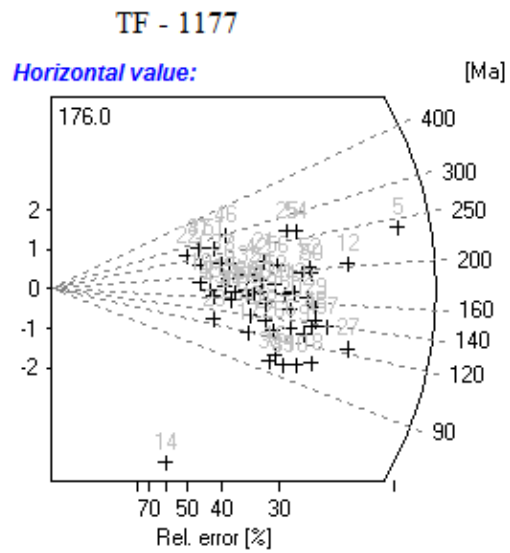
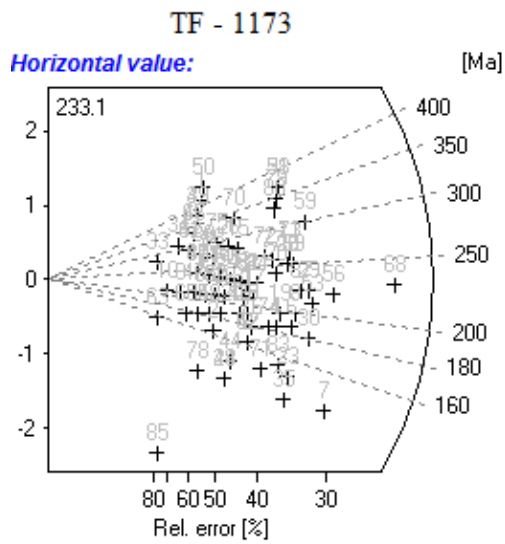
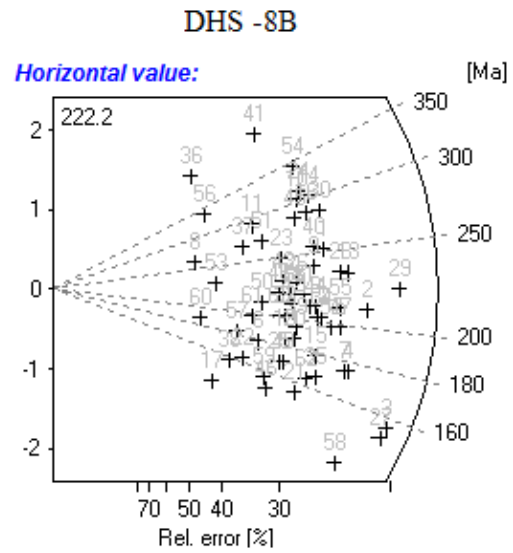
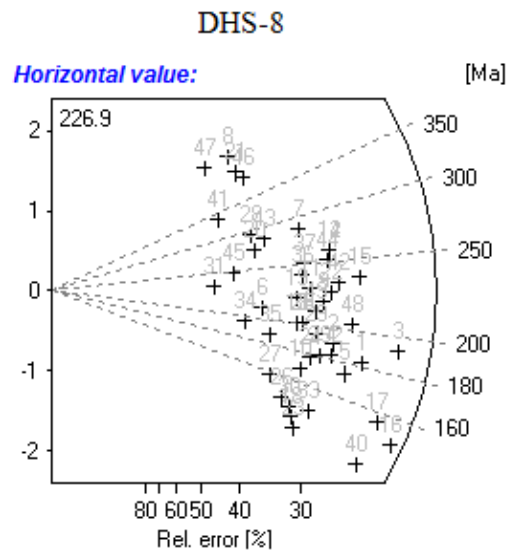


Figura 73. Diagrama radial das amostras - 2

TF - 1193

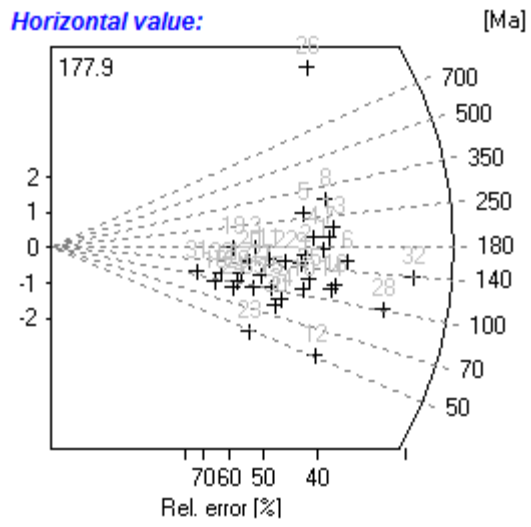


Figura 74. Diagrama radial das amostras - 3

ANEXO 3:
Análise discriminante:

Referente aos subconjuntos obtidos a partir de cada conjunto principal, a partir de análise de agrupamentos e análise das componentes principais (com resultados expostos no texto principal):

Conjunto C1:

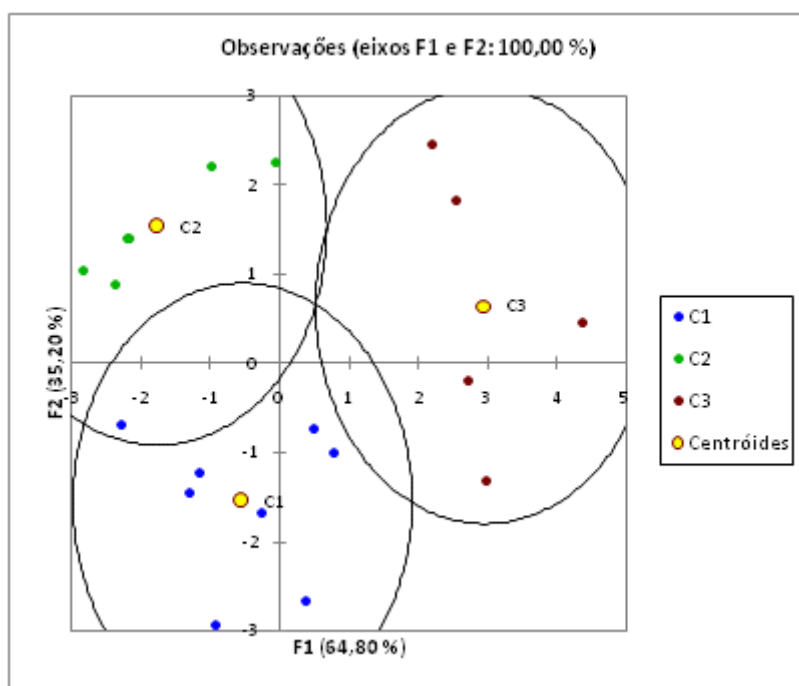


Figura 75. Análise discriminante: Gráfico biplot do conjunto C1

de \ a	C1	C2	C3	Total	% correto
C1a	8	0	0	8	100.00%
C1b	0	6	0	6	100.00%
C1c	0	0	5	5	100.00%
Total	8	6	5	19	100.00%

Tabela 19. Matriz de confusão para a amostra de estimação – C1

Os conjuntos tidos como C1, C2 e C3, foram renomeados para C1a, C1b e C1c, a fim de integração com os demais subconjuntos (a mesma observação vale para todos os conjuntos).

Conjunto C4:

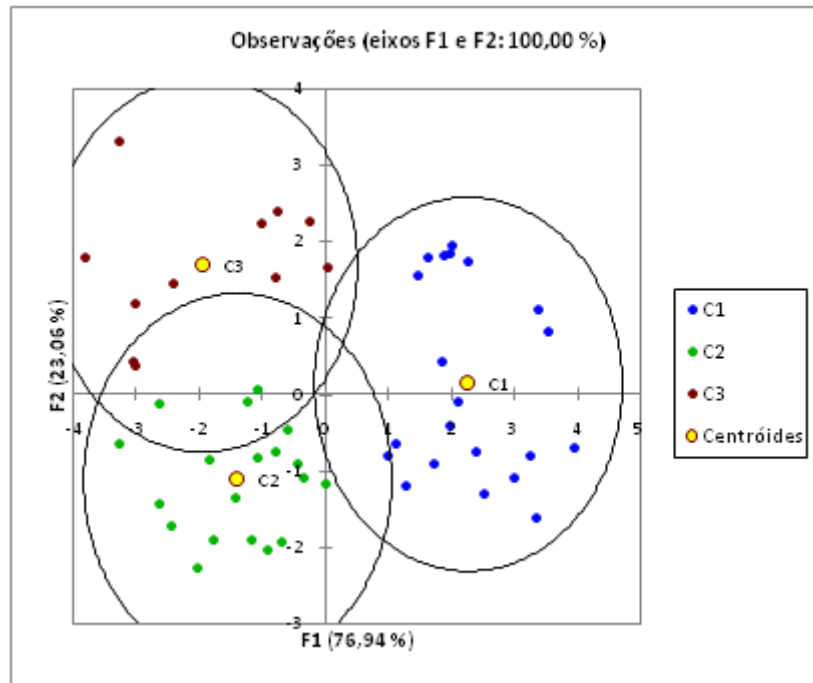


Figura 76. Análise discriminante: Gráfico biblot do conjunto C4

de \ a	C1	C2	C3	Total	% correto
C4a	21	0	0	21	100.00%
C4b	0	19	0	19	100.00%
C4c	0	0	11	11	100.00%
Total	21	19	11	51	100.00%

Tabela 20. Matriz de confusão para a amostra de estimação – C4

Conjunto C3:

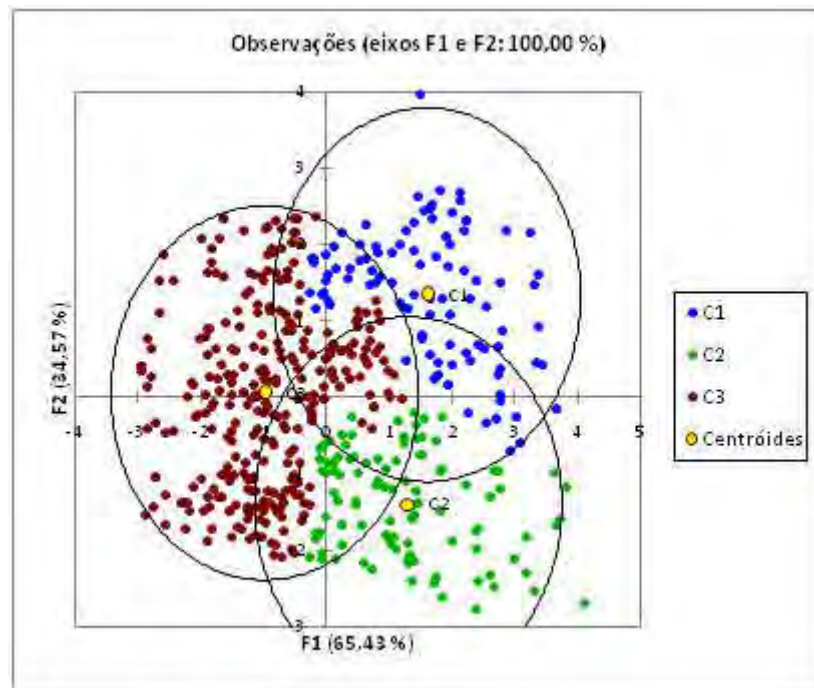


Figura 77. Análise discriminante: Gráfico biblot do conjunto C3

de \ a	C1	C2	C3	Total	% correto
C3a	82	6	13	101	81.19%
C3b	0	87	23	110	79.09%
C3c	9	1	301	311	96.78%
Total	91	94	337	522	90.04%

Tabela 21. Matriz de confusão para a amostra de estimação – C3

Obs: Os indivíduos com classificação tida como incorreta foram reavaliados e reclassificados manualmente (a mesma observação vale para os demais conjuntos)

Conjunto C5:

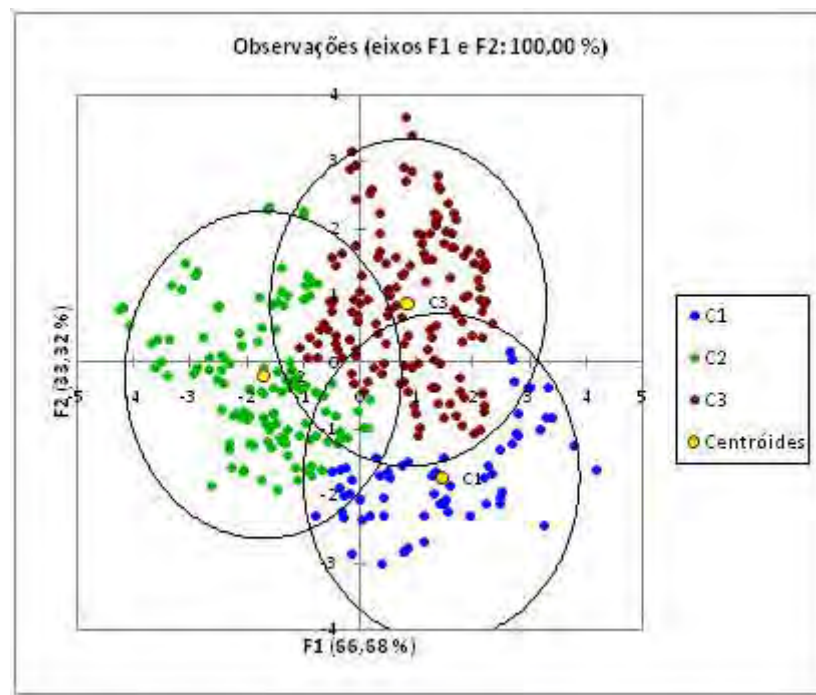


Figura 78. Análise discriminante: Gráfico biblot do conjunto C5

de \ a	C1	C2	C3	Total	% correto
C5a	56	4	3	63	88.89%
C5b	1	123	5	129	95.35%
C5c	9	8	133	150	88.67%
Total	66	135	141	342	91.23%

Tabela 22. Matriz de confusão para a amostra de estimação – C5

Conjunto C2:

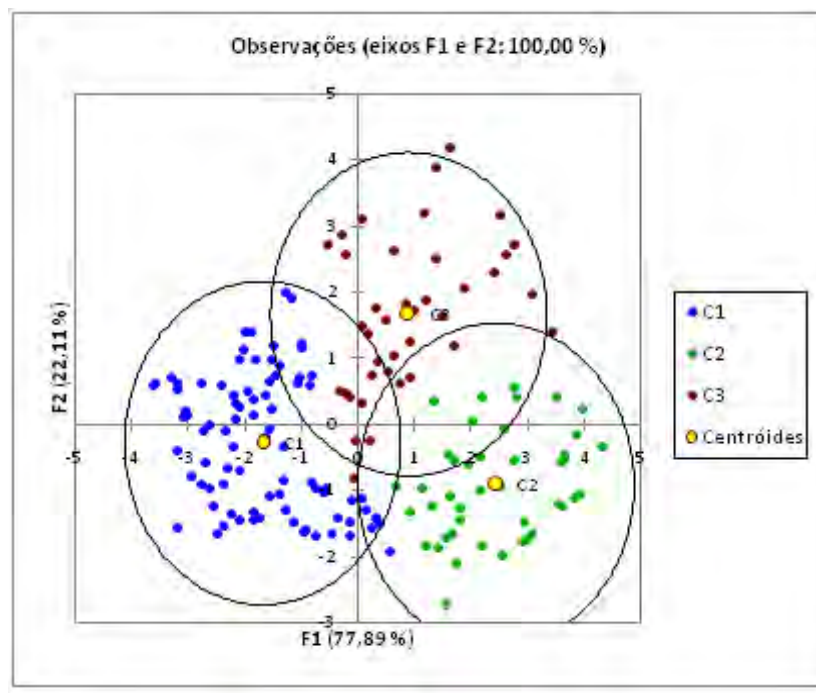


Figura 79. Análise discriminante: Gráfico biblot do conjunto C2

de \ a	C1	C2	C3	Total	% correto
C2a	84	1	0	85	98.82%
C2b	0	43	1	44	97.73%
C2c	7	1	31	39	79.49%
Total	91	45	32	168	94.05%

Tabela 23. Matriz de confusão para a amostra de estimação – C2