

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

**ANÁLISE PALEOMAGNÉTICA DA FORMAÇÃO RIO CLARO
NO MUNICÍPIO DE RIO CLARO (SP)**

Giovana Oliveira Pimentel

Orientador: Prof.Dr. Giancarlo Scardia

Rio Claro (SP)

2017

551.7 Pimentel, Giovana Oliveira
P644a Análise paleomagnética da formação Rio Claro no
município de Rio Claro (SP) / Giovana Oliveira Pimentel. -
Rio Claro, 2017
60 f. : il., figs., tabs.

Trabalho de conclusão de curso (Geologia) -
Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e
Ciências Exatas
Orientador: Giancarlo Scardia

1. Geologia estratigráfica. 2. Paleomagnetismo. 3.
Magnetoestratigrafia. 4. Formação Rio Claro. I. Título.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

GIOVANA OLIVEIRA PIMENTEL

ANÁLISE PALEOMAGNÉTICA DA FORMAÇÃO RIO
CLARO NO MUNICÍPIO DE RIO CLARO (SP)

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Instituto de Geociências e
Ciências Exatas - Campus de Rio Claro,
da Universidade Estadual Paulista Júlio
de Mesquita Filho, para obtenção do grau
de Geóloga.

Rio Claro - SP
2017

DEDICATÓRIA

Ao meu avô Roberto,
minha avó Mafalda e
minha madrinha Solange.

AGRADECIMENTOS

A Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pela bolsa de Iniciação Científica concedida, sem qual este trabalho não seria possível.

Ao meu orientador, Professor Doutor Giancarlo Scardia, pelas orientações e discussões prestadas.

Aos meus pais Rubens e Ana Paula e a minha avó Neide pelo suporte incondicional. A toda minha família e amigos que sempre me apoiaram.

Aos técnicos do Laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP pelo auxílio e ao André pela ajuda na primeira etapa de laboratório. Ao Lucas, Renata e Vanderlei pelas idas ao campo.

A todas as moradoras que passaram pela República Casa da Mãe, especialmente a Tais, Juliana e Laís, que estiveram comigo desde o segundo ano.

Aos colegas da turma 2013 da Geologia UNESP pelo companheirismo durante toda a graduação. Aos colegas do PET, CAGEO, EGRIC pelos aprendizados extracurriculares que muito me fizeram crescer durante esses anos.

RESUMO

A Formação Rio Claro é uma unidade cenozoica depositada sobre rochas paleozoicas da Bacia do Paraná. Localizada na província geomorfológica da Depressão Periférica Paulista, centro-leste do estado de São Paulo, esta unidade é composta por depósitos de origem fluvial delimitados por condicionantes topográficos, litológicos e estruturais. Diversos autores propuseram idades para a Formação Rio Claro baseadas em correlações com eventos de cunhos geomorfológico e/ou estrutural, além de datações absolutas que colocaram a unidade num período de tempo que vai do Mioceno ao Pleistoceno. A definição da idade da Fm. Rio Claro tem sua importância científica por ser essencial ao entendimento da evolução e configuração da paisagem atual e dos processos neotectônicos e climáticos nelas atuantes. Essa unidade exemplifica a dificuldade geral de datar depósitos continentais pela geral ausência de fósseis guias e de materiais apropriados para os métodos radiométricos. Neste trabalho foi aplicado o paleomagnetismo para procurar evidências cronológicas para os depósitos da Fm. Rio Claro. Para tal, foram analisadas 78 amostras distribuídas em duas seções colunares principais, uma na voçoroca do Bairro Mãe Preta e a segunda nas margens da ferrovia da cidade de Rio Claro. A mineralogia magnética revelou o predomínio de hematita justificando a aplicação do método de desmagnetização térmica. A magnetoestratigrafia mostrou o predomínio da polaridade inversa, com breves períodos de polaridade normal. Isso já indica que a Fm. Rio Claro não se depositou durante o campo atual, ou seja, deve ter uma idade mais velha que 780.000 anos. A direção paleomagnética média calculada foi de $176.5/42.3$ com um erro associado (α_{95}) de 3.8° . O ângulo de declinação mostra uma rotação de 3.5° no sentido anti-horário e o polo paleomagnético calculado, de 86.2° S / 9.1° E, releva uma paleolongitude não compatível com a aquela da placa sulamericana. Este fato sugere uma rotação tectônica local da Fm. Rio Claro, que poderia estar relacionado à reativação de antigas falhas da Estrutura de Pitanga. Pela paleolatidade deposicional, a Fm. Rio Claro poderia ter uma idade entre 10 e 20 Ma, posicionando a unidade no Mioceno.

ABSTRACT

The Rio Claro Formation is a Cenozoic unit deposited on Paleozoic sediments of the Paraná Basin. Located in the geomorphological province of Paulista Peripheral Depression, middle-east of the São Paulo State, the unit is composed of fluvial deposits constrained by topographic and structural features. Some authors proposed ages for the Rio Claro Fm. spanning Pleistocene to Miocene, based on correlations with geomorphological and / or structural events. Available numerical datings places the unit within the earliest Middle Pleistocene. The definition of Rio Claro Fm age is relevant because it is essential to understand the evolution and configuration of the current landscape, as well the associated neotectonic and climatic processes in them. This unit exemplifies the general difficulty of dating continental deposits when there are no materials that can be dated by radiometric methods or key-fossils. In this work paleomagnetism was applied to provide chronological constraints for the Rio Claro Fm. We analyzed 78 samples from two stratigraphic sections, one located in the Mãe Preta and the second along the railroad of Rio Claro city. The magnetic mineralogy revealed the predominance of hematite, which justifies the thermal demagnetization treatment in the laboratory measurements. The magnetostratigraphy shows the predominance of inverse polarity, with brief periods of normal polarity. The mean direction site calculated was $176.5 / 42.3$ with α_{95} of 3.8° . The angle of inclination has a rotation of 3.5° counterclockwise which seems to be related to the Pitanga Structure old faults reactivation. The calculated palaeomagnetic pole of $-86.2 / 9.1$ reveals a completely outside paleolongitude that also seems to be influenced by regional tectonism. The paleolatitude is coherent and indicates an age between 10 and 20 Ma, positioning the deposition of the Rio Claro Formation in Miocene.

ÍNDICE

1.	INTRODUÇÃO	1
1.1	Caracterização da área de estudo.....	1
1.2	Idade da Formação Rio Claro	3
1.3	Objetivos	5
2.	MATERIAIS E MÉTODOS.....	6
2.1	Conceitos básicos	6
2.2	Etapa de campo	8
2.3	Etapa de laboratório.....	9
2.3.1	Descrição dos equipamentos.....	9
2.3.2	Análise paleomagnética	10
2.3.3	Estudo da mineralogia magnética	11
2.4	Tratamento dos dados.....	12
3.	GEOLOGIA REGIONAL	14
3.1	Contexto Estratigráfico	15
4.	GEOLOGIA LOCAL	18
4.1	Estratigrafia da Formação Rio Claro	21
4.2	Estrutura de Pitanga	24
5.	RESULTADOS.....	26
5.1	Litologia	27
5.2	Mineralogia Magnética	33
5.3	Magnetoestratigrafia.....	35
5.4	Paleomagnetismo	39
5.5	Polo Paleomagnético.....	43
6.	DISCUSSÕES.....	44
7.	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	49
8.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	50

1. INTRODUÇÃO

A evolução geológica e geomorfológica na área da Bacia do Paraná ao longo do Cenozoico pode ser rastreada por meio do estudo das unidades estratigráficas que se depositaram após o Rife do Atlântico Meridional. Entre elas, a Formação Rio Claro é uma das mais conhecidas pela sua suposta idade recente, potencial econômico (areia industrial) e recursos hídricos (PERINOTTO et al., 2006). Representando o último episódio de agradação num contexto de marcada erosão dos sedimentos da Bacia do Paraná ao longo do Cenozoico, a necessidade de caracterizar a Fm Rio Claro levou a uma série de estudos de cunho sedimentológico, estratigráfico, paleontológico e geocronológico, entre os quais se destacam os trabalhos de Zaine (1994), Melo (1995), Melo et al. (1997), Perinotto et al. (2006) e Ferreira & Caetano-Chang (2008).

1.1 Caracterização da área de estudo

A área de estudo (Fig. 1) pertence à Folha Rio Claro (1:50.000, IBGE), na qual abrange a principal área de afloramento da Formação Rio Claro. Nessa área a unidade ocorre sobre unidades fanerozoicas da Bacia do Paraná.

O contexto geológico cenozoico do Estado de São Paulo abrange desde depósitos aluvionares e coluvionares de pequena expressão, até bacias terciárias, além de depósitos costeiros. Tais depósitos ocorrem ora sobre rochas pré-cambrianas e ora sobre fanerozoicas, em contextos geomorfológicos diferenciados. Dessa maneira, as unidades cenozoicas paulistas ocorrem na província geomorfológica do Planalto Atlântico destacando-se as bacias terciárias de Taubaté e São Paulo e na Depressão Periférica Paulista, destacando-se depósitos referentes à Formação Rio Claro e correlatas (PERINOTTO et al, 2006).

A Depressão Periférica localiza-se no centro-leste paulista e possui significativas manchas de depósitos cenozoicos de ocorrência isolada, porém correlacionadas, que ocupam vastas superfícies de relevo suave a aplainado (ZAINÉ, 1994). Na área de estudo estes depósitos são conhecidos como Formação Rio Claro, proposta inicialmente por Bjornberg & Landim (1966) para os sedimentos neocenoicos situados entre 600 e 800m de altitude na região do município de Rio Claro.

Segundo PENTEADO (1976), o setor centro ocidental da Depressão Periférica e da Bacia de Rio Claro começa com a superfície de aplainamento de idade pós-cretácica que deixou vestígios no topo das escarpas regionais (Serra de Itaqueri, Serra de São Pedro, Serra do Cusuzeiro). A maioria dos autores parecem concordar que a Depressão Periférica foi nivelada por superfície de idade neogenica.

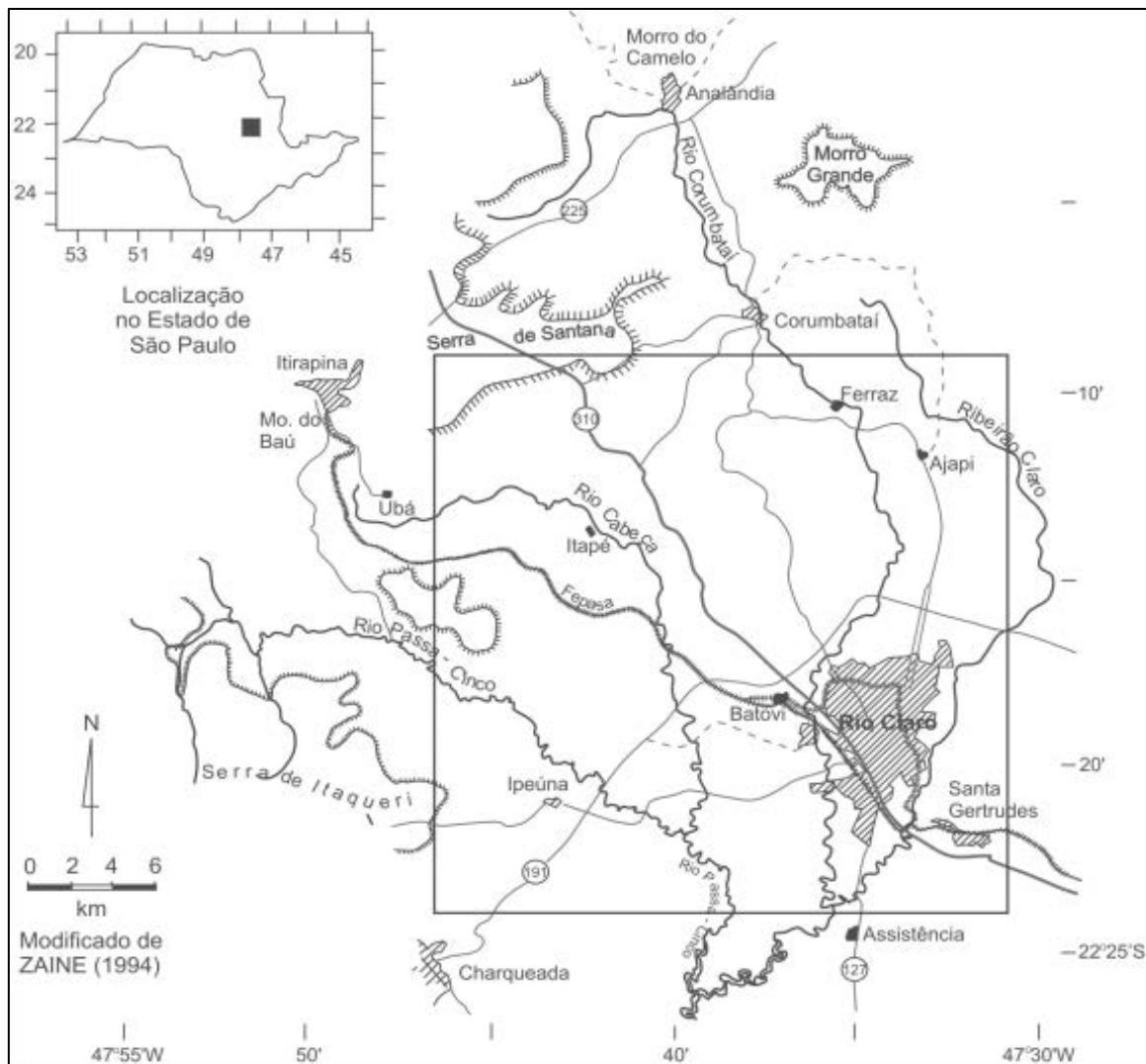


Figura 1 – Localização da área de estudo, Folha Rio Claro, 1:50.000 (IBGE). (PERINOTTO et al., 2006).

O contexto estrutural da área compreende uma importante estrutura geológica conhecida como Domo (ou Alto) de Pitanga, interpretado como uma barreira estrutural, responsável pelo barramento da drenagem e acumulação de sedimentos a montante (BJÖRNBERG & LANDIM, 1966; FULFARO & SUGUIO, 1968; PENTEADO, 1976).

Segundo Melo (1995) a acumulação de depósitos atribuídos à Formação Rio Claro na borda leste da Depressão Periférica está associada a barramentos litológicos representados por soleiras e diques de diabásio. O autor afirma que a acumulação da Formação Rio Claro foi o último evento deposicional importante da área da Depressão Periférica, associado à discreta reativação tectônica, aparentemente localizada.

1.2 Idade da Formação Rio Claro

De acordo com Zaine (1994) a grande dificuldade para correlação e datação dos depósitos cenozóicos no interior paulista é a inexistência ou a impossibilidade de datações radiométricas ou palinológicas, além do raro e não elucidativo registro fóssilífero.

Dessa forma, diversas hipóteses foram propostas para a Fm Rio Claro. Penteadó (1969) e AB'Saber (1969) admitiram idade do Pleistoceno Inferior com base na evolução do revelo; Fúlfaro e Suguio (1974) atribuíram idade miocênica com base em correlações com eventos tectônicos e sedimentação continental; Soares e Landim (1976) posicionaram a unidade no limite Plioceno- Pleistoceno, com base em estimativa de taxa de rebaixamento erosivo; Melo (1995) atribuiu idade terciária com base em evidências geomorfológicas.

Zaine (1994) reconheceu que a história tectônica da região remota para uma idade mais antiga do que tem sido admitido, pertencendo a pelo menos ao Mioceno. Essa conclusão se deu pela análise estrutural que revelou estruturas que corresponderiam a um regime distensivo associado à Reativação Sul-Atlântica (Mesozoico/Paleogeno), e falhas transcorrentes que corresponderiam a manifestações neotectônicas (Neogeno/Quaternário) e seriam geradas por esforços intraplaca, ligados ao afastamento dos continentes.

Como foi possível perceber, grande parte das idades já admitidas foram baseadas em correlações com eventos de cunhos geomorfológico e/ou estrutural, que permitem apenas datação relativa. Poucos trabalhos obtiveram idades absolutas para a Fm. Rio Claro. Ferreira & Caetano-Chang (2008) pelo método de termoluminescência alcançaram resultados que posicionam os depósitos a Fm Rio Claro no Pleistoceno, uma vez que a idade mais antiga obtida foi de 745.000 anos (745 ka), com retrabalhamento

coluvionar na passagem para o Holoceno. Salmazo (2015) também utilizou o método de termoluminescência para datar a unidade no Pleistoceno Superior. Portanto, no estado atual do conhecimento a sedimentação da Fm Rio Claro pode ser genericamente colocada entre o Mioceno e o Pleistoceno (Fig. 2).

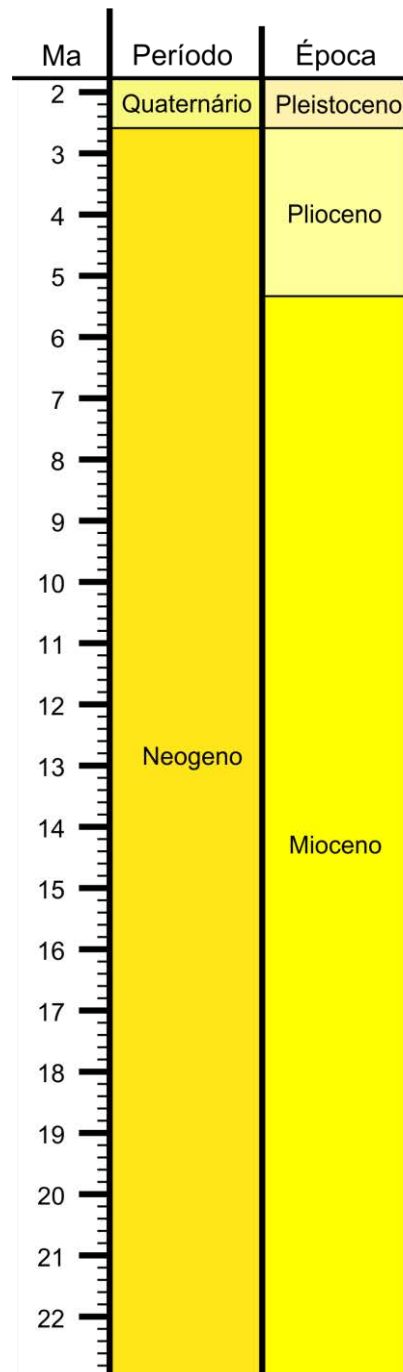


Figura 2 – Escala do tempo geológico nos períodos em que a Formação Rio Claro foi datada na literatura. (GRADSTEIN *et al.*, 2012).

1.3 Objetivos

A definição da idade da Fm Rio Claro tem sua importância científica por ser essencial ao entendimento da evolução e configuração da paisagem atual e dos processos neotectônicos e climáticos nelas atuantes. Além disso, é uma lacuna a ser solucionada ao entendimento das unidades cenozoicas depositadas sobre a maior bacia sedimentar do território brasileiro.

Por mais que a Fm Rio Claro já tenha sido estudada por diversos autores, análises paleomagnéticas nunca foram realizadas na unidade, o que pode fornecer parâmetros cronológicos que possibilitem definir de vez a sua idade.

Dessa forma, o objetivo deste trabalho é realizar o estudo paleomagnético das rochas da Formação Rio Claro para assim datar a unidade.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Conceitos básicos

O paleomagnetismo baseia-se na determinação da magnetização remanescente adquirida por rochas sedimentares e vulcânicas no momento da sua formação, devido à presença do campo magnético da Terra. Essa propriedade das rochas pode ser usada para estabelecer a magnetoestratigrafia de uma sucessão sedimentar ou para estabelecer a posição de uma placa tectônica no passado.

O campo magnético da Terra tem invertido a polaridade magnética inúmeras vezes durante o tempo geológico. Assim é possível construir uma estratigrafia da polaridade magnética (normal ou reversa), chamada magnetoestratigrafia, registrada na sucessão sedimentar e compará-la com a escala temporal das inversões magnéticas de referimento (por exemplo, Gradstein et al., 2012). Já que cada inversão magnética é datada com precisão, é possível derivar a idade da unidade estudada pelas inversões magnéticas nela gravadas.

Através da tectônica das placas os continentes mudam de posição ao longo do tempo geológico. A magnetização de uma rocha é representada por um vetor de rumo Norte ou Sul, conforme a polaridade magnética da época da formação da rocha. A inclinação depende da paleolatidade da época, com valor positivo ou negativo em função da polaridade campo geomagnético. Para uma rocha relativamente antiga, mudando a posição do continente, muda também a posição do polo magnético virtual definido pela magnetização, produzindo uma migração polar aparente conhecida como “Apparent Polar Wander path” (APWp) traduzida como deriva polar aparente.

Com base nestes conceitos, a grande imprecisão da idade da Fm Rio Claro abre duas possíveis soluções baseadas no paleomagnetismo. Se a idade de 745 ka proposta por Ferreira & Caetano-Chang (2008) é correta, a Fm Rio Claro deve cruzar o limite Brunhes-Matuyama (780 ka) entrando no chron Matuyama (Fig. 3). Pelo pouco tempo passado, a mudança da posição da placa sulamericana é mínima e o polo virtual definido pela magnetização dos sedimentos da Fm Rio Claro precisa coincidir com o polo geomagnético atual.

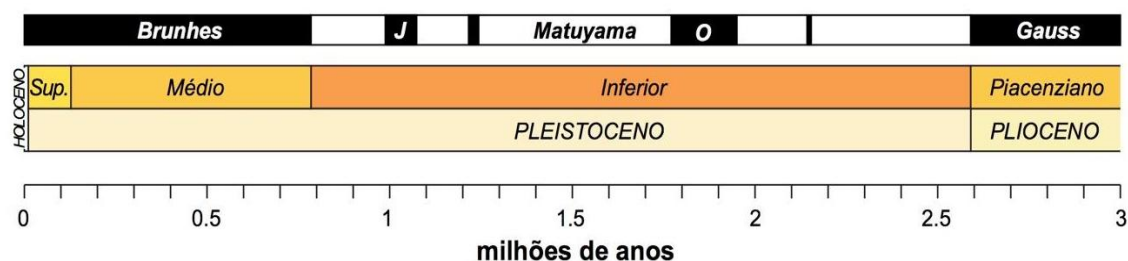


Figura 3 – Escala temporal das polaridades magnéticas para o Plio-Pleistoceno. J: Jaramillo, O: Olduvai. (GRADSTEIN *et al.*, 2012).

No caso de uma idade mais antiga, a estratégia será definir o polo paleomagnético virtual da Fm Rio Claro e compará-lo com o APWp da placa sulamericana (e.g., BESSE & COURTILLOT, 2002; TORSVIK *et al.*, 2012) (Fig.4).

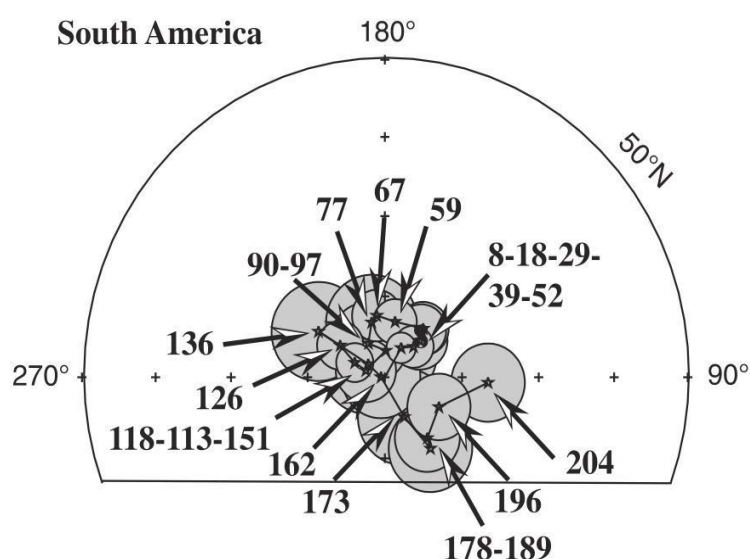


Figura 4 - APWp da placa sulamericana desde o Jurássico (BESSE & COURTILLOT, 2002)

Dessa forma, para chegar a uma conclusão, a pesquisa foi realizada em diversas etapas (Fig. 5). Primeiro foi feita a revisão bibliográfica da literatura da unidade de estudo. A partir do levantamento de afloramentos e seções colunares estudados anteriormente, seguiu-se a etapa de campo e coleta de amostras. Os produtos do trabalho de campo consistiram em seções colunares estratigráficas e nas amostras de argilito da Formação Rio Claro. Com as amostras em mãos, a próxima etapa foi realizada no Laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP, onde foram realizados os procedimentos laboratoriais para obtenção dos dados. Tais dados foram tratados estatisticamente para, finalmente, em conjunto com as seções, chegar à etapa de interpretação. Algumas etapas são descritas a seguir.

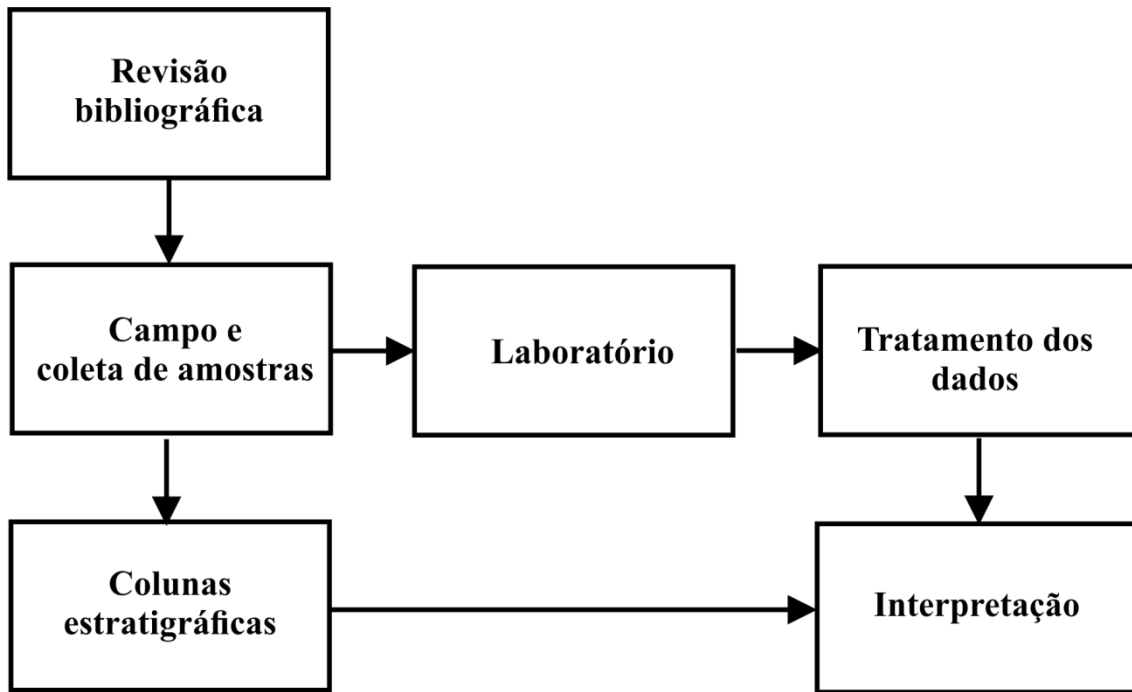


Figura 5 – Fluxograma das etapas de trabalho.

2.2 Etapa de campo

Esta etapa foi realizada em diversas visitas a seções e afloramentos clássicos da Formação Rio Claro na literatura. Porém, muitos deles já não existem nas condições em que foram anteriormente estudados.

As amostras foram coletadas por meio de uma furadeira portátil alimentada com baterias e resfriada com água em todos os níveis de sedimentos finos e coesivos disponíveis nas seções estratigráficas levantadas (Fig. 6). Cada amostra foi orientada no campo antes de ser coletada por meio de uma bússola compensada por uma declinação magnética de -22° . O trabalho de Melo (1995) documentou a existência de associações de litofacies dominadas por argilas de transbordamento em planície de inundação nos arredores do município de Rio Claro, que foram procuradas e investigadas no âmbito do presente trabalho.



Figura 6 – Argilitos da Formação Rio Claro sendo amostrados (seção RCC).

2.3 Etapa de laboratório

2.3.1 Descrição dos equipamentos

O processo de desmagnetização consiste em aquecer as amostras em diversas etapas de temperaturas, medindo a direção e intensidade da magnetização remanescente com o magnetômetro depois do tratamento. Para a desmagnetização térmica foi utilizado o Thermal Demagnetizer TD48SC - (ASC Scientific). Este modelo apresenta um forno com uma única câmara de grande diâmetro interno para o aquecimento (25°C a 600°C em 45 minutos) e resfriamento (600°C a 40°C em 25 minutos) de até 48 amostras em um único barco com três linhas.

As medições foram feitas através do magnetômetro criogênico da 2G Enterprises (mod. SRM 755), por ser um equipamento mais sensível. A medida é feita nos 3 eixos ortogonais através de sensores imersos em Hélio líquido a uma temperatura de aproximadamente 4 K. O equipamento possui um sistema automático que integra o carregamento automático de amostras para medição, uma esteira, e um sistema desmagnetizador de campos alternados. A sensibilidade máxima do instrumento é da ordem de 10^{-12} Am^2 .

Para medir a susceptibilidade magnética utilizou-se o Susceptibilímetro - MS2 MAGNETIC SUSCEPTIBILITY METER (BARTINGTON). As medidas foram feitas uma por vez sendo cada medida disparada pressionando um botão. O medidor é zerado fazendo uma medição em vazio. O sensor MS2B é um indutor, parte de um circuito controlado por corrente. Essa corrente alternada (AF) cria um campo com intensidade de 80 A/m ($= 0.1$ mT). A amostra colocada dentro desse campo provoca uma modificação na frequência da oscilação, que é transmitida ao medidor que, por sua vez, converte a informação em um valor de suscetibilidade. A sensibilidade do instrumento é da ordem de 10^{-6} [SI].

2.3.2 Análise paleomagnética

A magnetização remanescente de uma rocha é determinada em laboratório por meio de medições feitas com um magnetômetro e tratamentos das amostras por meio dos quais a magnetização natural da rocha é progressivamente destruída (desmagnetizada) com o objetivo de reconhecer e eliminar eventuais componentes secundários que podem mascarar a magnetização originária da rocha.

Os principais tratamentos de desmagnetização são: por meio térmico, ou seja, esquentando progressivamente a rocha para levar os minerais magnéticos nela contidos acima da sua Temperatura de Curie (temperatura acima da qual um mineral perde todas as suas propriedades magnéticas), ou aplicando um campo magnético alternado (AF) progressivamente mais intenso que polariza a magnetização daqueles minerais que possuem uma coercitividade (ou seja, resistência à remagnetização) menor da intensidade máxima do campo aplicado na cada etapa de desmagnetização. Em geral, as etapas de desmagnetização em ambos os métodos são não menos de 10. Todas as análises em laboratório foram realizadas no Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia e Geofísica (IAG) – USP.

Amostras teste foram utilizadas para determinar qual método obtém melhor resposta para as amostras da Formação Rio Claro. Oito amostras foram desmagnetizadas por campos alternados (AF) e notou-se que parte delas não obteve respostas satisfatórias, pois perderam pouca magnetização até o campo de 100 mT como mostra a Figura 7. Depois do tratamento AF a amostra RCA 04 ficou ainda com o 40% da magnetização original e a amostra RCA 07 não conseguiu descer abaixo de 70%.

Este comportamento é típico de minerais magnéticos de alta coercividade como a hematita ou a goethita. Dessa forma, optou-se pelo método térmico para garantir uma análise mais completa.

O método térmico foi aplicado com etapas de 50 °C desde 100 °C até 550 °C e depois com etapas de 25°C até 675 °C, totalizando 15 ciclos de aquecimento e medições. A susceptibilidade magnética (k) foi medida após cada ciclo de aquecimento.

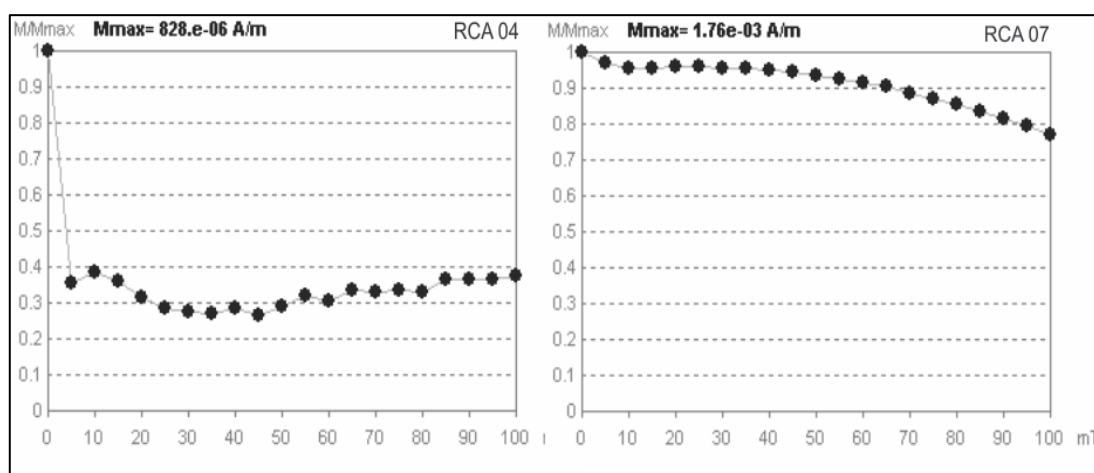


Figura 7 – Gráfico de desmagnetização ilustrando amostras que não foram suficientemente desmagnetizadas pelo método de campos alternados (AF).

2.3.3 Estudo da mineralogia magnética

Para uma melhor compreensão do mecanismo de magnetização da rocha é necessária uma avaliação da mineralogia magnética presente nos sedimentos estudados. Esta investigação pode ser feita através da análise das curvas de aquisição da magnetização remanente isothermal (IRM) em amostras representativas. No total foram analisadas 4 amostras: duas da seção RCC, uma da RCD e uma RCE.

Inicialmente, foi feita a desmagnetização de cada amostra com campo alternado de 100 mT, em uma única etapa, para posteriormente medir a magnetização restante. Seguiu-se a aquisição progressiva da IRM até 2.5 T com os seguintes incrementos, sempre no mesmo sentido:

- 0 até 100 mT em incrementos de 10 mT;
- 125 até 200 mT em incrementos de 25 mT;
- 250, 300, 500, 700 mT,
- 1000, 1250, 1500, 2000, 2500 mT.

A magnetização foi medida após cada aplicação do campo IRM. Após a última etapa, aplicou-se um campo IRM a -300 mT, ou seja, no sentido contrário das precedentes aquisições.

Além da curva de aquisição da IRM, Lowrie (1990) propôs um método para identificar os minerais ferromagnéticos em uma rocha através da combinação das propriedades de coercitividade e temperatura de Curie, diferentes para cada mineral magnético.

Os três eixos ortogonais de cada amostra foram magnetizados com campos de intensidade decrescente: no eixo z foi aplicado um campo de 2,5 T, no y de 0,4T e no x 0,12 T. Após a magnetização tri-axial, as amostras foram desmagnetizadas termicamente em etapas de 100, 125, 150, 200, 250, 300, 320, 350, 400, 450, 500, 525, 550, 575, 600, 625, 650 e 675, totalizando 18 ciclos de desmagnetização.

2.4 Tratamento dos dados

A análise de cada amostra produz um conjunto de dados vetoriais (declinação, inclinação e intensidade) que precisam ser analisados estatisticamente para obter o valor médio do vetor da magnetização característica da amostra que define, por sua vez, a polaridade magnética da rocha. Para fazer isso, no paleomagnetismo é consolidado o uso de dois métodos estatísticos.

O método mais simples considera os vetores como pontos dispersos sobre a superfície de uma esfera e calcula a direção média do conjunto de pontos usando a estatística de Fisher (1953). Porém, este método faz uso apenas dos dados direcionais dos vetores, sem considerar as suas intensidades.

Um método mais avançado é aquele proposto por Kirschvink (1980) que aplicando a análise multivariada das componentes principais (PCA) usa a intensidade de cada vetor de desmagnetização como peso na composição do valor médio final do vetor de magnetização da amostra.

Assim calculado o vetor de magnetização por cada amostra, declinações com rumo norte e inclinações negativas (no hemisfério meridional) definem a polaridade normal, ou seja, a polaridade produzida por um campo geomagnético símil ao atual. Declinações com rumo sul e inclinações positivas (no hemisfério meridional) definem a

polaridade inversa. Os dados de polaridade magnética assim obtidos são colocados nas colunas estratigráficas para construir a magnetoestratigrafia da unidade estudada e, por comparação com a escala temporal das polaridades magnéticas de referimento (Gradstein et al., 2012; Fig. 2), datar as inversões de polaridade encontradas.

O cálculo da PCA é feito por meio do software Remasoft 3.0, um aplicativo de análise de dados paleomagnéticos disponibilizado gratuitamente pela AGICO. O cálculo pela estatística de Fisher é feito e plotado no software Stereonet.

Por fim, calcula-se os polos paleomagnéticos (λ_p , Φ_p) conforme as equações a seguir (BUTLER, 1998):

$$p = \tan^{-1}\left(\frac{2}{\tan I_m}\right)$$

Onde p é a colatitude e (I_m , D_m) é a direção média do sítio.

$$\lambda_p = \sin^{-1}(\sin \lambda_s \cos p + \cos \lambda_s \sin p \cos D_m)$$

Onde λ_p é a latitude do polo, λ_s e Φ_s as coordenadas geográficas localização dos sítios, ou seja 22.4° S e 47.5 °W. Para obter a longitude Φ_p , é necessário primeiro calcular a diferença longitudinal entre o polo e o sítio denominada de β , dado por:

$$\beta = \sin^{-1}\left(\frac{\sin p \sin D_m}{\cos \lambda_p}\right)$$

Então,

$$\Phi_p = \Phi_s + 180 - \beta$$

Resumidamente, o processo de tratamentos de dados foi aplicar a análise multivariada das componentes principais (PCA) para cada amostra. Para montar a magnetoestratigrafia calculou-se a paleolatitute também para cada amostra. Para a análise do polo paleomagnético primeiro plotou-se em estereograma os resultados da PCA, selecionando os dados condizentes com o eixo N-S, para enfim, calcular a direção média do sítio através da estatística de Fisher (1953). Obtida a direção média do sítio, calculou-se o polo paleomagnético da Formação Rio Claro por meio das equações de BUTLER (1992).

3. GEOLOGIA REGIONAL

A Bacia Sedimentar do Paraná é uma das quatro sinéclises brasileiras, juntamente com as bacias do Solimões, Amazonas e Parnaíba, que representam sucessões sedimentares intracontinentais paleozoicas contidas no interior da Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.*, 2000). Está localizada no centro-leste do continente sul-americano e inclui porções territoriais do Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina, totalizando uma área de 1,5 milhão de quilômetros quadrados em uma forma ovalada de eixo maior N-S. No Brasil, a bacia compreende os estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, partes de São Paulo, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso, Goiás e Minas Gerais (Fig. 8). O registro sedimentar da bacia compreende cerca de sete quilômetros de um pacote sedimentar-magmático com idades entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo (Milani *et al.*, 2007).

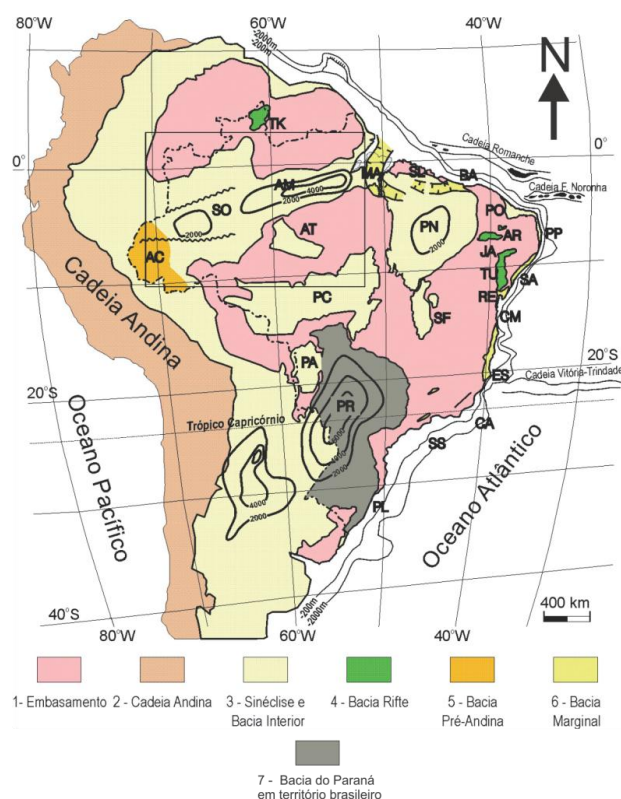


Figura 8 - Localização das sinéclises e outras bacias fanerozóicas do interior brasileiro e da margem continental (emersa ou submersa). (1). Embasamento. (2) Cadeia Andina. (3) Sinéclise, com indicação de espessuras em etros: AM, Amazonas. PC, Parecis. PN, Parnaíba. PR, Paraná. SO, Solimões. Bacia Interior: AT, Alto Tapajós. PA, Pantanal. SF, São Francisco. (4) Rife Intracontinental (ou Fossa Tectônica): AR, Araripe. JA, Jatobá. RE, Recôncavo. TK, Tacutu. TU, Tucano. (5) Bacia Pré-Andina: AC, Acre. (6) Bacia Marginal: BA, Barreirinhas. CA, Campos. CM, Camamu. ES, Espírito Santo. MA, Marajó. PL, Pelotas. PO, Potiguar. PP, Pernambuco-Paraíba. SA, Sergipe-Alagoas. SL, São Luís. SS, Santos. (Modificado de Pereira et al., 2012).

O embasamento da Bacia do Paraná consiste em elementos crustais complexos consolidados pelos fenômenos tectonomagmáticos do Ciclo Brasileiro, no intervalo Neoproterozoico-Eopaleozoico (ZALÁN *et al.*, 1990; MILANI, 1997). A reativação de estruturas antigas desse embasamento ocorreu por meio de movimentos transcorrentes que condicionaram a implantação de arcos, flexuras marginais, alinhamentos estruturais e faixas de maior subsidência (ZALÁN *et al.* 1990; MILANI, 1997).

3.1 Contexto Estratigráfico

As unidades presentes na região de estudo constam na coluna estratigráfica da Figura 9.

O Grupo Itararé permanece indiviso no estado de São Paulo. Compreende depósitos glaciogênicos permocarboníferos que representam influências glaciais em diferentes ambientes deposicionais o que gera diversas fácies sedimentares. A fácies mais característica é o diamictito, porém Arab *et al.* (2009) reconheceram e descreveram diversas fácies tais como arenito maciço com clastos, arenitos com estratificação cruzada acanalada, hummocky e cavalgante, ritmitos, siltitos, dentre outros.

A Fm. Tatuí é uma sequência sedimentar pós-glacial eopermiana resultado de uma transgressão marinha em consequência da deglaciação. Segundo Soares (1972) a Formação Tatuí é subdividida em dois membros: um membro inferior constituído predominantemente por lamitos de coloração marrom arroxeada e um membro superior constituído por lamitos cinza esverdeados, arenitos e calcários. Assine *et al.* (2003) caracterizaram o membro superior em cinco fácies principais além dos lamitos: arenitos finos a muito finos, micáceos, com estratificação cruzada *hummocky*; conglomerados que frequentemente exibem estratificação cruzada planar, arenitos seixosos com estratificação cruzada planar; arenitos finos a grossos com gradação normal, geralmente maciços, por vezes apresentam laminação cruzada cavalgante ou estratificação cruzada planar; arenitos grossos a médios, com estratificação cruzada sigmóide e gradação para lamitos.

COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ NA REGIÃO MAPEADA							
ERA	PERÍODOS	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	Espes. Aprox. (metros)	DESCRIÇÃO SUCINTA	AMBIENTE DE DEPOSIÇÃO
CENOZÓICA	QUATERNÁRIO		RIO CLARO		30	ARENITOS POUCO CONSOLIDADOS COM LENTES DE ARGILAS E NÍVEIS CONGLOMERÁTICOS NA BASE <i>(Arenitos = reservatório de água subterrânea em poços rasos da região de Rio Claro)</i>	CONTINENTAL: PLANÍCIE ALUVIAL E LACUSTRES. COLUVIÕES
	TERCIÁRIO		ITAQUERI		100	ARENITOS CONGLOMERÁTICOS E ARENITOS SILICIFICADOS / FERRICRETES	CONTINENTAL: LEQUES ALUVIAIS
MESOZÓICA	CRETÁCEO	SÃO BENTO	SERRA GERAL		100	DERRAMES DE BASALTOS COM LENTES DE ARENITO NA BASE. DIQUES E SOLEIRAS DE DIABÁSIO <i>(Basalto e diabásio = matéria-prima para brita)</i>	MAGMATISMO FISSURAL
	JURÁSSICO		BOTUCATU		100	ARENITOS BEM SELECIONADOS COM GRÃOS BEM ARREDONDADOS E BEM ESFÉRICOS, POUCA ARGILA	CONTINENTAL DESÉRTICO
	TRIÁSSICO		PIRAMBÓIA		150	ARENITOS COM GRÃOS ARREDONDADOS E ESFÉRICOS. DIVERSOS NÍVEIS DE LAMITOS	CONTINENTAL: FLUVIAL E DESÉRTICO
PALEOZÓICA	PERMIANO	PASSA DOIS	CORUMBATAÍ		100	SILTITOS CONTENDO LENTES DE ARENITOS FINOS ARGILITOS, SILTITOS, ARENITOS FINOS, NÍVEIS DE CALCÁRIOS DOLOMITICOS E COQUINAS <i>(Argilitos = matéria-prima para a indústria cerâmica da região de Rio Claro)</i>	CONTINENTAL: LACUSTRE MISTO:PLANÍCIE DE MARÉ
			IRATI		40	FOLHELHOS, SILTITOS, FOLHELHOS PIROBETUMINOSOS, CALCÁRIOS DOLOMITICOS <i>(pedreiras de calcário na região de Assistência, Ipeúna e Piracicaba/Salimã)</i>	MISTO:LAGUNA/PLATAFORMA
		ITARARÉ	TATUI		50	SILTITOS E SILTITOS ARENOSOS	MISTO:PLANÍCIE COSTEIRA/PLATAFORMA
			Grupo ITARARÉ <i>(indiviso no Estado de São Paulo)</i>		900	ARENITOS, SILTITOS, VARVITOS E DIAMICTITOS (ALGUNS VERDADEIROS TILITOS) <i>(Arenitos = reservatórios de água subterrânea em poços profundos da região)</i>	CONTINENTAL: GLACIAL FLUVIAL LACUSTRE
							MISTO MARINHO (GLÁCIO-MARINHO)
	CARBONIFERO						
Pré-Cambriano			EMBASAMENTO			GRANITOS, MIGMATITOS, GNAISSES, XISTOS, QUARTZITOS	

Perinotto & Zaine (2008), mod. de Soares & Landim (1975)

Figura 9 - Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná na região de Rio Claro/Limeira/Piracicaba (SP) (Perinotto & Zaine, 2008 modificado de Soares e Landim, 1975).

Segundo Assine *et al.* (2003), na parte superior da formação Tatuí ocorre conglomerados e arenitos grossos com clastos de sílex informalmente referidos como “ fácies Ibicatu “ e que representam sistemas de leques aluviais costeiros. Essa fácies não deve ser confundida com depósitos residuais (*lags*) transgressivos de conglomerados clasto-sustentados que ocorrem no contato entre as formações Tatuí e Irati e que representa, portanto, limite natural entre duas sequências deposicionais, definido pela superposição de um trato de sistemas transgressivo (Taquaral) sobre um de mar alto (Tatuí) (ASSINE *et al.*, 2003).

O Grupo Passa Dois, cuja deposição se estendeu do Neopermiano até provavelmente o Triássico, é constituído pelas formações Irati e Corumbataí.

Segundo Schneider *et al.* (1974) a Formação Irati, de idade permiana, é litologicamente composta por argilitos, folhelhos e calcários associados. A formação possui cerca de 40 metros de espessura e é subdividida em dois membros: Taquaral na base e Assistência no topo.

O Membro Taquaral é constituído por argilitos, folhelhos cinza escuro a cinza claro e siltitos cinza, cujas características litológicas e sedimentares indicam deposição em ambiente marinho de águas calmas, abaixo do nível de ação das ondas. Em contato concordante segue o Membro Assistência com cerca de 30 m de espessura, constituído por folhelhos cinza escuro, folhelhos pretos pirobetuminosos associados a calcários, por vezes dolomíticos. A alternância de camadas de folhelhos e calcários da origem a estratificação rítmica cujas camadas pirobetuminosas apresentam laminação paralela e as carbonáticas marcas ondulares, laminação cruzada e convoluta. Essas características sugerem ambientes plataformais de águas marinhas rasas por vezes restritas.

A Formação Corumbataí é composta em sua parte inferior por argilitos, folhelhos e siltitos de cores cinza escura, e na parte superior, por argilitos, folhelhos e siltitos arroxeados a avermelhados com intercalações de bancos carbonáticos e camadas de arenitos muito finos (SCHNEIDER *et al.*, 1974). A estrutura sedimentar característica é a estratificação plano-paralela, eventualmente encontra-se laminação *flaser*, fendas de ressecamento, laminação cruzada, marcas ondulares e estruturas estromatolíticas.

Segundo Milani *et al.* (2007) a Formação Corumbataí documenta um amplo sistema de planície de marés, ou seja, sistemas continentais passam a dominar a bacia de acumulação representando uma tendência regressiva em grande escala.

A Formação Piramboia, de idade permiana a eotriássica, é constituída por arenitos avermelhados de granulação média a fina, com estratificação cruzada planar ou acanalada e intercalações de lamitos arenosos. Essas rochas foram depositadas em ambiente desértico durante o Triássico, compreendendo depósitos de dunas eólicas, interdunas e lençóis de areia entremeados por depósitos fluviais (ASSINE & SOARES, 1995).

A Formação Botucatu representa o “deserto de Botucatu” devido sua fácies eólicas características com arenitos médios a finos de elevada esfericidade e aspecto fosco, róseos, que exibem estratificação cruzada tangencial, de médio a grande porte (MILANI *et al.*, 2007). Na parte basal há contribuição de sedimentação fluvial. O contato desta unidade com a Formação Piramboia é controverso, alguns autores defendem que seria concordante enquanto outros que seria discordante.

A Formação Serra Geral é resultado do magmatismo fissural mesozóico que atingiu a bacia antecedendo ao processo de abertura do Atlântico Sul. Resultou numa espessa cobertura de lavas basálticas e uma rede de diques e soleiras, cortando ou

intrudindo-se entre os planos de estratificação dos sedimentitos paleozóicos. Segundo Schneider *et al.* (1974) a formação consiste em lavas basálticas, toleíticas, de textura afanítica, coloração cinza a negra, amigdaloidal no topo dos derrames. Turner *et al.* (1994) apresentou um conjunto de dados que posiciona o evento Serra Geral entre 137 e 127 Ma.

4. GEOLOGIA LOCAL

Os depósitos pertencentes à Fm Rio Claro costumavam ser confundidos com materiais de diversas origens, como sedimentos, coluviões e solos. Dessa maneira, Fulfaro & Suguio (1968) restringiram a denominação de Fm Rio Claro aos depósitos de origem fluvial na região do município homônimo. A distribuição da unidade na bacia hidrográfica do Rio Corumbataí pode ser observada no mapa geológico da Figura 10.

A Fm Rio Claro tem espessura máxima na ordem de 30 m (Fig. 11). Ocorre em uma faixa de exposição de aproximadamente 10 km de largura, delimitada por condicionantes topográficos, litológicos e estruturais (Zaine, 1994). Topograficamente, a unidade se posiciona entre as cotas de 650 a 670 m até por volta de 570 m (Fig. 12), ocorrendo em forma de manchas nos topos dos divisores de águas.

Como características marcantes Zaine (1994) observou fraca litificação e profunda alteração pedogenética. Os solos provenientes da Formação Rio Claro são latossolos areno-argilosos bastante desenvolvidos, o que pode ser atribuído à característica arenosa e de fraca litificação da unidade, aliado a fatores climáticos (Zaine, 1994). Corpos de diabásio penetrados na Formação Corumbataí resultam num latossolo vermelho-escuro. Araujo *et al.* (2017) em pesquisas arqueológicas na região suportam a hipótese de que os solos coluviais são formados pela erosão/acreção lateral e não pela meteorização *in situ* da Formação Rio Claro via bioturbação e/ou alteração geoquímica.

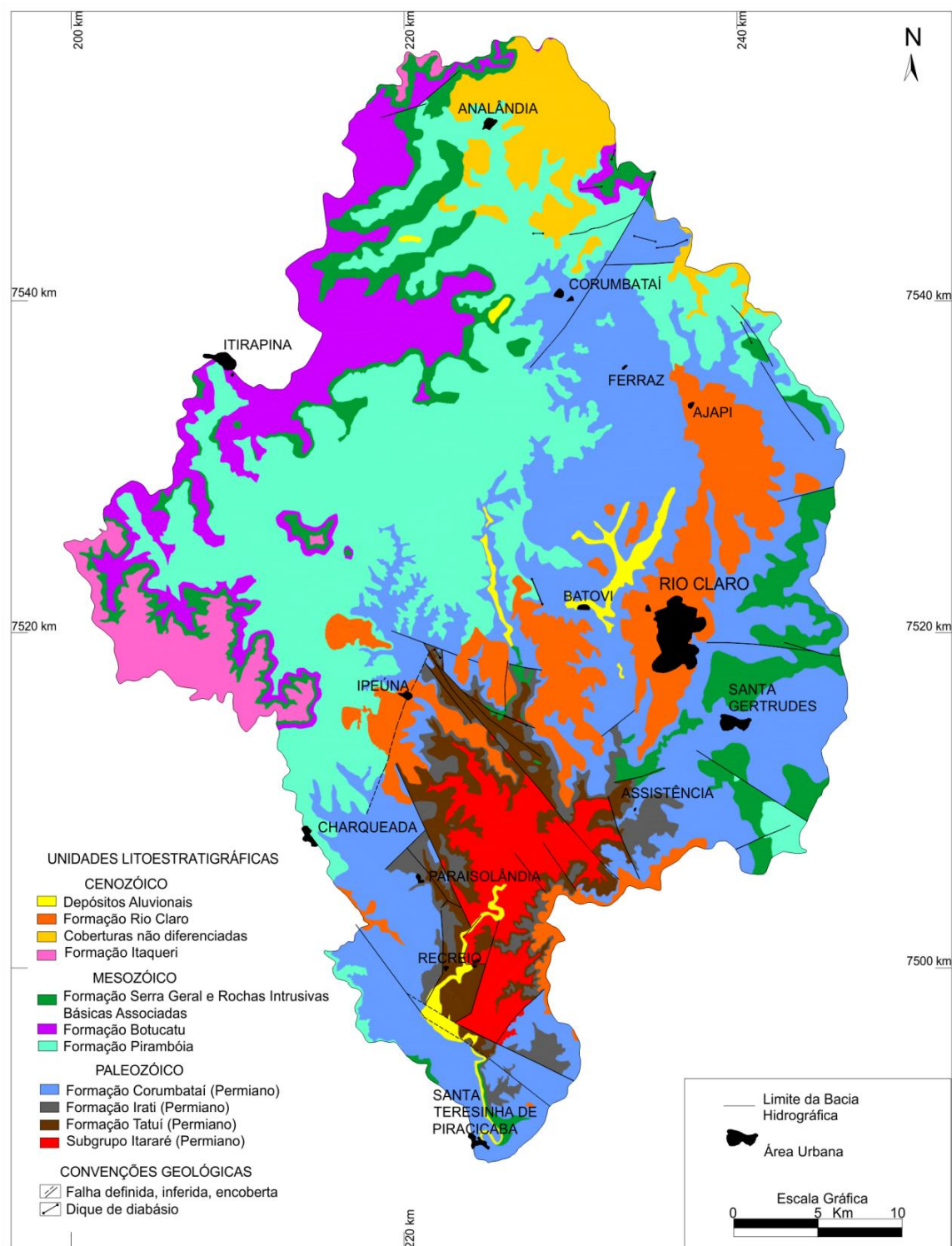


Figura 10 - Mapa geológico da bacia hidrográfica do Rio Corumbataí (SOUSA, 2002).

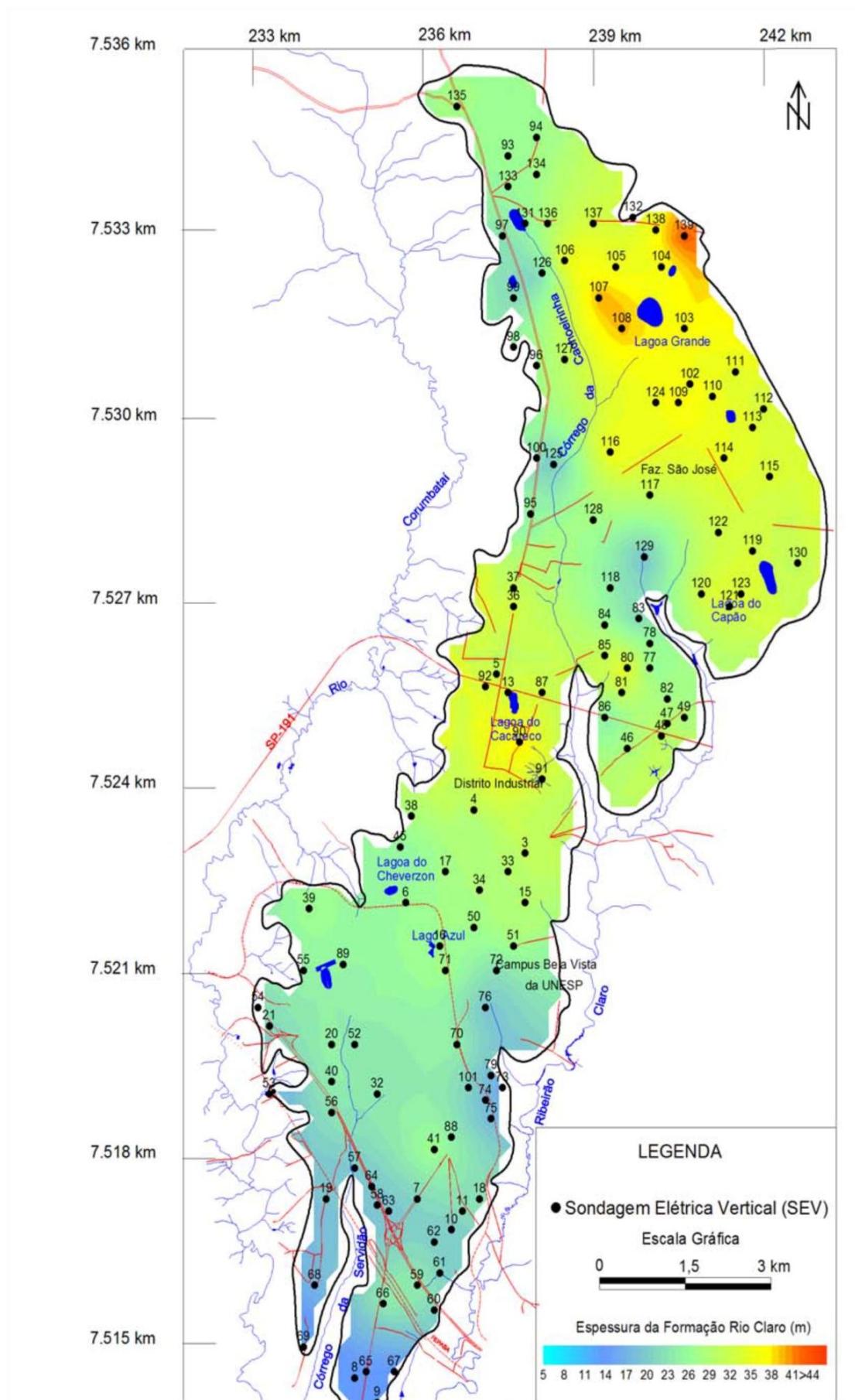


Figura 11 - Mapa de isoessuras da Formação Rio Claro. (OLIVA, 2006)

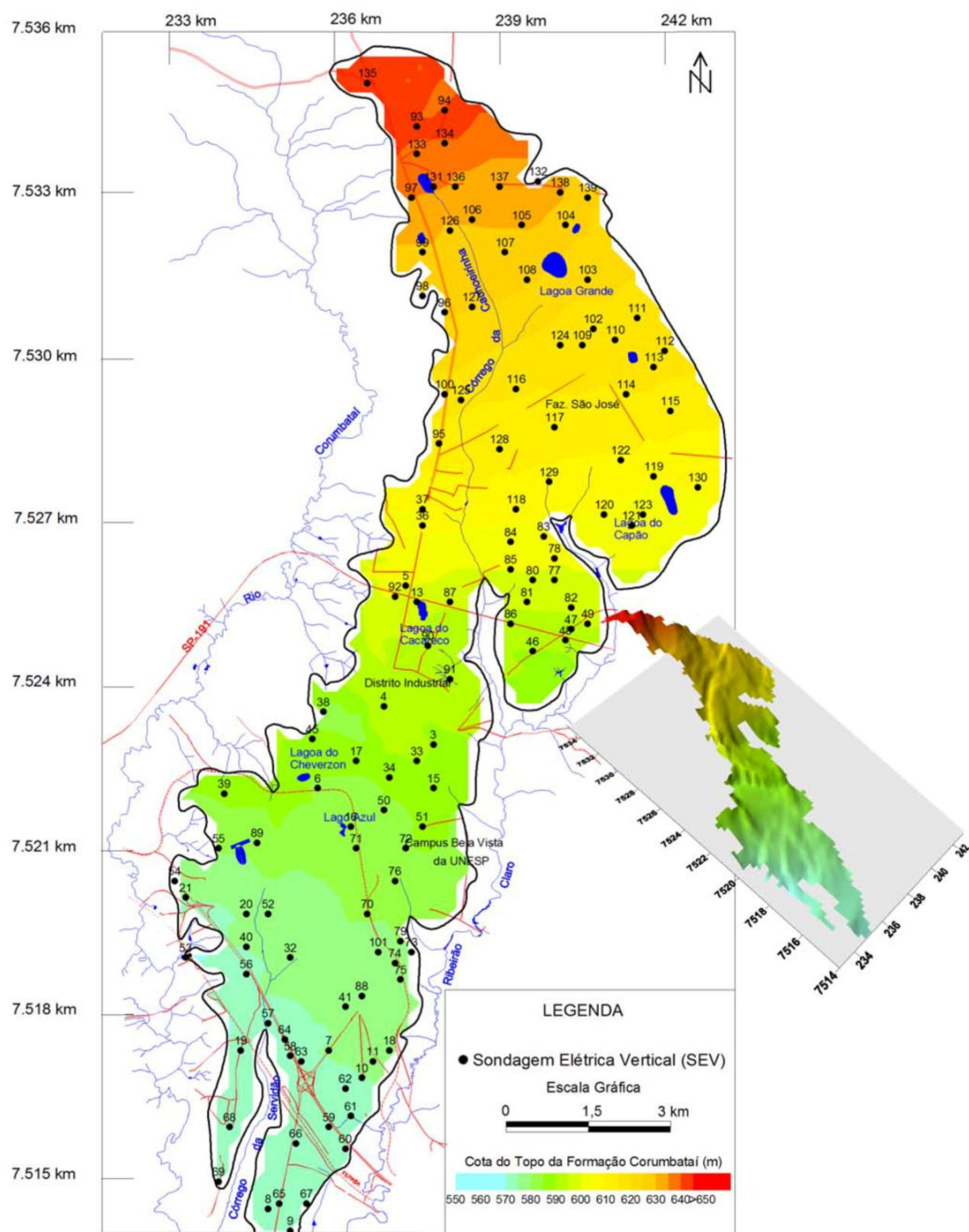


Figura 12 - Mapa de isovalores de cota do topo da Formação Corumbataí e sua superfície 3D. (OLIVA, 2006).

4.1 Estratigrafia da Formação Rio Claro

Melo (1995) identificou quatro litofácies sedimentares para a Fm Rio Claro, descritas a seguir e observadas na Figura 13:

- Lamitos de processos gravitacionais (Trcl): camadas de um e três metros de depósitos de sedimentos textural e mineralogicamente imaturos, sem estratificação ou com estratificação incipiente, contendo grande proporção de matriz fina e clastos de tamanho variado (centimétricos), dispersos na matriz (lamitos). Essa fácies é interpretada como formada por processos gravitacionais.
- Cascalhos e areias de canais e barras fluviais (Trcc): *sets* com espessura decimétrica e métrica de depósitos de cascalhos, com clastos arredondados de quartzo e quartzito imbricados intimamente associados com areias de textura variada com estratificação cruzada acanalada e tabular. Litofácies interpretada como depósitos de fundo de canal fluvial (cascalhos) e barras de pontal (areias) em sistema fluvial meandrante.
- Areias finas de rompimento de diques marginais (Trca): *sets* com espessura decimétrica de depósitos de areia fina, com estratificação plano-paralela e cruzada acanalada, por vezes com laminações cavalgantes, e delgadas intercalações de argila, com deformações por sobrecarga. Litofácies interpretada como depósitos de rompimento de diques marginais em sistema fluvial meandrante.
- Argilas de transbordamento em planície de inundação (Trem): camadas de argilas que variam de sub-decimétrica a até uma dezena de metros de depósitos argilosos a silto-argilosos com estratificação e laminação às vezes pronunciada, contendo impressões de folhas e caules, pistas fósseis e apresentando deformações por sobrecarga. Esta litofácies é interpretada como depósitos de planície de inundação de sistema fluvial meandrante.

Perinotto et al. (2006) observaram que a sedimentação da unidade procedeu de noroeste para sudeste, sugerindo que os sedimentos da Fm Rio Claro corresponderiam ao chamado depósito correlativo da franja pedimentar, desenvolvido a partir do sopé da Serra de Santana-Itaqueri. Essa observação discorda de interpretações anteriores de Bjornberg & Landim (1966), Fulfaro & Suguio (1968), que admitiram paleodrenagens de direção NE-SW, onde os sedimentos da Fm Rio Claro representariam remanescentes de antigas planícies aluviais do Rio Corumbataí.

Zaine (1994) defende que a deposição da Formação Rio Claro selou um ciclo de evolução do relevo, culminando com uma superfície aplainada, hoje representada pelos grandes interflúvios da região.

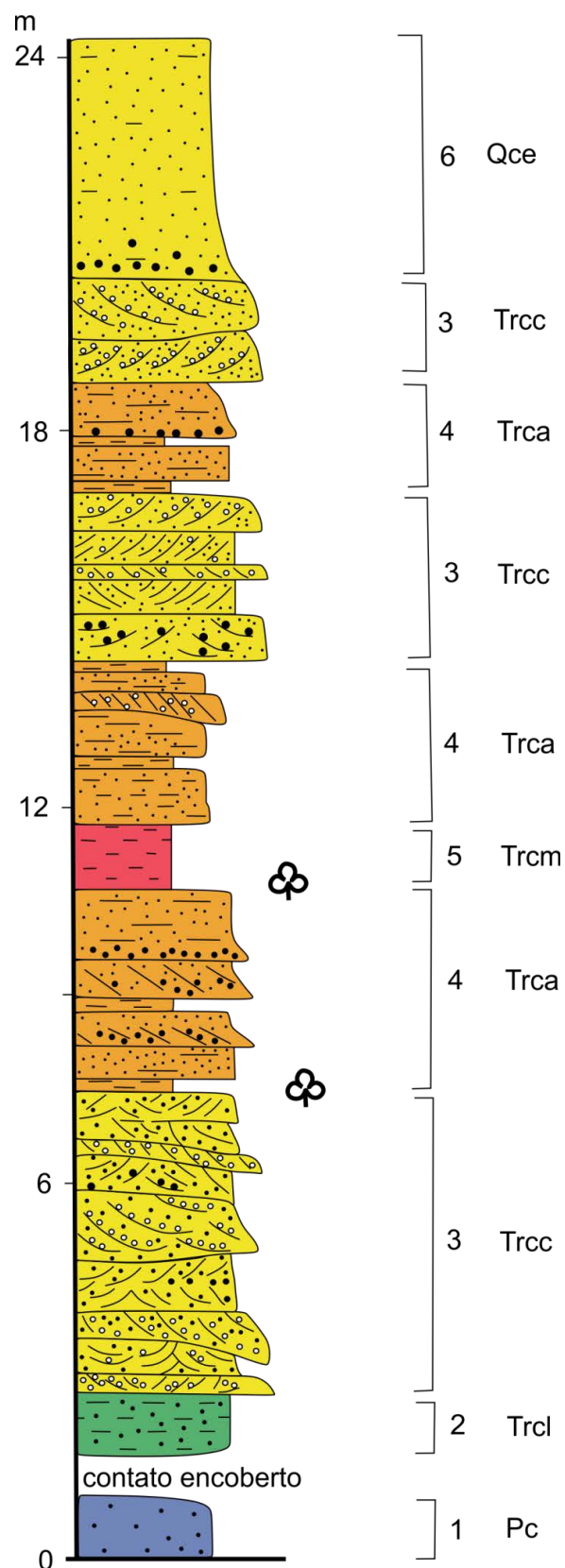


Figura 13 - Litofácies da Formação Rio Claro. 1) siltito da Fm Corumbataí (Pc, Permiano); 2) lamitos (Trcl); 3) areias cascalhentas (Trcc); 4) areia predominantemente fina com delgados leitos de argila com impressões de folhas e caules (Trca); 5) argila com impressões de folhas e caules e estruturas de sobrecarga (Trcm); 6) cobertura colúvio-eluvial arenosa do Quaternário, com raros fragmentos de carvão vegetal até 2 metros de profundidade (Qce). Localizado na Mineração Mandu, Ajapi. (Redesenhado de MELO, 1995)

4.2 Estrutura de Pitanga

A borda leste da Bacia do Paraná possui altos estruturais denominados de Pitanga, Ártemis, Pau d'Alho e Jibóia. A Estrutura de Pitanga é localizada entre as cidades de Rio Claro e Piracicaba, na região central leste do estado de São Paulo. Segundo Sousa (1997) é caracterizada por uma feição assimétrica, com o flanco oeste marcado por falhas, e o flanco leste marcado por ligeira inclinação de camadas.

Segundo Sousa (1997), estruturalmente é apresentado na região na forma de blocos soerguidos e abatidos, controlados por falhas, que fazem unidades mais jovens aflorarem em contato direto com unidades mais antigas.

Geometricamente, o alto estrutural é delineado por falhas que controlam a distribuição e o afloramento das unidades litológicas afetadas. São chamadas de Sistema de Falhas Passa Cinco-Cabeça, Sistema de Falhas Ipeúna-Piracicaba, e falhas isoladas (SOUSA, 1997).

Melo (1995) sugere que o fator determinante da acumulação de sedimentos neocenoico na área da cidade de Rio Claro tenha sido a atividade de falhas com movimentação vertical na área da estrutura de Pitanga (Fig. 14).

Sousa (2002) encontrou um conjunto de falhas de direção NE-SW que são concordantes com pequenos planos de falhas que controlam a sedimentação de coberturas cenozoicas na região de Rio Claro e de Piracicaba. Portanto, a autora considerou que algumas destas falhas normais de orientação NE-SW são contemporâneas à sedimentação da Fm Rio Claro.

Portanto, é clara a influência e importância da estrutura na sedimentação da Formação Rio Claro, uma vez que há evidências de tectonismo controlador da deposição da unidade. Além disso, na área da estrutura também foram reconhecidas por Sousa (2007) falhas mais jovens que afetam a Formação Rio Claro.

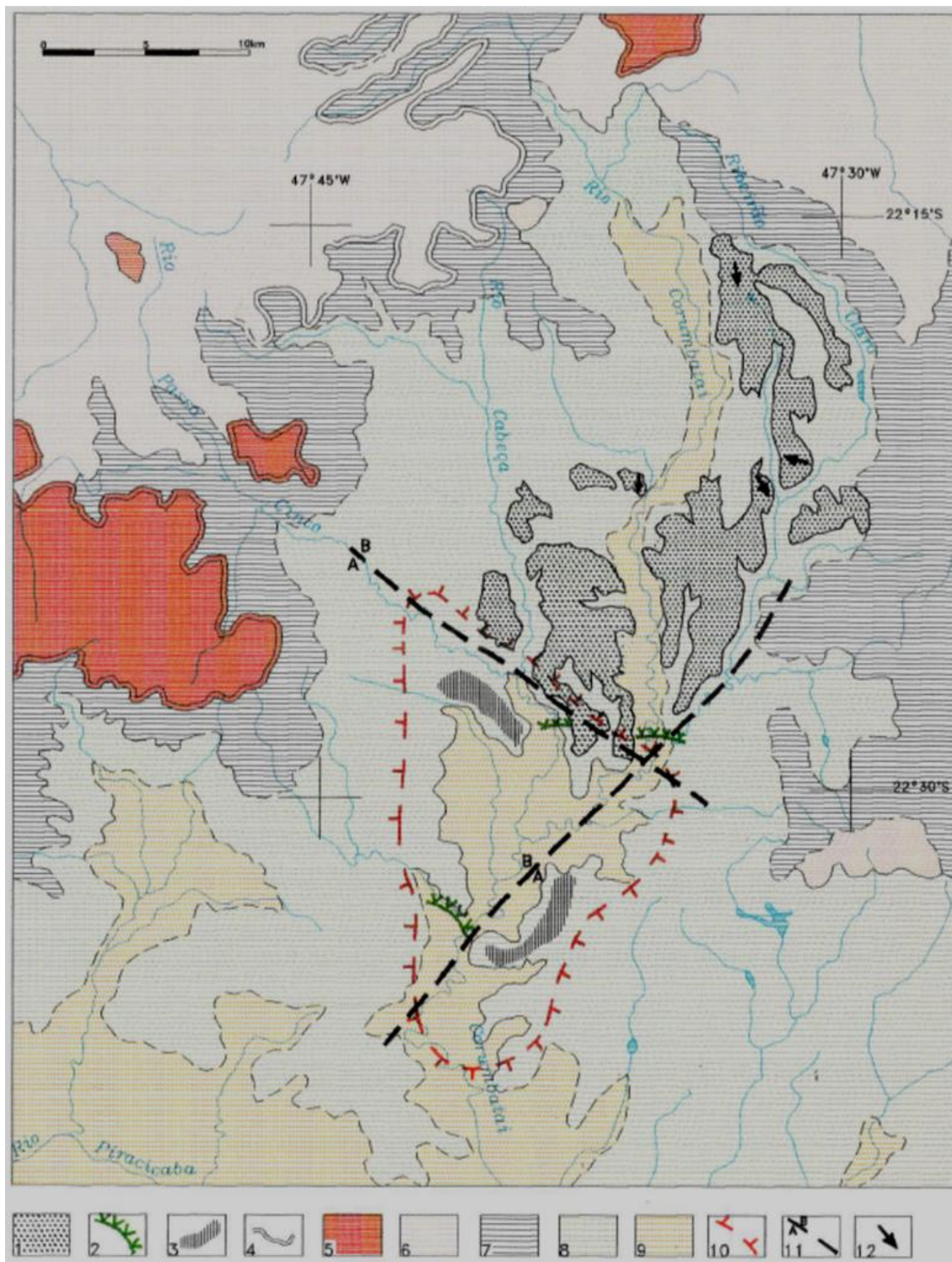


Figura 14 – Relações dos depósitos da Formação Rio Claro com as estruturas e feições geomorfológicas mais importantes (1 – sedimentos da Fm Rio Claro; 2 – soleiras de diabásio; 3 – áreas soerguidas do nível planáltico Bd; 4 – escarpas de cuesta; 5 a 9 – níveis planálticos; 10 – limites aproximados da estrutura de Pitanga; 11 – falhas com movimentação vertical reativadas no Neocenoico; 12 – azimuth da paleocorrente de depósitos da Fm Rio Claro. (MELO, 1995)

5. RESULTADOS

Apesar de na literatura referente à Formação Rio Claro constar muitos afloramentos e seções conhecidas nos arredores da cidade, estes não se encontram mais no estado de preservação no qual foram anteriormente estudados. Dessa forma, os melhores afloramentos em questão de continuidade vertical e escolhidos para a coleta de amostras e análise paleomagnética da unidade foram (Tabela 1):

- Seção da Mãe Preta, denominada como RCA (Fig. 15) localizada na voçoroca do Bairro Mãe Preta, nordeste da cidade de Rio Claro,
- Seção composta localizada na ferrovia que corta o sudoeste da cidade de Rio Claro denominadas de RCC, RCD e RCE. Os pontos RCC e RCE estão a 430m de distância entre eles, enquanto os pontos RCE e RCD são mais próximos, a cerca de 60 m. O ponto RCB também se localiza na margem da ferrovia, servindo como ponto de apoio para as seções próximas a ele.

As siglas escolhidas se iniciam em RC para remeter ao nome da unidade e a última letra reporta diferentes afloramentos. Dessa forma foram coletadas e analisadas:

- 23 amostras RCA coletadas na seção Mãe Preta;
- 10 amostras RCB no afloramento de apoio na ferrovia,
- 21 amostras RCC, 6 amostras RCD e 18 amostras RCE referentes à seção composta da ferrovia.

Portanto, foram analisadas 78 amostras no total neste trabalho.

Tabela 1 – Coordenadas geográficas (UTM Zona 23K) dos afloramentos analisados.

Afloramento	X (m E)	Y (m S)	Z (m)
RCA	237951	7524117	612
RCB	234422	7517480	606
RCC	234063	7518038	590
RCD	233847	7518350	579
RCE	233806	7518402	576

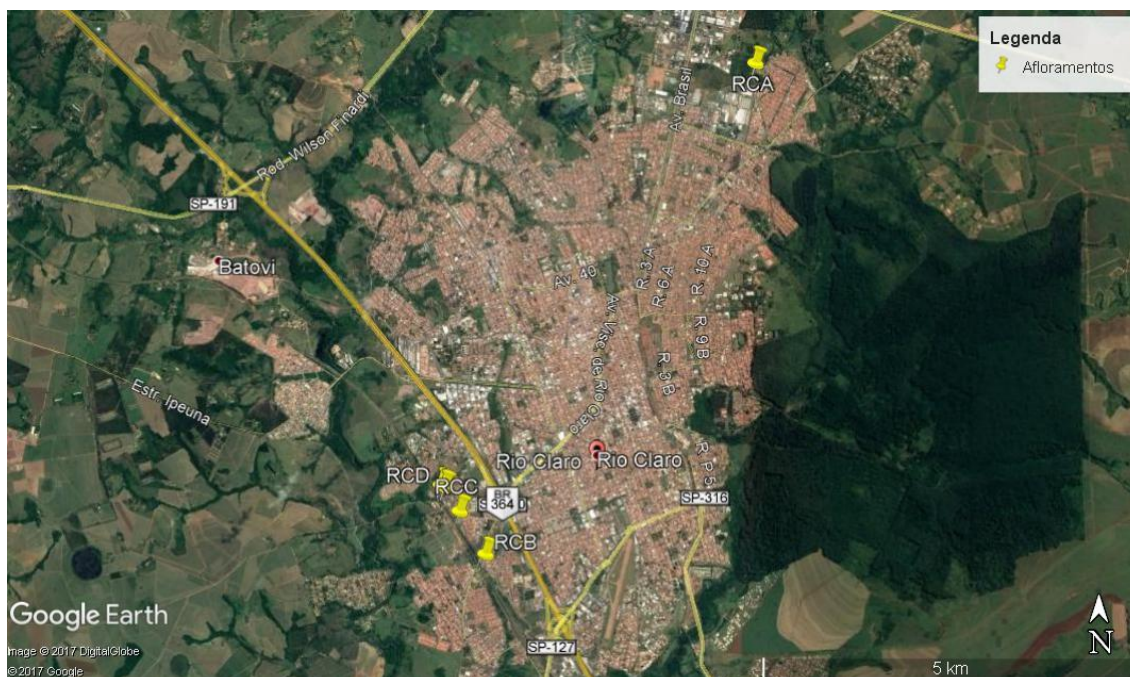


Figura 15 – Mapa de localização dos afloramentos amostrados. Fonte: *Google Earth* (acesso em 12/11/2017).

5.1 Litologia

As duas seções colunares levantadas, a primeira denominada de RCA é a clássica seção da Fm Rio Claro localizada na voçoroca da Mãe Preta e já foi descrita por Zaine (1994). A segunda seção trata-se de uma seção composta por três afloramentos RCC, RCD e RCE, sendo assim denominada de RC-CDE e localiza-se nas margens da ferrovia.

Na seção RCA (Mãe Preta) representada pela Figura 16, em geral, observou-se pacotes de espessura decimétrica a métrica de arenitos por vezes com estratificação cruzada preservada (Fig. 17A). Intercalados a eles estão pacotes centimétricos a decimétricos de argilito com laminação plano paralela às vezes preservadas (Fig. 17B). Um nível fossilífero é bem marcado pela coloração arroxeada e os leitos argilosos formam degraus na erosão, sendo facilmente identificados.

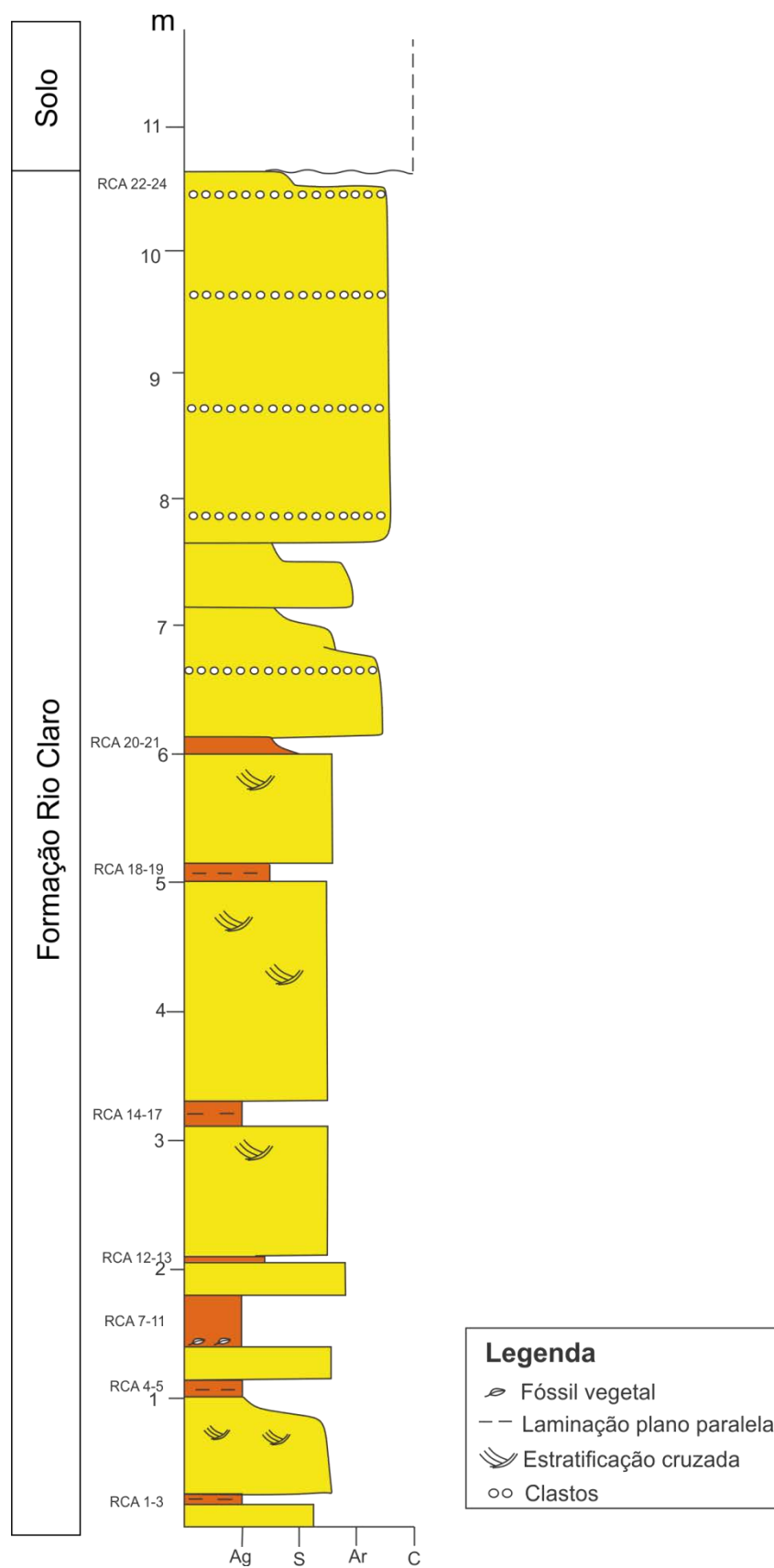


Figura 16 – Seção colunar RCA (Mãe Preta).

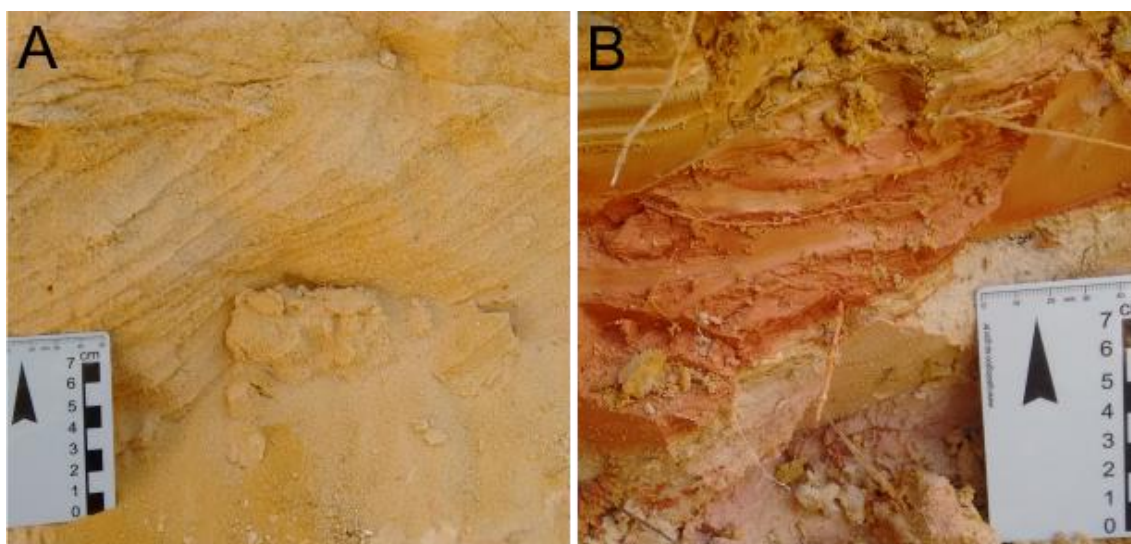


Figura 17 – Litologias encontradas na seção RCA. A) areia com estratificação cruzada. B) argila com laminação plano paralela no topo.

A seção composta da ferrovia, representada pela Figura 18, tem cerca de 15m de espessura, com sua base constituída pelo afloramento RCE que está topograficamente abaixo dos trilhos da ferrovia. Sua base é composta por um argilito roxo com laminação plano paralela característico da Fm Corumbataí em contato discordante (Fig. 19A) com um pacote métrico de arenito mais fino no topo já pertencente à Fm Rio Claro. Seguiu-se alternância de pacotes decimétricos de arenito e argilito com laminação plano paralela (Fig. 19B). A alternância desses pacotes continuou no afloramento acima a pouco metros de distância, já acima dos trilhos e denominado RCD. Neste afloramento foi possível observar um belo canal composto por arenito grosso com estratificação cruzada e endurecido pela laterização (Fig. 19C). No topo do afloramento superfícies erosivas foram observadas, além da presença de níveis de cascalhos com clastos angulosos e por vezes arredondados com fluxo em uma direção.

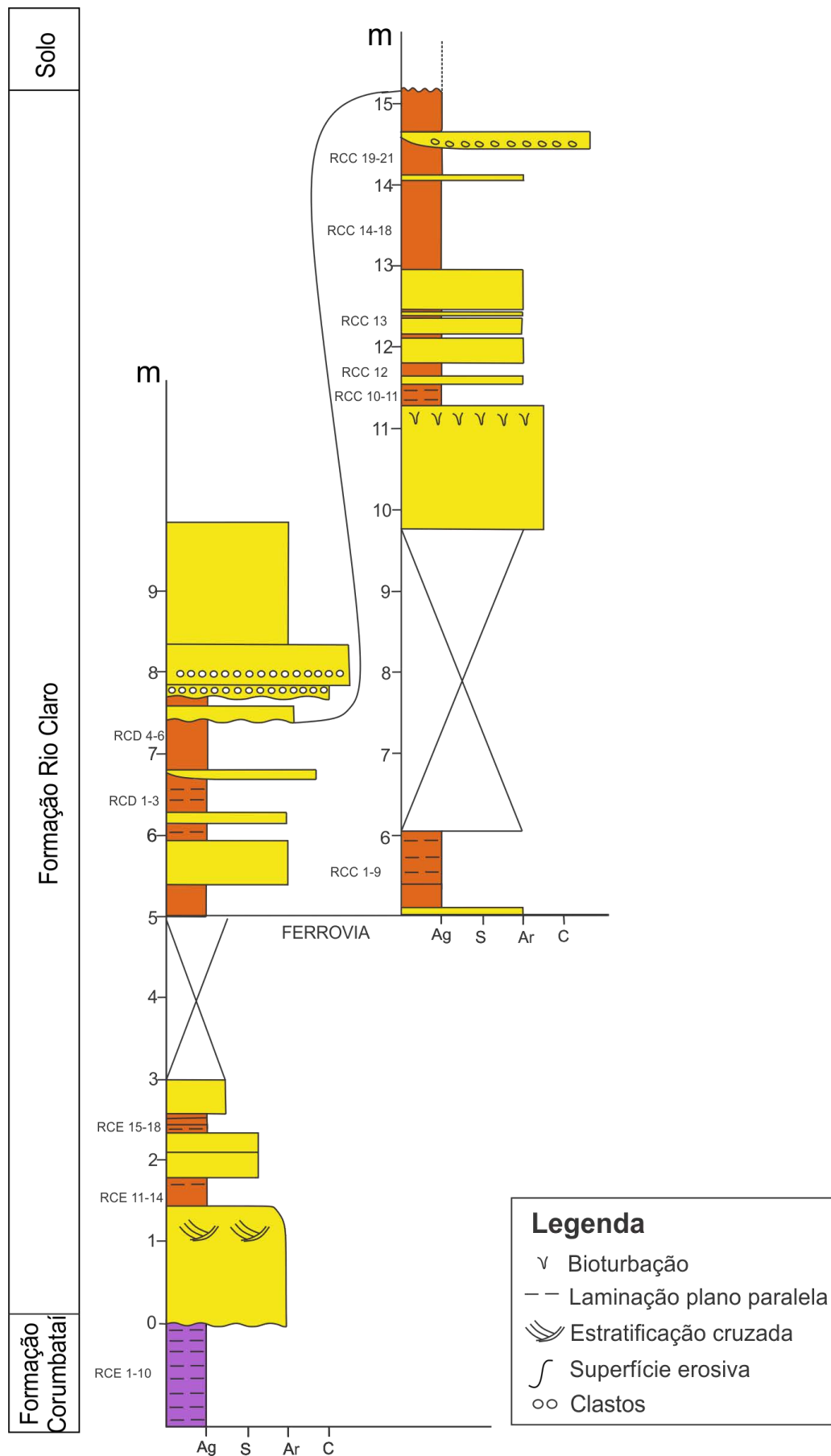


Figura 18 - Seção colunar RC-CDE (Ferrovia).

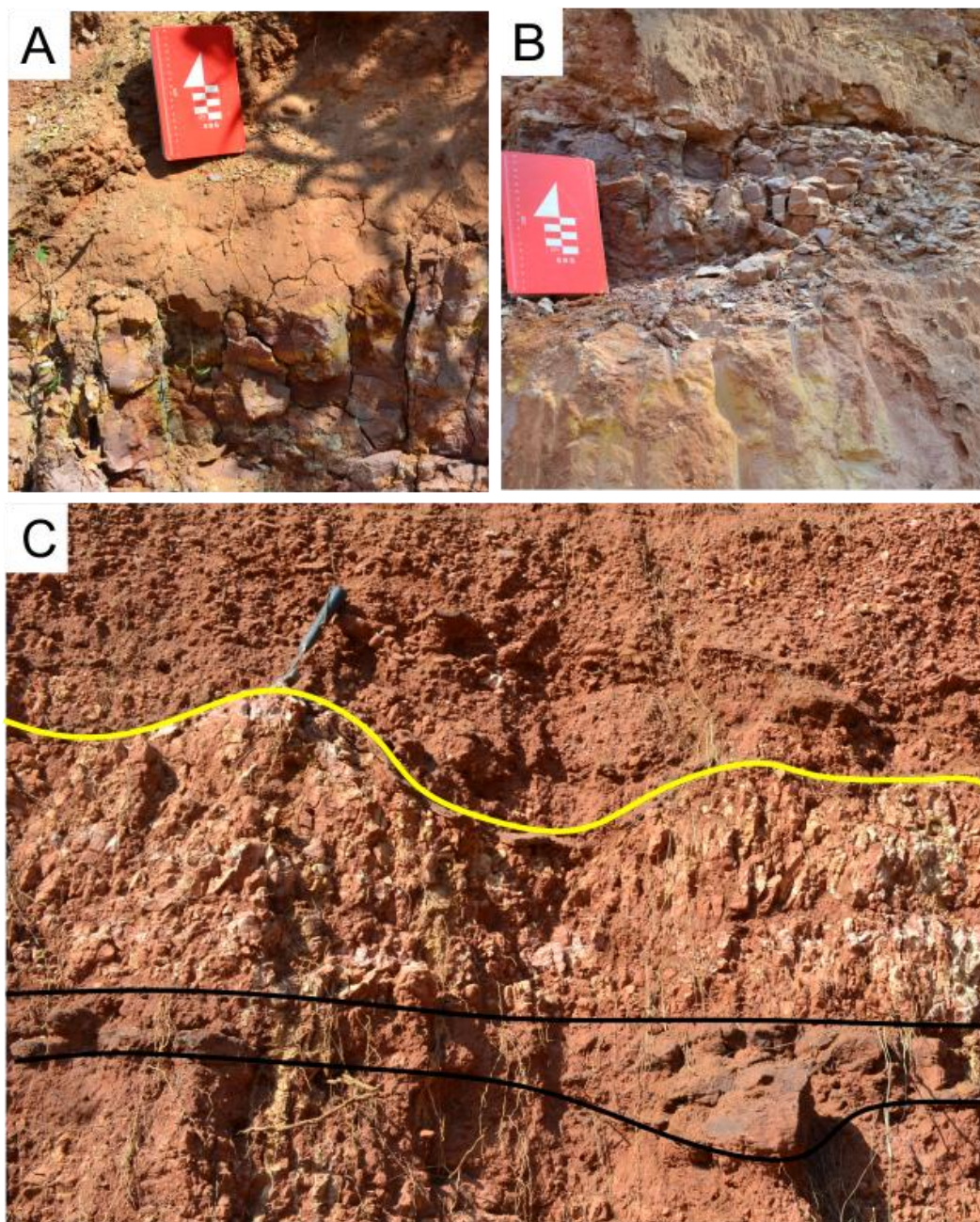


Figura 19 – Litologias observadas nos afloramentos RCD e RCE. A) Superfície de contato entre a Formação Corumbataí e a Formação Rio Claro. B) Pacote de argilito no centro entre os pacotes de arenitos. C) Visão do afloramento RCD, em preto o canal observado e em amarelo a superfície erosiva marcada por camada laterizada.

O maior afloramento dessa seção composta é o RCC, há cerca de 400 m metros do anterior. A base desse afloramento é constituída por um argilito róseo decimétrico sem estrutura, seguido por um lamito heterolítico com camadas milimétricas e laminação plano paralela (Fig. 20A). Níveis lateríticos são localizados na interface arenito-argilito tornando os argilitos mais avermelhados (Fig.20B). Alguns metros

foram encobertos por movimento de massa, mas arenitos grossos friáveis amarelados foram observados parcialmente. Segue um pacote métrico de arenito mal selecionado, de matriz siltítico argilosa e grãos angulosos sem estrutura preservada, mas com forte presença de bioturbação (Fig. 20C). Acima está um pacote com intercalações decimétricas de arenito inconsolidado com camadas decimétricas a centimétricas argilito muito compacto com fratura subconchoidal. No topo pacotes de conglomerado e arenitos com clastos dispersos de composição polimítica argilosa e quartosa (Fig. 20D).

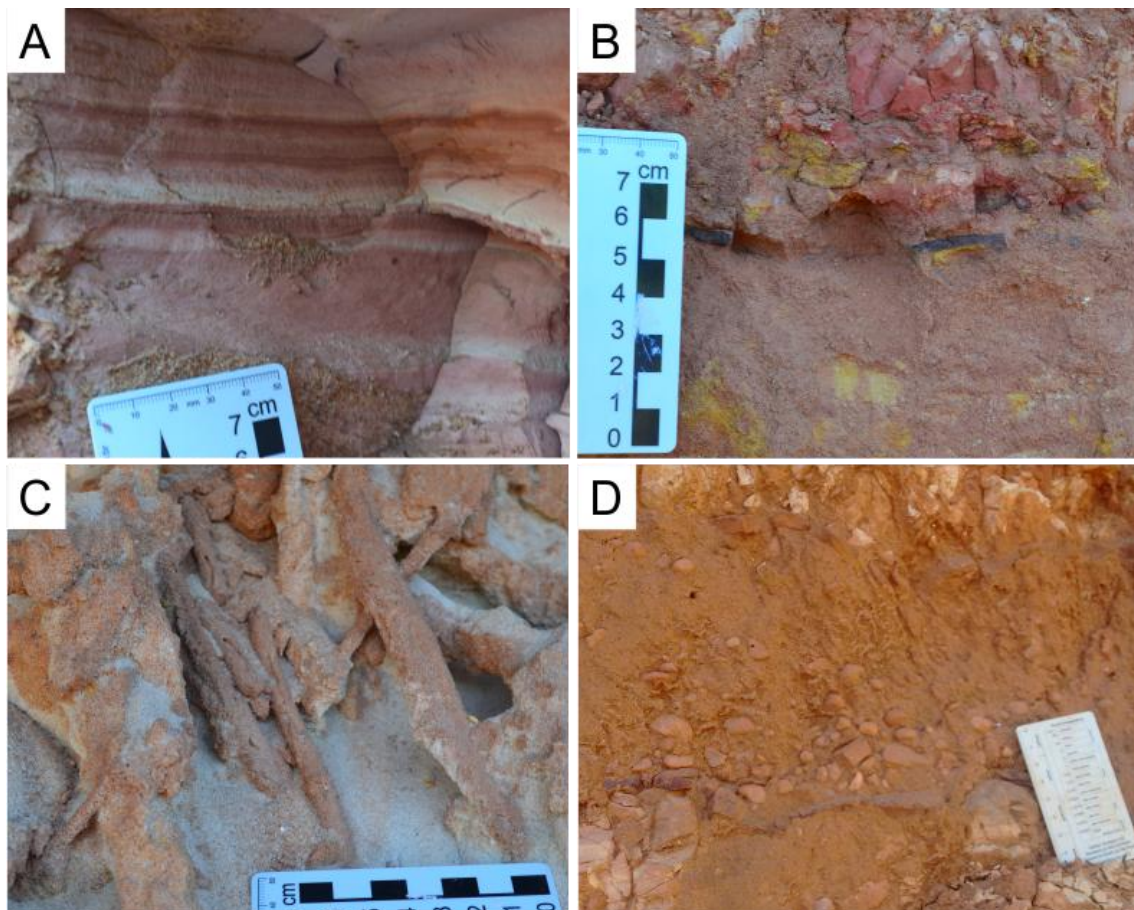


Figura 20 – Litologias encontradas na seção RCC; A) Lamito com laminação heterolítica; B) Nível de laterita na interface argilito-arenito; C) Arenito com bioturbação; D) Conglomerado no topo da seção.

5.2 Mineralogia Magnética

Os resultados referentes à aquisição IRM e posterior desmagnetização termal podem ser observadas na Figura 21. Nos gráficos de aquisição (lado esquerdo da Figura 21), nota-se que apenas a amostra IRM 2 atingiu a saturação e a amostra IRM 1 chegou perto disso. Porém, os gráficos das amostras IRM 3 e IRM 4 estão longe de atingir a saturação, ou seja, poderiam continuar recebendo campos cada vez mais intensos. Este comportamento é típico de um mineral muito coercivo, como a hematita.

Do lado direito estão os gráficos do teste de Lowrie (1990) que consiste em induzir magnetizações de intensidade alta, média e baixa nos três eixos perpendiculares (x, y e z) dos espécimes para posterior desmagnetização térmica. Para todas as amostras o eixo de baixa intensidade possui uma magnetização não significativa apresentando curvas com bastante ruído. Em a e b a maior intensidade de magnetização se mostrou no eixo de média coercitividade, enquanto em c e d isso acontece no eixo de maior intensidade. Para todos os espécimes houve queda significativa da temperatura acima dos 600°, indicando a presença de hematita. Na amostra IRM 3, houve uma brusca queda do eixo de maior intensidade aos 100° o que indica a presença de goethita. Essa mesma amostra não foi completamente desmagnetizada até a temperatura de 675° o que implica em um mineral de alta coercitividade também está presente.

Em suma, ambos os testes indicam o predomínio de hematita como mineral magnético, justificando o uso do método de desmagnetização térmico.

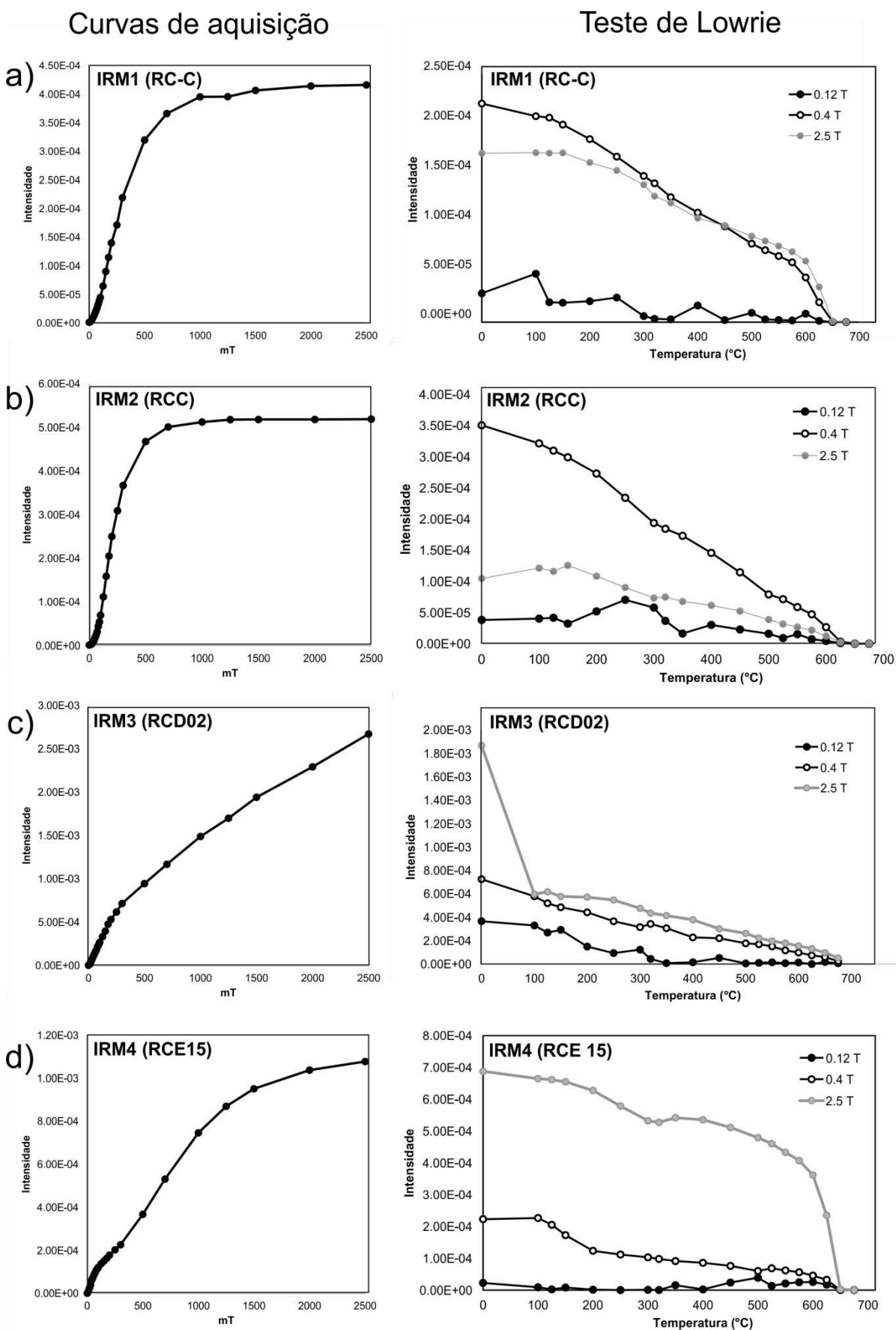


Figura 21 – Curvas de induções magnéticas (lado esquerdo) e curvas do teste de Lowrie (lado direito).

5.3 Magnetoestratigrafia

A partir do conjunto de dados obtidos pela análise das principais componentes, foi possível calcular os polos virtuais geomagnéticos (VGP). VGP é qualquer polo calculado de uma única observação da direção do campo geomagnético, em determinado instante, podendo ser uma certa localidade ou posição estratigráfica, no caso, a Formação Rio Claro. Assim, latitudes negativas indicam polaridade magnética inversa enquanto latitudes positivas indicam polaridade normal. Dessa forma, unindo as informações da posição estratigráfica das amostras na seção colunar, com os dados obtidos, foi construída a magnetoestratigrafia das seções RCA (Mãe Preta) e RC-CDE (Ferrovia) como constam nas figuras 22 e 23, e nas tabelas 2 e 3.

Tabela 2 – Resultados paleomagnéticos da seção RCA. k = susceptibilidade magnética, NRM = magnetização remanescente natural.

Amostra	k (10-5)	NRM (A/m)	VGP Lat (°)	Polaridade
RCA01	7	5.20E-03	-66	Inversa
RCA02	6	5.63E-03	-41.3373	Inversa
RCA03	6	3.96E-03	-56.3928	Inversa
RCA04	6	8.28E-04	-84.318	Inversa
RCA05	6	8.28E-04	-85.4487	Inversa
RCA07	14	1.76E-03	-82.7988	Inversa
RCA08	4	3.77E-04	-77.9316	Inversa
RCA09	3	2.01E-03	-86.3931	Inversa
RCA10	4	7.77E-04	-82.0017	Inversa
RCA11	6	2.51E-04	-85.441	Inversa
RCA12	4	1.50E-02	-69.9157	Inversa
RCA13	3	5.61E-03	-75.0399	Inversa
RCA14	4	1.67E-03	-76.1348	Inversa
RCA15	3	5.62E-04	-76.9225	Inversa
RCA16	3	9.24E-05	-67.7536	Inversa
RCA17	4	6.22E-04	-80.6755	Inversa
RCA18	5	7.41E-04	-86.5128	Inversa
RCA19	3	1.35E-04	1.716904	Normal
RCA20	6	7.68E-03	40.25601	Normal
RCA21	6	4.94E-03	17.17375	Normal
RCA22	12	3.60E-03	59.85671	Normal
RCA23	12	2.76E-03	-2.21584	Inversa
RCA24	10	2.46E-03	-36.4923	Inversa

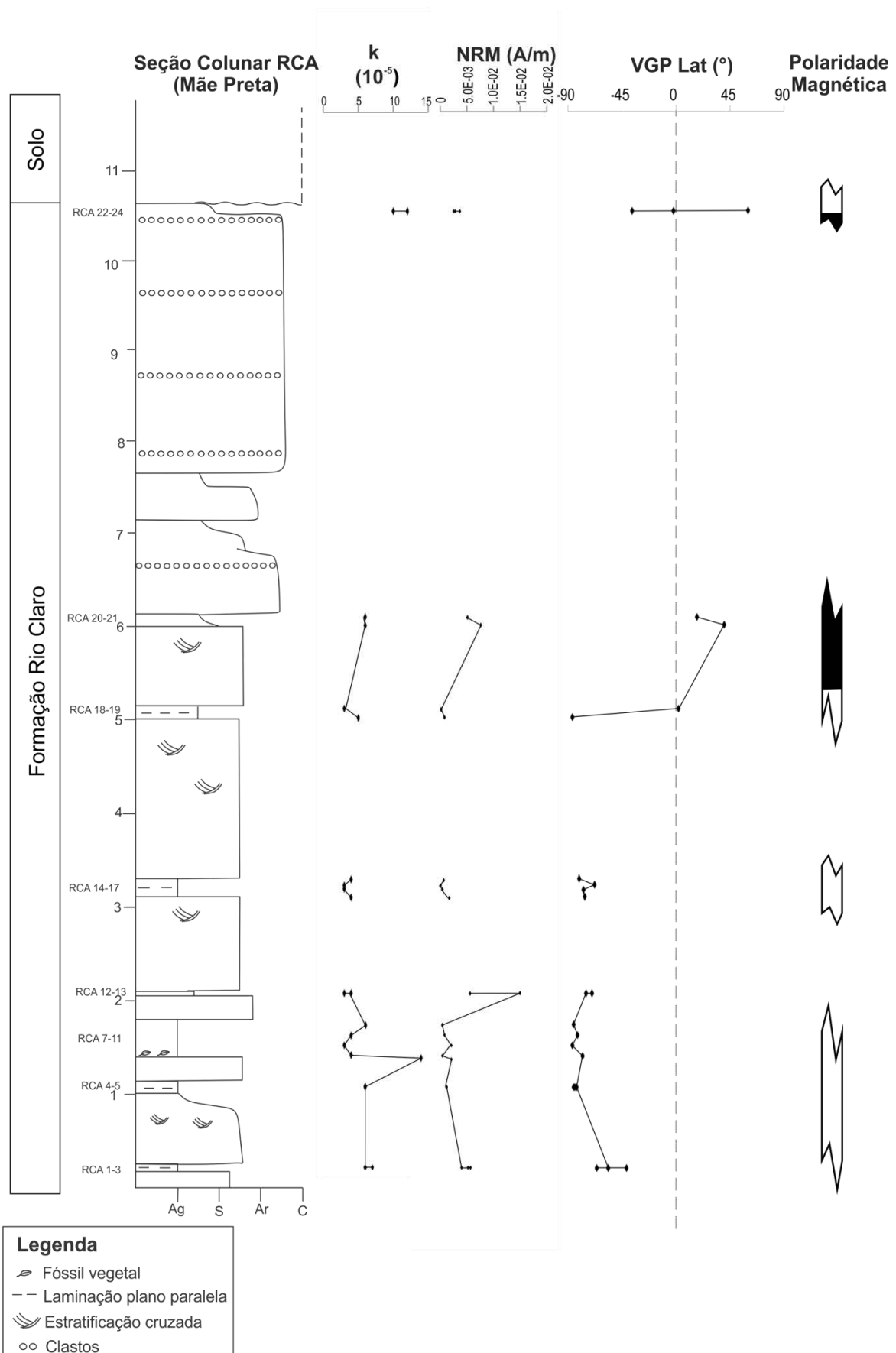


Figura 22 – Magnetoestratigrafia da seção RCA (Mãe Preta). Valores exatos constam na Tabela 2. Polaridade magnética representada por preto quando normal e branco quando inverso.

Tabela 3 - Resultados paleomagnéticos da seção RC-CDE. k = susceptibilidade magnética, NRM = magnetização remanescente natural.

Amostra	k (10-5)	NRM (A/m)	VGP Lat (°)	Polaridade
RCC01	3	2.05E-03	-79.37	Inversa
RCC02	2	1.03E-03	-75.8389	Inversa
RCC03	3	1.80E-03	-83.4815	Inversa
RCC04	5	3.81E-04	-82.4072	Inversa
RCC05	2	1.07E-03	-83.9857	Inversa
RCC06	3	7.53E-04	-82.5431	Inversa
RCC07	3	4.46E-04	63.089	Normal
RCC08	5	2.61E-03	-74.1726	Inversa
RCC09	10	1.13E-02	-78.2653	Inversa
RCC10	4	1.97E-03	30.08143	Normal
RCC11	11	1.37E-02	-53.0888	Inversa
RCC12	7	1.59E-03	-69.7615	Inversa
RCC13	6	1.34E-02	-21.6138	Inversa
RCC14	6	3.70E-02	34.87809	Normal
RCC15	9	4.98E-03	61.19626	Normal
RCC16	5	5.64E-02	-13.3778	Inversa
RCC17	7	2.70E-03	-52.0789	Inversa
RCC18	6	6.46E-02	-52.1265	Inversa
RCC19	11	1.53E-02	-66.0163	Inversa
RCC20	9	8.20E-02	-31.4499	Inversa
RCC21	6	2.59E-02	39.06352	Normal
RCD01	12	5.99E-02	-60.0165	Inversa
RCD02	12	3.45E-02	-68.0518	Inversa
RCD03	12	2.37E-02	18.87331	Normal
RCD04	6	4.59E-02	-20.2731	Inversa
RCD05	7	1.22E-02	-56.528	Inversa
RCD06	4	1.96E-02	-57.4119	Inversa
RCE01	4	8.97E-04	-51.4826	Inversa
RCE02	7	2.81E-03	-86.0702	Inversa
RCE03	5	2.84E-03	-82.2292	Inversa
RCE04	7	2.28E-03	-77.9104	Inversa
RCE05	8	2.04E-03	-77.7205	Inversa
RCE06	9	2.48E-03	-79.8485	Inversa
RCE07	10	2.31E-03	-86.2239	Inversa
RCE08	11	3.72E-03	-76.0128	Inversa
RCE09	5	1.17E-03	-79.3848	Inversa
RCE10	7	9.19E-04	-79.555	Inversa
RCE11	7	7.60E-03	53.22833	Normal
RCE12	6	1.56E-03	-80.4397	Inversa
RCE13	4	8.30E-04	-70.8214	Inversa
RCE14	5	1.51E-03	-78.6632	Inversa

RCE15	3	2.03E-03	-32.7873	Inversa
RCE16	5	9.40E-04	-59.2353	Inversa
RCE17	1	3.10E-04	-60.1107	Inversa
RCE18	4	1.66E-03	-57.7735	Inversa

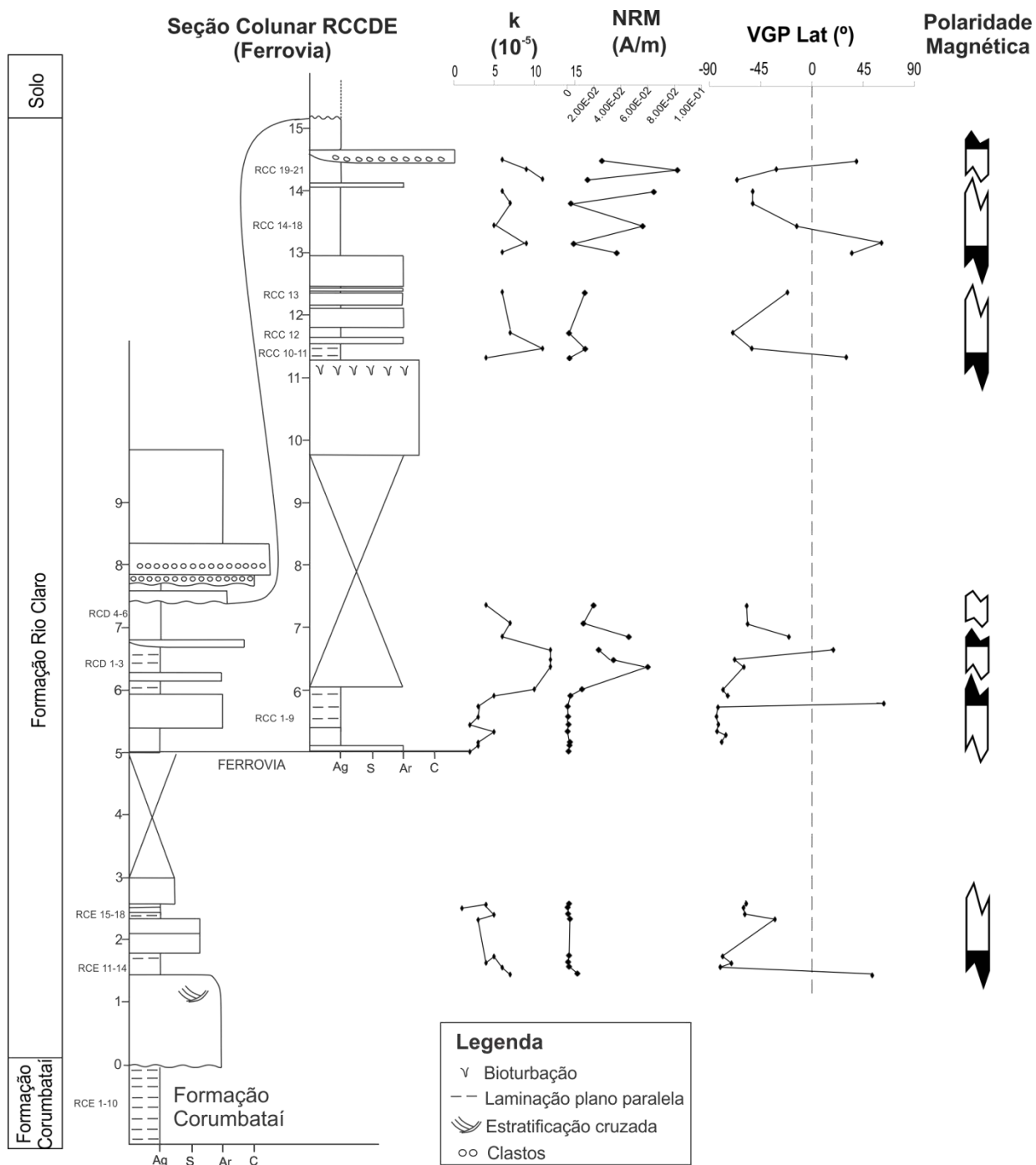


Figura 23 – Magnetoestratigrafia da seção RCCDE (Ferrovia). Valores exatos constam na Tabela 3. Polaridade magnética representada por preto quando normal e branco quando inverso.

A magnetoestratigrafia das seções mostra predomínio da polaridade inversa, com algumas inversões pontuais. Na seção RCA há um intervalo de polaridade normal considerável do meio para o topo, porém com um intervalo de 3 metros sem amostra que confirme essa polaridade (Fig. 22). Já na seção RC-CDE o predomínio da polaridade inversa é interrompido por vários intervalos de polaridade normal representados por apenas uma amostra, no máximo duas (Fig. 23).

5.4 Paleomagnetismo

Os dados paleomagneticos obtidos foram analisados aplicando a análise multivariada das componentes principais, obtendo uma interpretação observada na Tabela 4 e Tabela 5.

Tabela 4 – Resultados da análise multivariada das componentes principais para as amostras dos pontos RCA e RCB. Dec: declinação da amostra. Inc: inclinação da amostra. MAD: desvio angular máximo.

Amostra	Dec (°)	Inc (°)	MAD	Amostra	Dec (°)	Inc (°)	MAD
RCA 01	154.2	17.7	11.5	RCA 19	224.2	-8.9	27.1
RCA 02	129.9	11.9	13.2	RCA 20	10.4	43.5	9
RCA 03	158.1	12.6	11.8	RCA 21	304.3	41	12.8
RCA 04	218.7	41.1	13.2	RCA 22	171.4	1.3	7.6
RCA 05	170.8	36.8	12.3	RCA 23	342.5	7.2	25.7
RCA 07	28.3	-35.5	12.3	RCA 24	92.8	-14.2	8.1
RCA 08	167.1	22.6	9.5	RCB 01	57.6	40.6	8.2
RCA 09	178.6	42.7	9.2	RCB 02	179.3	-66.4	11.8
RCA 10	182.4	44.4	14.3	RCB 03	183.2	35.5	6.7
RCA 11	351.8	-39.8	7.5	RCB 04	181	22.5	6.4
RCA 12	196.6	22.5	4.1	RCB 05	208.1	20.2	18.1
RCA 13	261.7	37.1	6	RCB 06	174.6	24.5	11.3
RCA 14	343.3	-47.5	7.9	RCB 07	238.7	0.5	12.3
RCA 15	5.8	-53.3	14.2	RCB 08	244.1	26.9	7
RCA 16	185.8	63.5	15.8	RCB 09	182.8	16.7	9.8
RCA 17	165	-0.7	7.4	RCB 10	242.2	4	4
RCA 18	185.2	44.1	5.3				

Tabela 5 - Resultados da análise multivariada das componentes principais para as amostras dos pontos RCC, RCD e RCE. Dec: declinação da amostra. Inc: inclinação da amostra. MAD: desvio angular máximo.

Amostra	Dec (°)	Inc (°)	MAD	Amostra	Dec (°)	Inc (°)	MAD
RCC01	172.8	50.1	5	RCD03	199	-64.7	3.8
RCC02	194.2	47.3	2.2	RCD04	110.1	8.9	5
RCC03	177.8	47.5	1.3	RCD05	153.9	1.2	4.8
RCC04	187.6	35.6	4.1	RCD06	145.1	53	8.4
RCC05	173.5	40.1	4.4	RCE01	42.2	-51.9	8
RCC06	173.4	33.4	6.7	RCE02	0.9	-33.9	3.1
RCC07	188.1	-6.6	7.2	RCE03	7	-33.4	5
RCC08	359.6	-57.6	1.9	RCE04	355.9	-53.4	3.8
RCC09	177	21.3	9.2	RCE05	346.7	-40.4	4.7
RCC10	127	-14.9	5.6	RCE06	349.1	-41.8	4.1
RCC11	140.2	37.4	2.5	RCE07	356.6	-42.4	3.6
RCC12	182.7	61.4	2.8	RCE08	350.7	-53.2	2.5
RCC13	252.3	27.6	6	RCE09	349	-35.6	6.7
RCC14	206.9	-44.5	4.3	RCE10	170.2	32.2	5.3
RCC15	179	-12.6	7.1	RCE11	344.4	21.3	5.9
RCC16	79.5	-19.2	4.5	RCE12	170.7	45.4	7.7
RCC17	221.2	54.2	6.2	RCE13	195.6	20.1	8.7
RCC18	32.9	-4.1	5.2	RCE14	176	52.6	3.6
RCC19	169.2	1.7	5.5	RCE15	300	-26.8	8.6
RCC20	238.2	11	2.9	RCE16	213.5	47.6	8.9
RCC21	224.1	-9.4	5.5	RCE17	207.2	60.8	3.8
RCD01	208.8	20.4	3.6	RCE18	208.9	62.8	6.1
RCD02	195.3	12.2	4.3				

Após a análise individual de cada amostra, os resultados foram plotados em estereogramas para cada afloramento (Fig. 24) e posteriormente analisadas em conjunto em um único estereograma como mostra a Figura 25A. Alguns pontos não são representativos, pois estão distantes do eixo Norte-Sul no qual se espera que os resultados se encontrem. Dessa forma, foi realizada uma seleção dos pontos realmente importantes para a análise da direção média do sítio e assim foi calculado pela estatística de Fisher (Fig. 25B). Convertidos os pontos do hemisfério superior para o hemisfério inferior, aumentou a precisão da direção média diminuindo o erro (a_{95}) como consta na Figura 25C. Assim, a direção média do sítio para a Formação Rio Claro é 176.5/42.3 com a_{95} de 3.8°. O ângulo de inclinação está com uma rotação de 3.5° no sentido anti-horário.

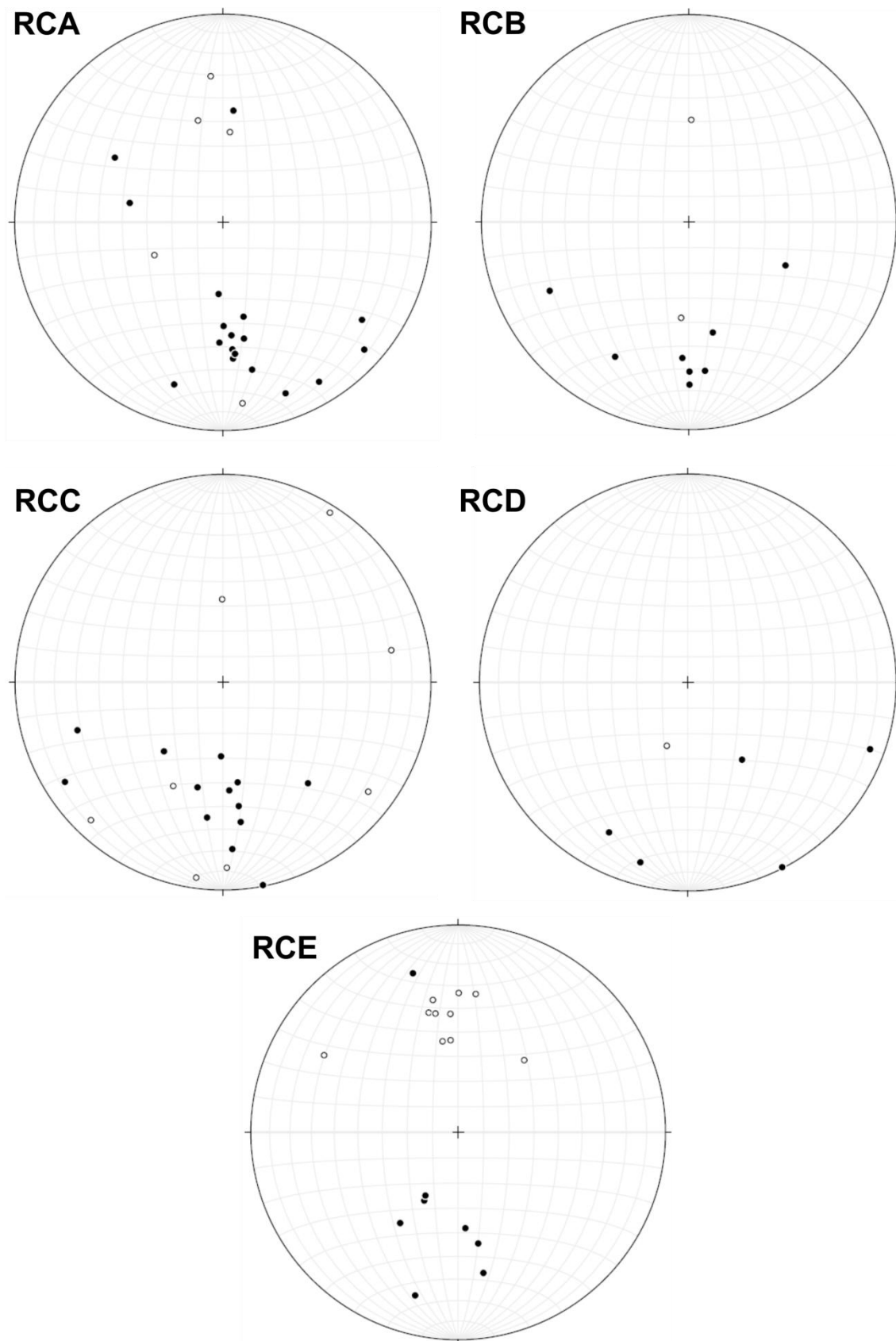


Figura 24 – Estereograma para cada afloramento amostrado. Pontos brancos estão no hemisfério superior (up), pontos pretos estão no hemisfério inferior (down).

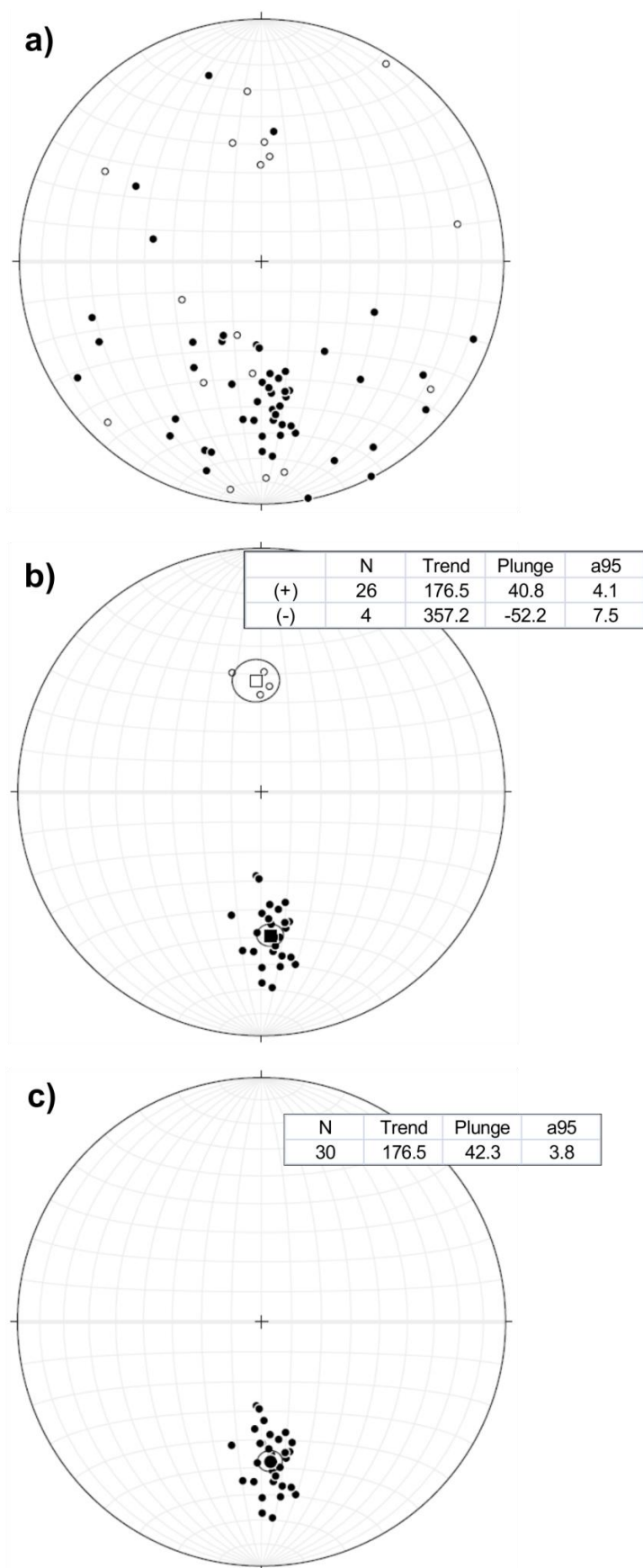


Figura 25 – Estereogramas dos dados obtidos: a) todos os dados plotados; b) dados selecionados, c): dados de b) rotados para o hemisfério inferior. Pontos brancos estão no hemisfério superior (up), pontos pretos estão no hemisfério inferior (down).

5.5 Polo Paleomagnético

Obtida a direção média no valor de $176.6/42.3$ com a_{95} de 3.8, calculou-se o VGP resultante, obtendo um polo de $-86.2/9.1$. Ao comparar o polo gerado com a curva de deriva polar aparente de Torsvik (2012) percebe-se que o erro do cálculo abrange as idades de 0, 10, 20 e 140 Ma como mostra a Figura 26.

A inclinação (longitude) de 9.1 obtida está completamente fora, o que pode significar a existência de rotações tectônicas locais.

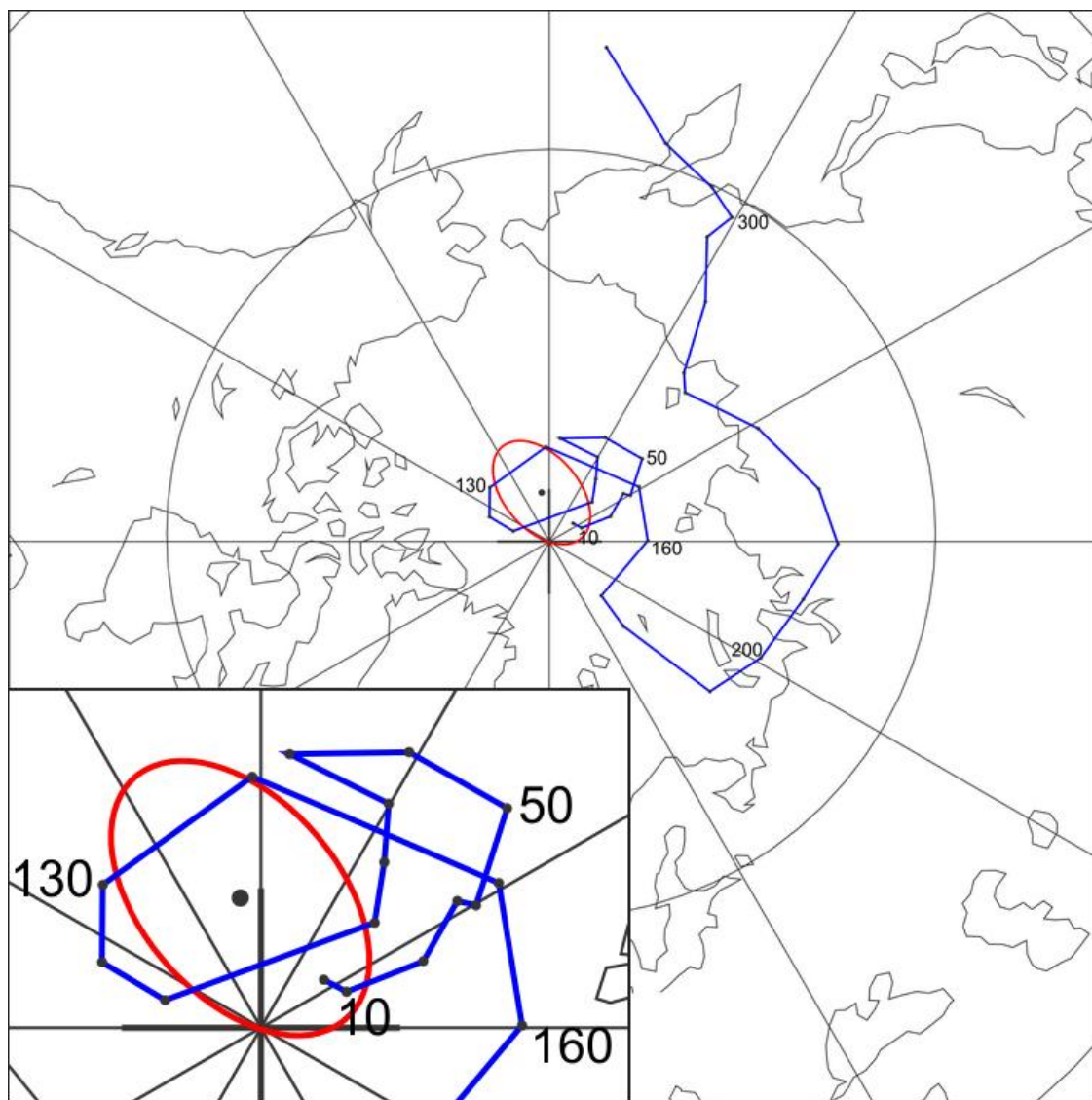


Figura 26 – Polo paleomagnético da Fm. Rio Claro calculado neste trabalho (erro em vermelho) comparado com a APW de Torsvik (2012) em azul. Idades da APW em milhões de anos (Ma).

6. DISCUSSÕES

A literatura referente à Formação Rio Claro apresenta duas principais hipóteses de idade para a unidade. As datações absolutas de Ferreira & Caetano-Chang (2008) e Salmazo (2015) chegaram a uma idade de 745 ka, ou seja, Pleistocênica. Outros autores como Zaine (1994) e Melo (1995) apontam idades mais antigas, no Mioceno ou Terciário no geral. A magnetoestratigrafia aqui apresentada mostra o predomínio da polaridade inversa com breves períodos de polaridade normal. De acordo com esses dados, a existência da polaridade inversa por si só, já sugere que a Fm Rio Claro é mais velha de 780 ka, já que o chron de polaridade inversa mais recente é o Matuyama (2.6–0.78 Ma; Fig. 27).

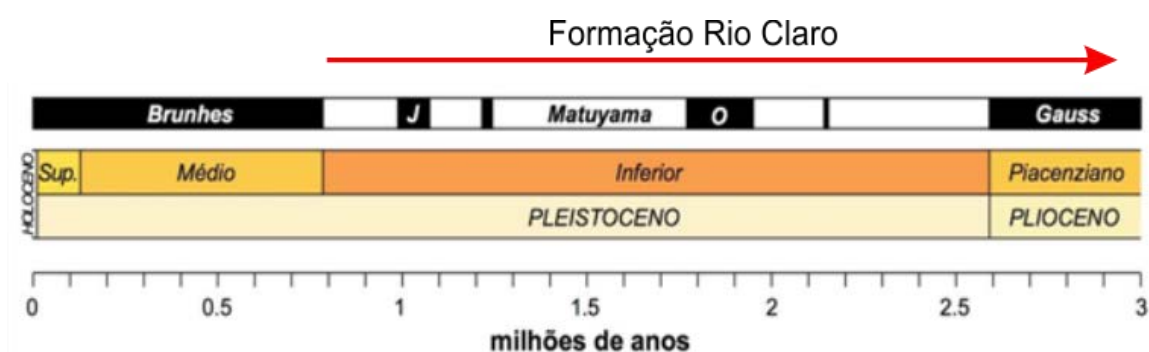


Figura 27 – Escala temporal das polaridades magnéticas para o Plio-Pleistoceno (GRADSTEIN *et al.*, 2012). J: Jaramillo, O: Olduvai. Seta em vermelho indicando que a Fm. Rio Claro é mais antiga do que 780ka (GRADSTEIN *et al.*, 2012).

A direção média do sítio para a Formação Rio Claro aqui obtida apresenta uma rotação de 3.5° . Este ângulo está dentro do erro de 3.8° , o que já pode justificá-lo. Porém, podemos pensar em outras hipóteses para essa rotação, como a própria tectônica das placas ou o tectonismo relacionado ao Domo de Pitanga.

O movimento da Placa Sul-americana para o Oeste desde a separação do Gondwana, nos últimos 140 Ma milhões de anos, implica que as rotações geradas pelo seu movimento seriam no sentido horário (Fig. 28). Hasui (1990) ao conceituar a Neotectônica no Brasil, distingue dois regimes tectônicos no Cenozóico, o primeiro seria o regime divergente responsável pela formação das bacias tafrogênicas do sudeste brasileiro de direção NW-SE e outro posterior que corresponde ao regime tectônico transcorrente gerado pela atuação de forças de um par conjugado dextral de direção E-W, causado pela rotação da Placa Sul-Americana para Oeste.

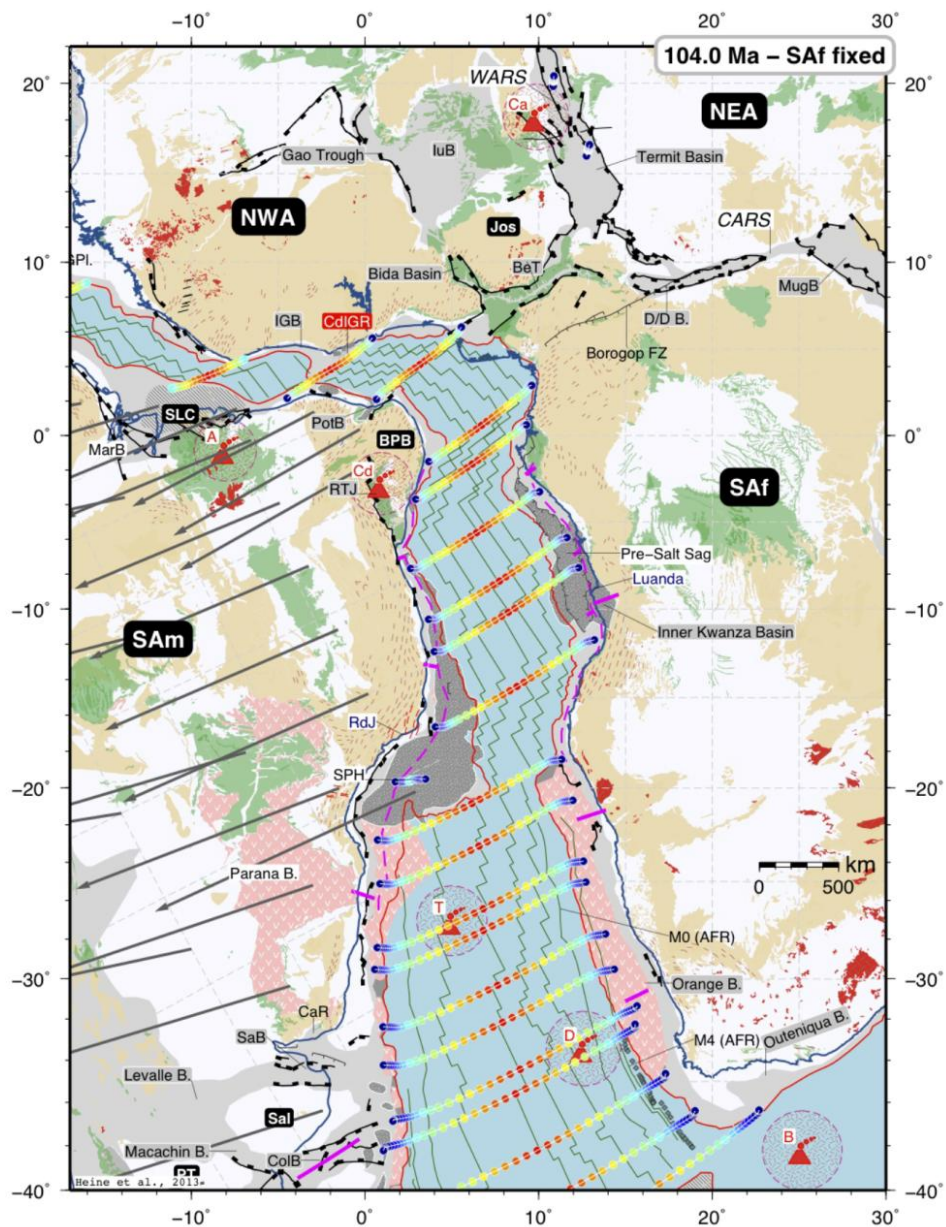


Figura 28 – Reconstrução de placa tectônica a 104 Ma, com África (HEINE *et al.*, 2013).

A hipótese de rotação devido a Estrutura de Pitanga esbarra em duas diferentes idades associadas á ativação da estrutura. Sousa (2002) reconhece que falhas normais NE-SW são atribuídas à formação das bacias terciárias, associadas aos processos tardios da separação continental como controladoras da sedimentação dos depósitos da Formação Rio Claro, indicando que os processos distensivos podem ter continuado e persistido continente adentro a época de sedimentação.

Riccomini (1995) afirma que na Estrutura de Pitanga os falhamentos transcorrentes são considerados posteriores ao magmatismo Serra Geral, uma vez que seccionam diques de diabásio e não são preenchidos por estes. O autor reconhece que as falhas que delimitam a borda oeste da Estrutura de Pitanga seriam resultantes de um binário transcorrente sinistral de orientação geral NNW, coincidente com o alinhamento do Rio Moji-Guaçu (Fig. 29). Presume ainda que o alçamento da estrutura de Pitanga foi no final do Maastrichtiano (Cretáceo Superior). Já Melo (1995) propõe que a estrutura foi formada antes do magmatismo Serra Geral com reativação neoceno-zóica e acumulação da Formação Rio Claro sobre o bloco rebaixado a norte da estrutura. Sousa (2002) também admite que o ambiente de sedimentação da Bacia de Rio Claro está intimamente relacionado à reativação de falhas normais.

Para admitir que a rotação foi resultado da cinemática do alçamento da Estrutura de Pitanga, a Fm Rio Claro teria que ter sido depositada antes dela para que no momento do movimento, também fosse rotacionada. Seguindo o modelo de Riccomini (1995), a estrutura teria se formado no Cretáceo Superior e a Fm Rio Claro estaria no mínimo do Cretáceo, mas posterior ao magmatismo Serra Geral. Portanto, estruturalmente, o modelo de Riccomini (1995) funciona para explicar a rotação anti-horária, porém a idade assim admitida diverge de todos os autores que já estudaram a Fm Rio Claro.

Sousa (2002) reconheceu os sistemas de falhas Passa Cinco-Cabeça e Ipeúna-Piracicaba na Estrutura de Pitanga. Estes sistemas apresentam evidências de movimentações com componente horizontal (dextral e sinistral). Dessa forma, a rotação observada poderia ser resultado de algum movimento sinistral relacionado à reativação desses sistemas.

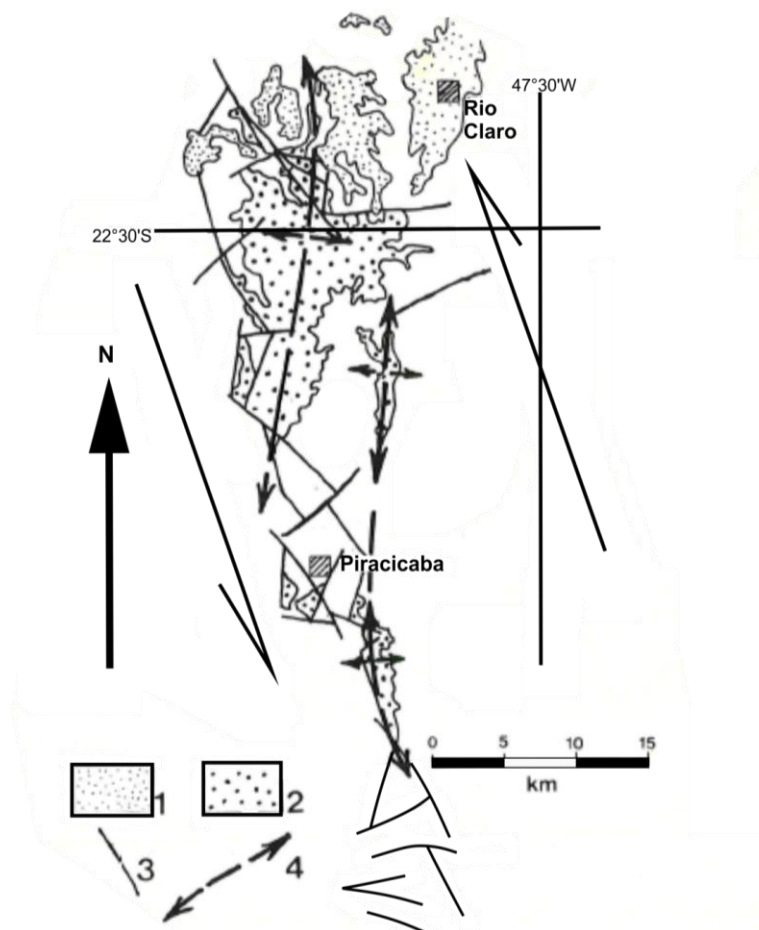


Figura 29 – Esboço estrutural do Anticlinal de Pitanga. 1 – Fm Rio Claro; 2 – sedimentos pré-Irati; 3 – falhas principais; 4 – eixos de anticlinais. (RICCOMINI, 1995)

Outra evidência dessa possível rotação local relacionada à reativação de falhas da Estrutura de Pitanga está no polo paleomagnético encontrado. A paleolongitude de 9.1 está completamente fora, o que pode ser explicado por essa rotação. Apesar do polo paleomagnético não poder ser utilizado, a curva de paleolatitudes pode ser útil. A paleolatitudes de -86.2 é bastante coerente e serve de base mais sólida para determinar uma idade para a Formação Rio Claro.

Pelo pouco tempo passado, o polo virtual definido pela magnetização dos sedimentos da Fm Rio Claro precisaria coincidir com o polo geomagnético atual, porém a paleolatitudes está 2 graus da atual. A Figura 30 mostra um gráfico com a paleolatitudes encontrada da Formação Rio Claro com as paleolatitudes da curva de deriva polar aparente de Torsvik (2012), com os respectivos erros associados. A interseção dos erros sugere o melhor encaixe nas idades de 10, 20, 100, 110, 150 e 170 Ma. Como as idades acima de 100 Ma são incoerentes no contexto em que se encontra a unidade, já

que a Depressão Periférica sequer tinha sido formada nessa época, a paleolatITUDE encontrada na Fm. Rio Claro sugere uma idade entre 10 e 20 Ma (Mioceno).

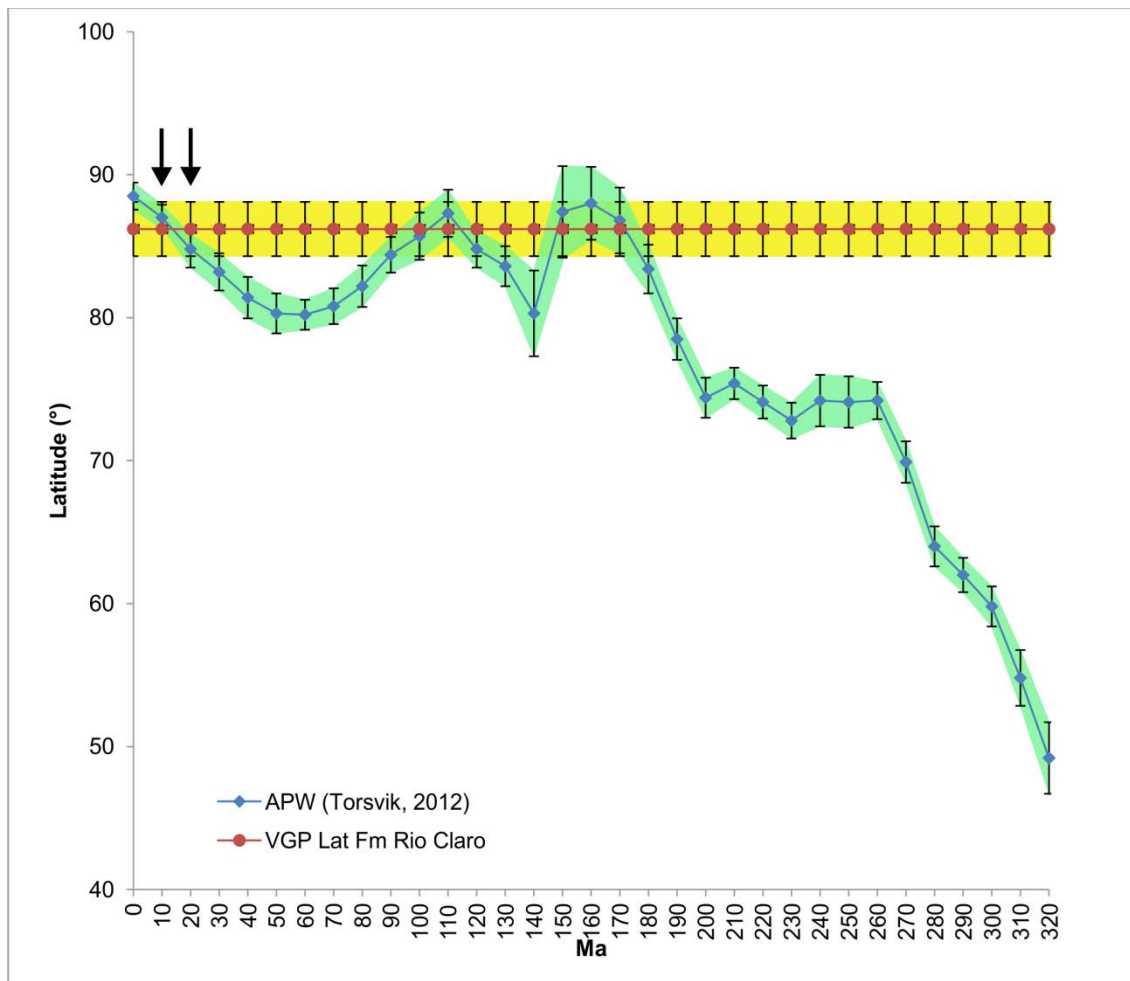


Figura 30 – Comparação entre a paleolatITUDE da Fm Rio Claro e as paleolatITUDES da placa sulamericana desde 320 Ma (Torsvik et al., 2012).

7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A Formação Rio Claro é uma unidade com controvérsias na literatura há décadas. O principal motivo disso é a sua idade, que já foi proposta através de argumentos geomorfológicos, estruturais, paleontológicos e até por datações absolutas. Mesmo com essa grande quantidade de informação, sua idade ainda é considerada indefinida. O paleomagnetismo se mostrou mais um método de datação relativa para a unidade.

Dentre as duas possibilidades consideradas, a de idade mais recente (Pleistoceno) obtida por datação absoluta ou a de idade mais antiga (Mioceno), os resultados obtidos corroboram com a mais antiga em acordo com Zaine (194) e Melo (1995). Isso se deve a magnetoestratigrafia ter apontado predomínio de polaridade inversa com pequenas inversões, ao polo paleomagnético calculado (-86.2/9.1) não coincidir com o polo atual e a pequena rotação de 3,5° que parece ter explicações de tectonismo regional relacionados à Estrutura de Pitanga. Dessa forma, os dados aqui apresentados indicam que a Formação Rio Claro tenha sido depositada entre 10 e 20 Ma, assim pertencendo ao Mioceno.

Recomenda-se aplicar o método em testemunhos de sondagem já que os afloramentos aqui estudados estão situados em erosões ou margens de ferrovias e, portanto, vulneráveis à intempéries. As seções aqui levantadas atingiram até 15m de espessura, enquanto de acordo com a literatura, a Formação Rio Claro pode chegar aos 30m. Dessa forma, as rochas analisadas estariam frescas, além de conseguir amostrar toda a espessura da unidade.

Também é recomendado aplicar o paleomagnetismo em unidades correlatas à Formação Rio Claro, para confirmar se a rotação encontrada se repete e se é devido à neotectônica do bloco onde está o município de Rio Claro.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, A. N. A depressão periférica paulista: um setor das áreas de circundesnudação pós-cretácica na Bacia do Paraná. Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia, 1969.
- ALMEIDA F.F.M.DE, BRITO-NEVES B.B.DE, CARNEIRO C.D.R. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Sci Rev.*, vol. 50(1-2), pg 77-111, 2000.
- ARAB, P. B.; PERINOTTO, J. A. J; ASSINE, M. Grupo Itararé (P-C da bacia do Paraná) nas regiões de Limeira e Piracicaba-SP: Contribuição ao estudo das litofácies. *Geociências* (São Paulo), v. 28, n. 4, p. 501-521, 2009.
- ARAUJO, A. G., PAISANI, J. C., SCHRAGE, T. J., FEATHERS, J. K., HARTMANN, G. A., & RICCI, O. The “Lagoa do Camargo 1” Paleoindian site: some implications for tropical geomorphology, pedology, and paleoenvironments in Southeastern Brazil. *Geoarchaeology*, v. 32(6), pg 662-677, 2017.
- ASSINE, Mário L.; SOARES, Paulo C. Interação flúvio-eólica na Formação Pirambóia. *SBG, Simp. Geol. Sudeste*, v. 4, p. 65, 1995.
- ASSINE, M. L.; ZACHARIAS, A. Á.; PERINOTTO, J. A. J. Paleocorrentes, paleogeografia e seqüências deposicionais da Formação Tatuí, centro-leste do Estado de São Paulo. *Brazilian Journal of Geology*, vol. 33, pg. 33-40, 2003.
- BESSE, J.; COURTILLOT, V. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 107, n. B11, 2002.
- BJÖRNBERG, A. J. S., LANDIM, P. M. B. Contribuição ao estudo da formação Rio Claro (Neoceno-zóico). *Boletim Sociedade Brasileira de Geologia*. São Paulo, v. 15, n. 4, p. 43-67, 1966.
- FERREIRA, S. R.; CAETANO-CHANG, M. R. Datação das formações Rio Claro e Piraçununga por termoluminescência. *Rem: Revista Escola de Minas*, p. 129-134, 2008.
- FISHER, R.A. Dispersion on a sphere, *Proc. R. SOC. Lond., A*, v. 217, p. 295–305, 1953.
- FÚLFARO, V. J.; SUGUIO, K. A Formação Rio Claro (Neoceno-zóico) e seu ambiente de deposição. *O IGG*, v. 20, p. 45-60, 1968.
- FÚLFARO, V. J., SUGUIO, K. O Cenozóico paulista: gênese e idade. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Anais... Porto Alegre: SBG, v. 3. p. 91-101, 1974.
- GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SCHMITZ, M.; OGG, G. The Geologic Time Scale 2012: Elsevier, 1144 p, 2012.
- HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. *Boletim. Sociedade Brasileira Geologia. Núcleo de Minas Gerais, Belo Horizonte*, n. 11, p. 1-31, 1990.

HEINE, C., ZOETHOUT, J., MÜLLER, R. D.. Kinematics of the South Atlantic rift., 2013.

KIRSCHVINK, J.. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 62, p. 699–718, 1980.

LOWRIE, W.. Identification of Ferromagnetic Minerals in a Rock by Coercivity and Unblocking Temperature Properties. *Geophysical Research Letters*, 17: 159-162, 1990.

MELO, M. S. de. A formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação neoceno-zóica na Depressão Periférica Paulista. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1995. 144f. (Tese de Doutorado).

MELO, M. S.; COIMBRA, A. M.; CUCHIERATO, G. Fácies sedimentares da Formação Rio Claro, neoceno-zóica da depressão periférica paulista. *Revista do Instituto Geológico*, v. 18, n. 1-2, p. 49-63, 1997.

MILANI, E. J. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanero-zóica do Gondwana sul-ocidental. Diss. Universidade Federal do Rio Grande do Sul., 1997.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.

OLIVA, A. Estudo hidrofaciológico do aquífero Rio Claro no município de Rio Claro-SP, 2006.

PENTEADO, M. M. A Bacia de Sedimentação de Rio Claro – Estado de São Paulo. *Geographica - Revista da Sociedade de Geografia de Lisboa*. Lisboa, v. 5, n. 17, p. 38-61, 1969.

PENTEADO, M. M. Geomorfologia do Setor Centro-Occidental da Depressão Periférica Paulista. São Paulo: USP - Instituto de Geografia, 1976. (Série Teses e Monografia n. 22).

PEREIRA, E.; CARNEIRO, C. D. R.; BERGAMASCHI S.; ALMEIDA, F. F. M. Evolução das Sinéclises Paleozoicas: Províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca, pg. 374-394, 2012.

PERINOTTO, J. A. J., et al. Nova contribuição ao conhecimento da formação Rio Claro (T) na Folha Rio Claro (SP). *Geociências*, p. 297-306, 2006.

PERINOTTO, J. A. J.; ZAINÉ, J. E. Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná na região de Rio Claro/Limeira/Piracicaba (SP). 2008.

RICCOMINI, C. Estilos estruturais da região do Domo de Pitanga, Bacia do Paraná, SP. *Boletim IG-USP. Publicação Especial*, n. 12, p. 93-94, 1992.

RICCOMINI, C. Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e área vizinhas. 100 f. (Livro Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

SALMAZO, G. O. Estudo geocronológico de sedimentos correlatos à Formação Rio Claro. 2015. 108 f. Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Faculdade de Engenharia, 2015. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/11449/144084>>.

SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28., 1974

SOARES, P. C. O limite glacial/pós-glacial do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 44, n. (Suplemento), p. 333-342, 1972.

SOARES, P. C., LANDIM, P. M. B. Depósitos cenozóicos na região centro-sul do Brasil. Notícia Geomorfológica. Campinas, v. 16, n. 31, p. 17-39, 1976.

SOUSA, M. O. L. Caracterização Estrutural do Domo de Pitanga – SP. 116 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 1997.

SOUSA, M. O. L. Evolução tectônica dos altos estruturais de Pitanga, Ártemis, Pau D'alto e Jibóia-Centro do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado em Geociências - Área de Concentração em Geologia Regional – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2002.

SOUSA, M. O. L. Evolução tectônica dos altos estruturais de Pitanga, Ártemis, Pau D'alto e Jibóia-Centro do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado em Geociências - Área de Concentração em Geologia Regional – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2002.

TORSVIK, T. H., VAN DER VOO, R., PREEDEN, U., MAC NIOCAILL, C., STEINBERGER, B., DOUBROVINE, P. V., ... & MEERT, J. G. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. Earth-Science Reviews, 114(3), 325-368, 2012.

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. Earth Planet. Sc. Lett., 121:333-348, 1994.

ZAINE, J. E. Geologia da formação Rio Claro na folha de Rio Claro (SP). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 90f. (Dissertação de Mestrado), 1994.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; APPI, V. T.; SANTOS NETO, E. V.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M. W.; KOLATA, D. R.; OLTZ, D. F.; EIDEL, J. J. (Ed.). Interior cratonic basins. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, pg. 681-708. 1990.