UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Fernanda Caetano de Mattos Bastos Cunha

Avaliação da influência de deformações rúpteis nos argilominerais em afloramento da Formação Resende (Bacia de Volta Redonda).

Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia)

UFRJ
Rio de Janeiro
2019

Fernanda Caetano de Mattos Bastos Cunha

Avaliação da influência de deformações rúpteis nos argilominerais em afloramento da Formação Resende (Bacia de Volta Redonda).

Trabalho Conclusão de Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário para obtenção do grau em Geologia.

Orientadores:

Prof. Dr. Helena Polivanov – Depto. Geologia/UFRJ

Fernanda Caetano de Mattos Bastos Cunha

Avaliação da influência de deformações rúpteis nos argilominerais em afloramento da Formação Resende (Bacia de Volta Redonda)./ Fernanda Caetano de Mattos Bastos Cunha. – Rio de Janeiro: UFRJ, Instituto de Geociências, 2019.

Orientador(es): Helena Polivanov

Trabalho Final de Curso: Graduação em Geologia – Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia.

1. Mineralogia das argilas
2. Bacia de Volta Redonda
3. Formação Resende

Fernanda Caetano de Mattos Bastos Cunha

Avaliação da influência de deformações rúpteis nos argilominerais em afloramento da Formação Resende (Bacia de Volta Redonda).

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário para obtenção do grau em Geologia.

Orientadores:

Prof. Dr. Helena Polivanov – Depto. Geologia/UFRJ

Aprovado em:

Por:

_____
Helena Polivanov, UFRJ

_____
Emilio Velloso Barroso, UFRJ

_____
Claudio Limeira Mello, UFRJ

UFRJ
Rio de Janeiro
2019

Agradecimentos

À todos, professores e amigos, que estiveram ao meu lado nessa jornada, tornando-a não só um período de aprendizagem “técnica-científica”, mas também social, de desenvolvimento como ser humano. Em especial àqueles amigos que se tornaram minha família durante esses 5 anos: Vívian, Lucas, Gabriela, Renata, Mayara, Jhonatha e Fabrício; e àqueles que foram minha base desde sempre: Yuri, Caio, Matheus, Júlia, Fabrício, Gabriel, Bianca, Carol, Victor e Eric.

À minha família, fonte renovável de força, amor e amparo. Meus irmãos, Débora e Igor, meu pai Wiliam e minha mãe, Nádia. A essa última, agradeço mais que a todos, por ser meu exemplo de mulher verdadeira, cheia de amor e força pra viver.

À Lydia, pelo carinho, paciência e parceria nos últimos anos, principalmente nos últimos meses. Também pelos puxões de orelha, sem os quais, sem dúvida, esse texto não seria concluído.

À minha orientadora, Helena Polivanov, que sempre esteve a minha disposição, me ajudando e orientando durante inúmeras tardes de inestimável aprendizagem. À banca do presente trabalho, os professores Emilio Velloso e Claudio Limeira.

E por último, e extremamente importante, à UFRJ, e a todos que fazem parte desta instituição de ensino público e gratuito de infinita qualidade, sem a qual essa oportunidade não existiria para mim.

Resumo

CUNHA, Fernanda. **Avaliação da influência de deformações rúpteis nos argilominerais em afloramento da Formação Resende (Bacia de Volta Redonda)**. Rio de Janeiro, 2019. 63p. Trabalho Final de Curso (Geologia) - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

A Formação Resende é uma unidade estratigráfica de idade paleogênica que constitui o principal preenchimento sedimentar das bacias de Resende e Volta Redonda no segmento central do RCSB. É caracterizada por uma sucessão sedimentar de arenitos feldspáticos pouco consolidados intercalados com lamitos esverdeados que encontra-se moderadamente a intensamente deformada. O presente trabalho visa realizar uma análise da mineralogia das argilas em um afloramento pouco consolidado da Formação Resende (Bacia de Volta Redonda), com o intuito de identificar e caracterizar uma possível influência da deformação rúptil na formação e distribuição desses minerais.

Para tal foi realizada uma revisão bibliográfica acerca da mineralogia e dos aspectos paleoambientais e paleodeposicionais da Formação Resende e o estudo da difração de raios X de 20 amostras coletadas no afloramento estudado. As camadas estudadas classificadas anteriormente como areníticas são predominantemente arenosas, mas apresentam quantidade significativa de argila com média de aproximadamente 20%. As camadas classificadas anteriormente como lamíticas apresentam quantidades consideráveis de argila, chegando a ter mais de 50%. Tanto nas amostras lamíticas quando areníticas a presença de esmectita e caulinita foi identificada em todas as amostras, enquanto a ilita foi identificada em teores muito baixos ou estava ausente. Os argilominerais tem origem detrítica e intempérica no afloramento estudado. A variação das proporções de esmectita e caulinita apontam para uma influência de F1 (falha principal a sul do afloramento estudado) no tipo de argilomineral intempérico formado, porém essa influência só pode ser observada dentro de uma mesma camada arenítica. A variação das proporções de ilita não mostraram relação com o plano de falha.

Palavras chave: Formação Resende; argilominerais; autigênese de argilominerais; DRX.

Abstract

CUNHA, Fernanda. **Avaliation of brittle deformation influence on clay minerals in an outcrop of the Resende Formation (Volta Redonda Basin)**. Rio de Janeiro, 2019. 63p. Trabalho Final de Curso (Geologia) - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

The Resende Formation is a paleogenic stratigraphic unity that belongs to Volta Redonda basin (RJ) characterized by poorly lithified feldspar sandstones interspersed with mudstones, and its deposits are found in moderate and intense deformation. The present work aims to perform an analysis of the clay minerals in a poorly consolidated outcrop of the Resende Formation (Volta Redonda Basin), and to identify and characterize a possible influence of tectonic structures on the formation and distribution of these minerals. In that order, a bibliographical review was carried out on the mineralogy, the paleoenvironmental and paleodepositional aspects of the Resende Formation, along with the X-ray diffraction study of 20 samples collected in the studied outcrop. The studied sandstones are predominantly sandy, but have a significant amount of clay with an average of approximately 20%. The mudstones are composed by considerable amounts of clay, reaching more than 50%. Both amudstaones and sandstones samples showed the presence of smectite and kaolinite in all samples, while the illite was identified at very low levels or was absent. The clay minerals may have detrital or autigenic origin in the studied outcrop. The variation on proportions of smectite and kaolinite points to an influence of F1 (the main fault north of the studied outcrop) on the type of autigenic clay formed, but this influence can only be observed within the same sandstone layer. The variation of the illite proportions showed no relation with the fault plane.

Keywords: Resende Formation; clay minerals; clay authigenesis; DRX

Lista de figuras

Figura 1 – Mapa com localização do afloramento estudado na cidade de Volta Redonda. Coordenadas em WGS 84. 4

Figura 2: Conjunto de bacia sedimentares inseridas no contexto tectônico do RiftContinental do Sudeste do Brasil (modificado por Sanson, 2006). 5

Figura 3: Mapa geológico da bacia de Volta Redonda integrado ao embasamento. As informações sobre o embasamento foram compiladas por Negrão (2014) de acordo com PRONAGEO – CPRM/UERJ (2007). 7

Figura 4: Coluna litoestratigráfica e fases tectônicas da bacia de Volta Redonda. Extraído de Negrão et al., 2015. 10

Fig. 5 – Conformação dos tetraedros (a) e octaedros (b) que compõem a estrutura dos argilominerais (modificado de Al-Ani e Sarapää, 2008). 11

Fig. 6 – Estrutura das camadas que compõem os argilominerais de estrutura 1:1 (a), e os de estrutura 2:1 (b) (Al-Ani; Sarapää, 2008). 12

Fig. 7 – Afloramento em estudo com destaque para os contatos litológicos e as estruturas tectônicas mais evidentes. Extraído de Maciel 2016. 19

Fig. 8 – Plano de falha F1 completamente ferruginizado. Em A observa-se o plano limitando conjuntos litológicos distintos, diferença evidenciada pela variação no grau de oxidação entre as rochas dos blocos Alto e Baixo; em B o plano ferruginizado está evidenciado sendo possível observar estrias indicativas de movimentação vertical. Retirada de Maciel, 2017. 20

Fig. 9 - Identificação no afloramento do sistema de gráben e horst, das falhas principais (F1 e F2), do aglomerado de bandas analisado e da camada selecionada para amostragem. Retirado de Galvão (2018). 21

Figura 10 – Figura 10 – Difratogramas (amostra natural em preto, glicolada em azul e aquecida em vermelho) obtidos para a amostra IIE12 exemplificando a ausência de detecção da ilita no difratograma da amostra natural. 23

igura 11 – Procedimento de remoção do background dos difratogramas, mostrando o difratograma original em A, e após a remoção em B. Destaque para o menu e ferramentas utilizadas. 24

Figura 12 – Figura 12 – Procedimento de cálculo dos valores das áreas sobre os picos do difratograma com o software EVA. Destaque para as ferramentas utilizadas e seleções realizadas (em vermelho) e do resultado obtido (em verde). 25

Figura 13 – Exemplificação do cálculo usado para semi-quantificação dos argilominerais. Cálculo da proporção de esmectita na amostra E15. 26

Lista de tabelas

Tabela 1 - Análise petrográfica quantitativa por contagem de pontos das amostras estudadas no afloramento Rodovia do Contorno. Retirado de Galvão (2018). 20

Tabela 2 – Argilominerais identificados nos difratogramas das 14 amostras coletadas em diferentes camadas e litologias. 27

Tabela 3 – Resultado da análise semi-quantitativa por DRX da mesma camada arenítica 28

Tabela 4 – Resultado da análise dos difratogramas das amostras selecionadas em diferentes camadas e litologias. 30

Sumário

Agradecimentos v

Resumo vi

Abstract vii

Lista de figuras viii

Lista de tabelas x

Sumário xi

1. INTRODUÇÃO 1

2. OBJETIVOS 2

3.ÁREA DE ESTUDO 3

3.1. Localização 3

3.2. Geologia Regional 5

3.3. Estratigrafia e Evolução Tectônica da Bacia da Volta Redonda 8

4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 11

4.1 Argilominerais 11

4.2 Tipos de formação dos argilominerais 13

4.3 Argilominerais em arenitos 15

4.4 Controle estrutural na formação de argilominerais 16

4.5 Argilominerais da Formação Resende 17

4.6 Afloramento Rodovia do Contorno (Formação Resende, Bacia de Volta Redonda) 19

5.METODOLOGIA 22

6. RESULTADOS 27

6.1. Mineralogia das argilas por DRX 27

6.2 Análise semi-quantitativa por DRX da mesma camada arenítica 27

6.3 Análise semi-quantitativa por DRX das amostras em diferentes camadas e litologias 30

7.DISCUSSÕES 35

7.1 Origem dos argilominerais no afloramento estudado 35

7.2 Influência da falha na mineralogia das argilas 36

8.CONCLUSÕES 39

9.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 41

1. INTRODUÇÃO

Os depósitos da Formação Resende compreendem grande parte do registro sedimentar paleogênico das bacias do segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, (Riccomini *et al*., 2004). Parte de sua sucessão sedimentar é composta por camadas pouco consolidadas e deformadas de lamitos, conglomerados, brechas, vaques e arenitos feldspáticos, sendo os últimos estudados como análogos às rochas de alguns reservatórios (Albuquerque *et al*., 2003, Sanson et al., 2006; Negrão et al., 2015).

Falhas geológicas podem influenciar de formas distintas a percolação de fluidos em um pacote rochoso. Essas feições podem atuar tanto como dutos quanto como barreiras ao fluxo desses fluidos, podendo impactar diretamente nas características petrofísicas de um maciço rochoso, bem como na formação de argilominerais.

Argilominerais são quase onipresentes na crosta da terra e seu estudo pode oferecer informações únicas sobre processos que atuaram na conformação atual da Terra e sua história (Eberl, 1984). Além disso, a presença e quantidade dos argilominerais, o seu padrão de distribuição e a sua morfologia têm efeitos significativos em diferentes características das rochas areníticas, tais como porosidade, permeabilidade e condutividade elétrica (Worden; Morad, 2003).

Através da revisão bibliográfica de estudos já realizados na Formação Resende (Bacia de Volta Redonda) acerca dos argilominerais presentes e da análise dos resultados de DRX de amostras coletadas em um afloramento da Formação Resende, o presente trabalho tem como objetivo analisar a mineralogia da argila de uma seção aflorante da Formação Resende (Bacia de Volta Redonda), debater hipóteses a respeito de suas origens e uma possível relação com as feições de deformação rúptil que afetam essa seção.

2. OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho é analisar os argilominerais de uma seção aflorante da Formação Resende (Bacia de Volta Redonda) e complementarmente buscar a sua relação com as feições de deformação rúptil que afetam essa seção, bem como debater hipóteses a respeito de suas origens e formação.

3. ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização

O afloramento estudado no presente trabalho está localizado na borda sul do Gráben de Casa de Pedra, principal depocentro da bacia de Volta Redonda (RJ). Localizado em terreno privado, às margens da Rodovia do Contorno, o acesso ao afloramento se dá a partir da Rodovia dos Metalúrgicos (VRD-001) ou pela Rodovia Lúcio Meira (BR-393) (Fig. 1). As coordenadas do afloramento são UTM (WGS84) 0597428E/7507066S, Zona3.

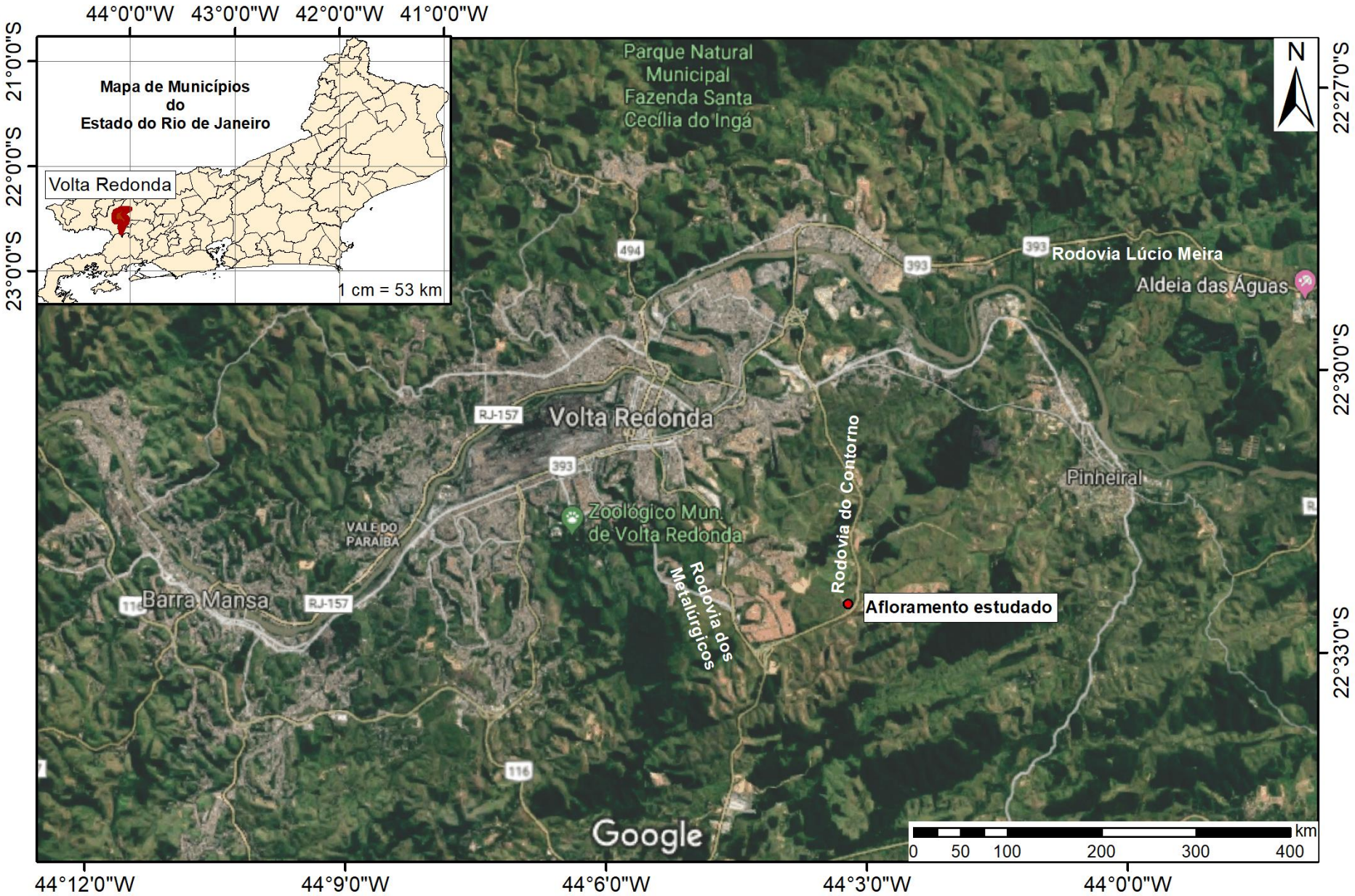


Figura 1 - Mapa com a localização do afloramento estudado à sul da cidade de Volta Redonda. Coordenadas em WGS 84.

3.2 Geologia regional

O *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) tem uma extensão de aproximadamente 900km. Está situado entre as cidades de Tijucas do Sul, no estado do Paraná, e o litoral norte do estado do Rio de Janeiro, alcançando o Oceano Atlântico em suas terminações sudoeste e nordeste. Desenvolve-se como uma faixa estreita e deprimida, alongada segundo a direção ENE, seguindo a linha de costa atual, e distando desta cerca de 70km em média (Riccomini, 1989; Riccomini *et al*., 2004).

A Bacia de Volta Redonda está situada no segmento central do RCSB, localizado na região do médio vale do rio Paraíba do Sul, tendo como limites a Serra do Mar, a sul, e a Serra da Mantiqueira, a norte. Nesse mesmo segmento encontram-se as Bacias de São Paulo, Taubaté e Resende a leste da Bacia de Volta Redonda (Fig. 2) (Riccomini, 1989; Riccomini *et al*., 2004).

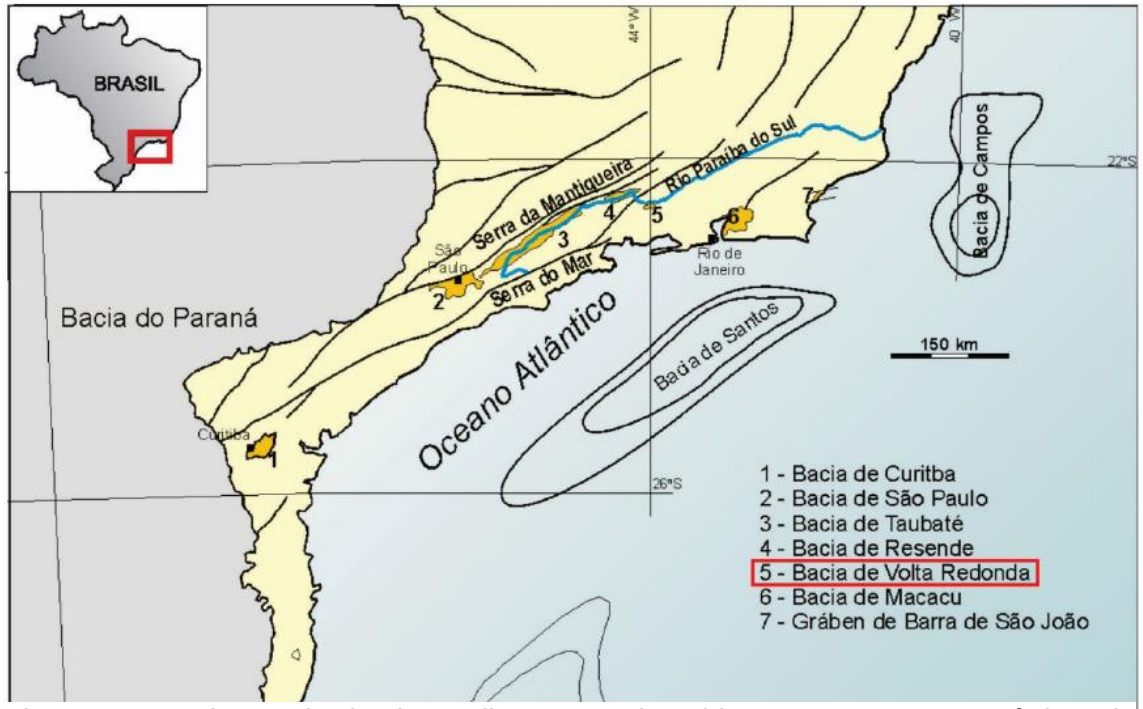


Figura 2: Conjunto de bacia sedimentares inseridas no contexto tectônico do *Rift*Continental do Sudeste do Brasil (modificado por Sanson, 2006).

O embasamento da Bacia de Volta Redonda é composto por terrenos proterozoicos a eopaleozoicos do segmento central da Faixa Ribeira. Essas

unidades são caracterizados por complexos ortoderivados paleoproterozoicos, complexos paragnáissicos neoproterozoicos e suítes intrusivas neoproterozoicas a eopaleozoicas que seguem um *trend* NE-SW, característico da estruturação regional da Faixa Ribeira (Heilbron *et al.* 2004) (Fig. 3).

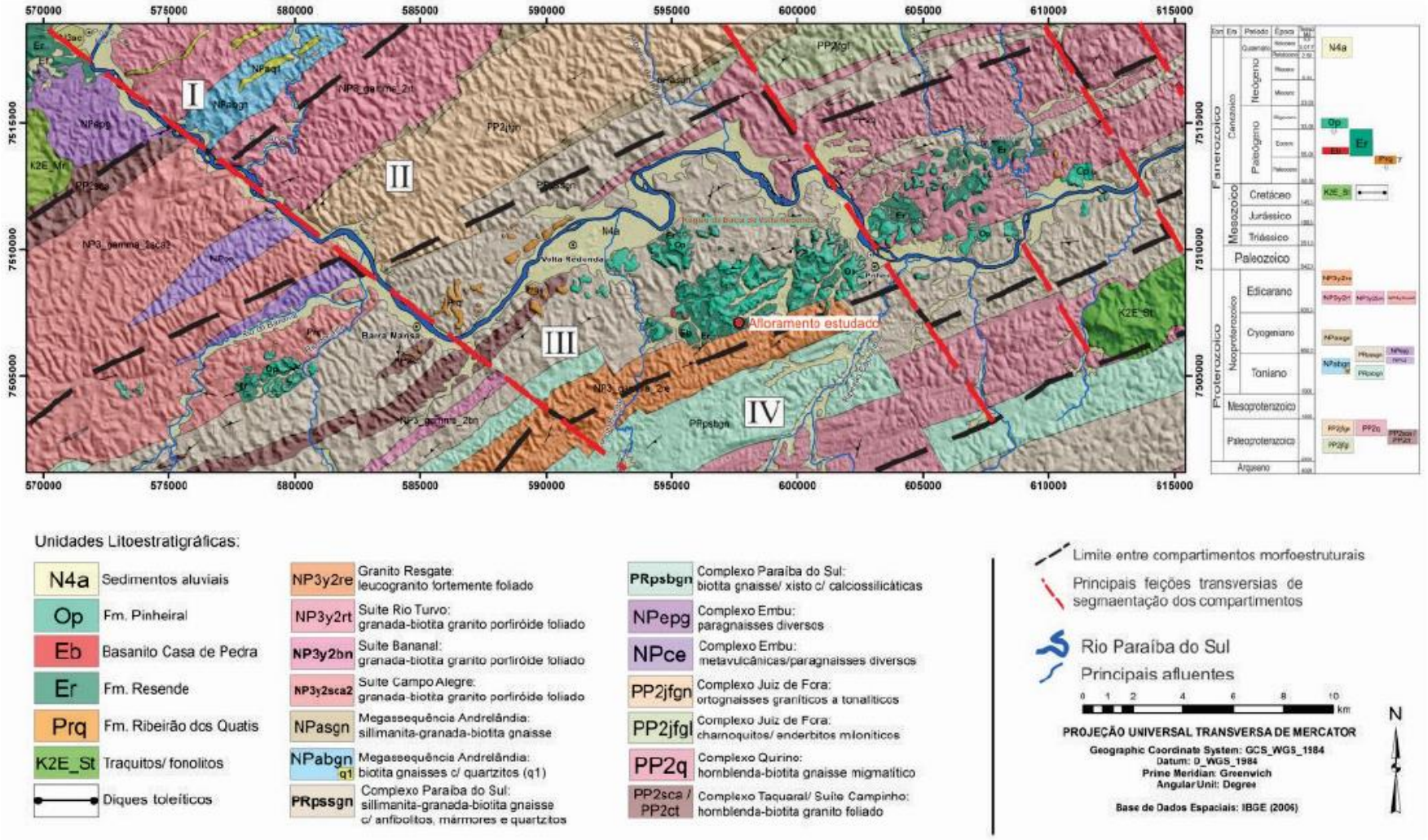


Figura 3: Mapa geológico da bacia de Volta Redonda integrado ao embasamento. As informações sobre o embasamento foram compiladas por Negrão (2014) de acordo com PRONAGEO – CPRM/UERJ (2007).

3.3 Estratigrafia e Evolução Tectônica da Bacia de Volta Redonda

Segundo Sanson (2006) e Negrão *et al*. (2015) a litoestratigrafia dos depósitos sedimentares paleogênicos da Bacia de Volta Redonda podem ser divididos em três unidades sedimentares: Formação Ribeirão dos Quatis, Formação Resende e Formação Pinheiral. (Fig. 4)

A Formação Ribeirão dos Quatis representa a unidade mais antiga, de idade cenozoica, tendo sido depositada na transição entre o paleoceno e o eoceno. Seus depósitos ocorrem sobre um embasamento cristalino pré-cambriano arrasado, associada à fase pré-rifte da evolução da Bacia de Volta Redonda e constituem o registro de um antigo sistema fluvial de tipo entrelaçado de alta energia. São constituídos por conglomerados quartzosos médios a grossos, ocorrendo intercalações de arenitos feldspáticos e ainda, de forma subordinada, pelitos (Sanson *et al*., 2006; Sanson, 2006; Negrão *et al*., 2015).

A Formação Resende é caracterizada por depósitos de arenitos feldspáticos e conglomerados finos com estratificações cruzadas, formados em um contexto de canais fluviais entrelaçados, com a contribuição de lamitos arenosos e arenitos lamosos, esverdeados, formados por fluxos de detritos em um contexto distal de leques aluviais e planícies de inundação, enquanto que, em suas porções proximais, nas adjacências da borda ativa, ocorrem depósitos formados exclusivamente por processos gravitacionais (Sanson*et al*., 2006; Negrão *et al*., 2015).

A unidade Basanito Casa de Pedra corresponde a derrames de rocha vulcânica ultramáfica alcalina dispostos próximos a base dos depósitos da Formação Resende que datam, através do método Ar-Ar entre 48,3 ± 0,5 e 47,6 ± 0,7 Ma (Eoceno médio) (Riccomini *et al*., 2004).

A Formação Pinheiral finda o preenchimento sedimentar paleogênico da Bacia de Volta Redonda e acredita-se que tenham se depositado em um intervalo entre o Eoceno médio e o Oligoceno inicial, como resposta a novos pulsos tectônicos dentro do evento tectônico paleogênico de direção NW-SE.

Corresponde ao registro de depósitos típicos de canais fluviais entrelaçados associados a expressiva sedimentação pelítica em períodos de afogamento do complexo de canais (Sanson *et al*., 2006; Negrão *et al*., 2015).

Sobre os depósitos paleogênicos estão assentados depósitos areno-argilosos que compõe a cobertura neogênica, além de sedimentos quaternários, representados por depósitos coluviais e aluviais, preservados nos vales fluviais e cabeceiras de drenagem (Negrão *et al*., 2015).

Riccomini (1989), Riccomini *et al*. (2004) e Sanson (2006) reconhecem 4 eventos tectônicos durante a evolução do RCSB: E1-Extensão 1, sendo relacionado a abertura e formação do *Rift*; TS, TD e E2, eventos deformadores do RCSB.

O primeiro evento (E1-Extensão 1), no Eoceno-Oligoceno, corresponde à ação de esforços distensivos de direção NNW-SSE. Falhas normais foram reativadas a partir de antigas zonas de cisalhamento do embasamento de direção NE a ENE (Riccomini, 1989; Riccomini *et al*., 2004).

O evento TS ocorre entre o Oligoceno e Mioceno, afetando somente os depósitos paleogênicos, não atingindo as coberturas neogênicas e quaternárias (Sanson, 2006). Caracteriza uma transcorrência sinistral de direção E-W, com distensão NW-SE e, localmente, compressão NE-SW. Associadas a este evento, foram caracterizadas falhas normais apresentando direções NE-SW e NNE-SSW, falhas sinistrais normais e normais sinistrais NE-SW e NW-SE, e falhas normais dextrais e dextrais normais NNE-SSW e NNW-SSE (Riccomini *et al*., 2004; Sanson, 2006).

O segundo evento deformador TD compreende uma transcorrência dextral E-W, com compressão NW-SE, de idade pleistocênica superior, gerando estruturas a partir de esforços extensionais NE-SW e compressivos NW-SE (Riccomini *et al.*, 2004; Sanson, 2006). Neste evento, segundo Riccomini *et al.*, (2004), teriam sido afeiçoados os altos estruturais que atualmente separam o registro sedimentar paleogênico em bacias isoladas.

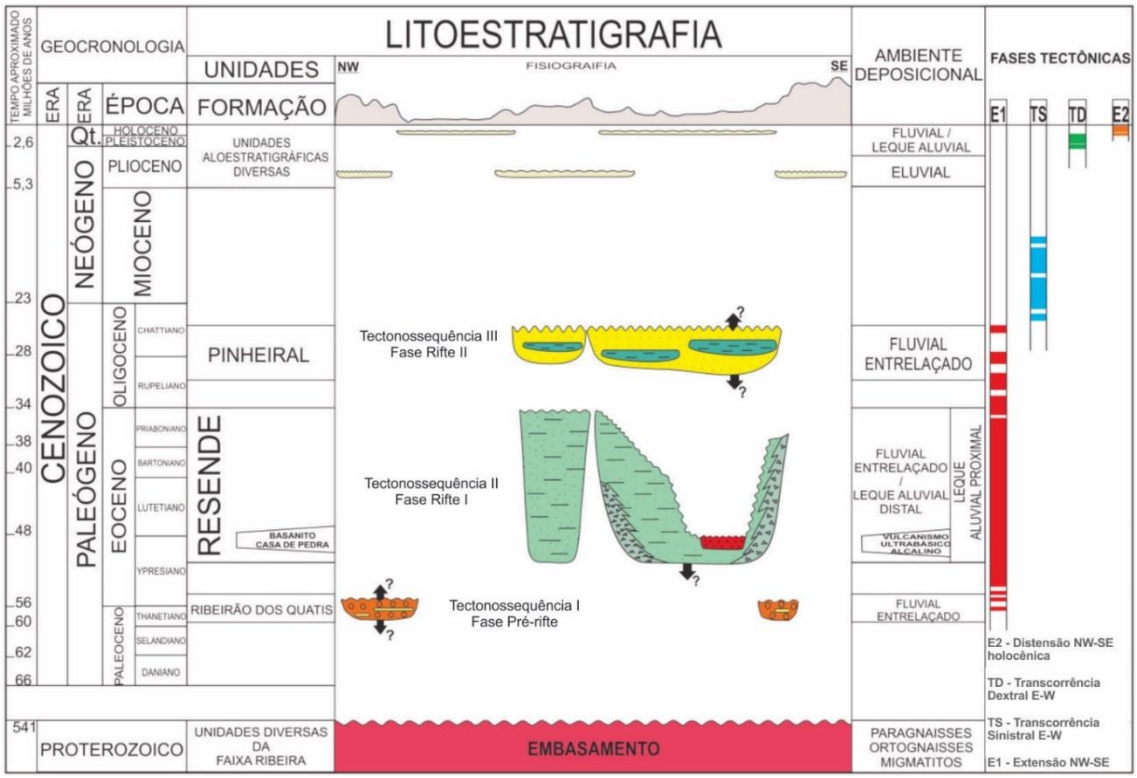


Figura 4: Coluna litoestratigráfica e fases tectônicas da bacia de Volta Redonda. Extraído de Negrão et al., 2015.

O evento seguinte E2, de idade holocênica, corresponde a uma distensão de direção NW-SE responsável pelo contorno atual da distribuição dos sedimentos. É representado por falhas normais NNE-SSW, NE-SW e ENE-WSW, que afetam desde os depósitos paleogênicos até os sedimentos quaternários, geradas por um campo de esforços extensionais, de direção NW-SE (Riccomini *et al.*, 2004; Sanson, 2006).

4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo serão apresentados aspectos conceituais acerca dos argilominerais, como sua mineralogia e formação, com enfoque naqueles caracterizados no afloramento estudado: esmectita, caulinita e ilita. Além disso serão apresentadas obras de outros autores que foram utilizadas como referência para construção do presente trabalho.

4.1 Argilominerais

Argilominerais são silicatos de alumínio, ferro e magnésio hidratados, com estruturas cristalinas em camadas (filossilicatos) compostas por folhas contínuas de tetraedros de SiO_4, ordenados de forma hexagonal, condensados com folhas octaédricas de hidróxidos de metais tri e divalentes (Pinnavaia & Beall, 2001; Gomes, 1988).

Os vértices dos tetraedros e octaedros são ocupados por íons de oxigênio, podendo, nos octaedros, ocorrer também íons de hidroxila. O sítio central é ocupado por íons de silício ou alúminio, podendo ocorrer substituição por outros cátions, principalmente de ferro, cálcio, magnésio e potássio (Barton; Karathanasis, 2002) (Fig. 5).

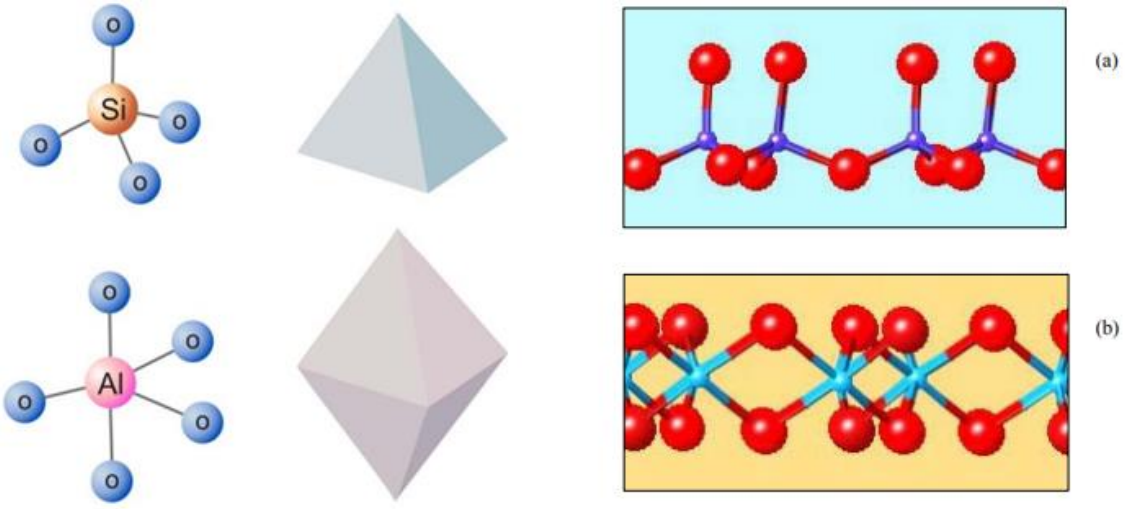


Fig. 5 – Conformação dos tetraedros (a) e octaedros (b) que compõem a estrutura dos argilominerais (modificado de Al-Ani e Sarapää, 2008).

Os argilominerais podem ser divididos de acordo com o empilhamento das suas unidades basais. Argilominerais de estrutura 1:1 tem suas camadas formadas pela ligação entre um tetraedro de silício e um octaedro de alumínio, entre essas camadas formam-se pontes de H; argilominerais de estrutura 2:1 tem suas camadas formadas pelo empacotamento de um octaedro de alumínio entre dois tetraedros de silício. Entre essas camadas existe, em geral, cátions mantendo-as unidas (Fig. 6) (Al-Ani; Sarapää, 2008).

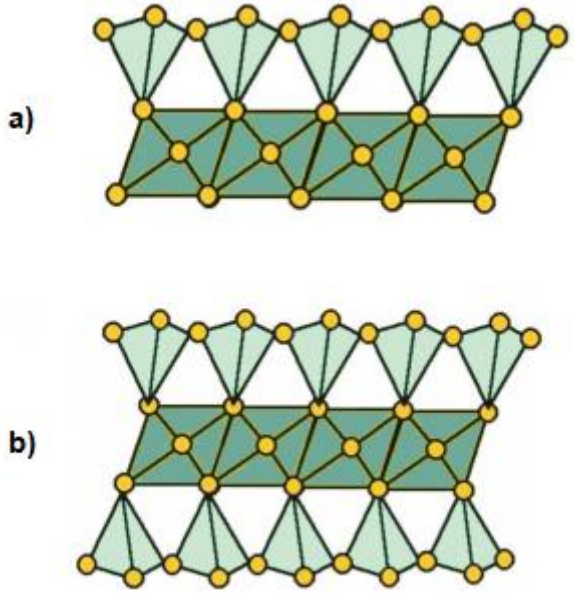


Fig. 6 – Estrutura das camadas que compõem os argilominerais de estrutura 1:1 (a), e os de estrutura 2:1 (b) (Al-Ani; Sarapää, 2008).

Segundo Worden e Morad (2003), existem 5 tipos dominantes de argilominerais em arenitos: caulinita, ilita, clorita, esmectita e interestratificados. A seguir serão apresentados os argilominerais típicos do afloramento estudado: esmectita, caulinita e ilita.

As esmectitas são um grupo de argilominerais de estrutura 2:1 e fórmula química geral $(0,5Ca,Na)_{0.7}(Al,Mg,Fe)_4(Si,Al)_8O_{20}(OH)_4.nH_2O$. Os cátions presentes no espaço entre camadas são móveis e refletem a química do último meio aquoso a ter contato com o mineral. Como resultado da mobilidade dos materiais entre camadas e a variação de sua hidratação as esmectitas apresentam características expansivas (Al-Ani; Sarapää, 2008, e Worden; Morad, 2003). Por apresentar elementos solúveis em sua estrutura as esmectitas tendem a se formar em ambientes que permitam o seu acúmulo. Climas áridos

e/ou condições de drenagem pouco eficientes são fatores que reduzem a lixiviação e favorecem a formação desses argilominerais (Eberl, 1984).

A caulinita é um grupo de argilominerais formado por camadas compostas majoritariamente de octaedros de alumínio associados a tetraedros de silício (podendo eventualmente ocorrer substituições nos sítios centrais dos tetraedros e octaedros), estrutura 1:1, e tem fórmula química $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ (Al-Ani; Sarapää, 2008, e Worden; Morad, 2003). A formação de caulinita se dá em ambientes úmidos com percolação de águas com baixo pH e alteração de aluminossilicatos como micas e feldspatos. Boas condições de drenagem resultam na lixiviação dos elementos solúveis e de maior parte da sílica, favorecendo a formação desse argilomineral (Worden; Morad, 2003).

A ilita é um argilomineral rico em K, de estrutura 2:1 e fórmula química $K_yAl_4(Si_{8-y},Al_y)O_{20}(OH)_4$. É formada majoritariamente por camadas de dois tetraedros de silício e um octaedro de alumínio (podendo ocorrer substituições nos sítios centrais dos tetraedros e octaedros) empilhadas por ligações O-K-O, com cátions K^+ no espaço entre camadas, o que reduz sua capacidade de expansão (Al-Ani; Sarapää, 2008; Worden; Morad, 2003; Velde, 1995). A ilita pode ser formada por processos intempéricos pela alteração de minerais pré existentes, pela diagênese por transformação e neoformação, ou por hidrotermalismo (Worden; Morad, 2003; Velde, 1995).

4.2 – Tipos de formação dos argilominerais

Eberl (1984) seguindo as ideias de Esquevin (1958) e Millot (1970), propõe que a origem dos argilominerais está relacionada a ação de três mecanismos em três diferentes ambientes geológicos.

Os mecanismos são: deposição, neoformação e transformação. Um argilomineral tem origem deposicional quando foi formado em outra área e se manteve inerte durante o transporte, deposição e diagênese da rocha, não reagindo com o meio e preservando sua mineralogia. O mecanismo de deposição pode ocorrer devido à baixa taxa das reações ou à estabilidade

química do argilomineral durante esses processos. Origem por neoformação significa que o argilomineral se formou a partir da reação de um material amorfo ou da precipitação de uma solução, enquanto a origem por transformação se dá quando o argilomineral formado ainda guarda estruturas do mineral a partir do qual se formou. A transformação pode ocorrer por: (i) trocas iônicas, na qual íons com ligações químicas fracas são trocados com outros disponíveis no meio; e/ou (ii) transformação da camada, no qual o arranjos das camadas de octaedros e tetraedros ou dos cátions entrecamadas são modificados (Eberl, 1984).

Os ambientes geológicos variam em termos de temperatura, pressão, composição química e tempo de reação e podem ser generalizados em três: intempérico, sedimentar e diagenético-hidrotermal. O ambiente intempérico é aquele situado na porção superior da crosta terrestre em sua interface com a atmosfera, ou próximo à ela, onde a temperatura e a pressão não tem grandes variações, mantendo-se próximas às condições da superfície terrestre. O ambiente sedimentar está inserido em uma área de depressão da crosta onde são depositados sedimentos. Refere-se a zona próxima à superfície onde ocorre a deposição, essa superfície geralmente encontra-se próxima ou abaixo do nível de água de um oceano ou lago. O ambiente diagenético-hidrotermal inclui todas as zonas onde os sedimentos tiveram contato com fluidos hidrotermais. Em geral se desenvolve com o soterramento dos sedimentos gerando acréscimos significativos nos valores de P e T (Eberl, 1984).

Apesar de existirem associações mais comuns de mecanismos e ambientes os três tipos de mecanismo podem estar presentes nos diferentes tipos de ambiente geológicos, resultando em nove possibilidades para a evolução dos argilominerais. Geralmente há o domínio de deposição no ambiente sedimentar, onde as reações são lentas, enquanto a transformação, um mecanismo que depende de maiores quantidades de energia envolvida nas reações, prevalece nas condições de altas P e T dos ambientes diagenéticos-hidrotermais. O ambiente intempérico acontece entre esses dois extremos e é comum o desenvolvimento dos três tipos de mecanismo (Eberl, 1984).

4.3– Argilominerais em arenitos

O transporte e deposição de sedimentos são controlados por leis hidrodinâmicas, e dependem, majoritariamente da velocidade do fluxo, do diâmetro, tamanho e densidade do grão. Segundo essas leis, grãos de fração argila não seriam depositados junto a grãos de fração areia. Uma exceção pode ser feita quando há uma queda brusca na velocidade do fluxo, o que pode ocorrer em alguns depósitos turbidíticos, glaciais e de fluxo de detritos (Worden; Morad, 2003).

Segundo Worden e Morad (2003) existem 8 mecanismos principais pelos quais argilominerais são incorporados em arenitos, sendo 4 desses mecanismos sin deposicionais e 4 pós-deposicionais.

Os mecanismos sin deposicionais são:

1 – fragmentos de rochas ricos em argilominerais formados fora da bacia (alóctones): grãos de areia alóctones ricos em argilominerais incluem fragmentos de rochas sedimentares e metamórficas de baixo grau. Além disso, minerais e rochas de alta temperatura podem ser convertidos em outros, de baixas temperaturas, como argilominerais, sem que ocorra a completa desagregação do material, originando fragmentos líticos ricos em argilominerais que podem ser depositados junto a partículas de areia.

2 – fragmentos de rocha ricos em argilominerais formados na bacia (autóctones): agregados de minerais de argila podem se formar através da erosão de um substrato argiloso durante a deposição de uma camada arenosa, formando fragmentos autóctones ricos em argilominerais. Os intraclastos podem ocorrer durante a migração de canais fluviais, ou em regimes transgressivos, sendo normalmente associados a ambientes fluviais e deltaicos.

3 – Partículas de lama floculadas ou pelotas fecais: partículas de lama suspensas em um fluido, podem flocular e a coalescer. Isso pode ocorrer devido a interação física entre as partículas e o fluido, ou pela ação de agentes biológicos, originando, por exemplo, pelotas fecais.

4 – capas de argila herdadas nos grãos de areia: capas de argila podem ter origem detrítica, ocorrendo predominantemente como filmes de argila em volta dos grãos de areia. Em ambientes áridos essas capas se formam com a aderência de partículas de argila carreadas pelo vento à superfície de grãos úmidos de areia.

Os mecanismos pós-deposicionais são:

5 – incorporação pós-deposicional por bioturbação ou infiltração de argila: Organismos podem enterrar-se no sedimento e permitir a mistura de camadas argilosas e areníticas. A percolação na zona vadosa de fluxos ricos em argilas suspensas resulta na filtragem da argila e sua incorporação ao sedimento como capas nos grãos de areia. A infiltração de argila geralmente está relacionada a ambientes fluviais e deltaicos, onde prevalecem fluidos ricos em argilas suspensas.

6 – produto de reações eogenéticas: reações que ocorrem na superfície ou próximas à ela.

7 – produto de reações mesogenéticas: reações que ocorrem durante o soterramento até o limite do metamorfismo.

8 – produto de reações telogenéticas: reações que ocorrem quando há inversão da bacia e entrada de água da superfície.

4.4– Controle estrutural na formação de argilominerais

Outros trabalhos já foram realizados no sentido de estudar a ocorrência de controles estruturais na mineralogia e distribuição dos argilominerais.

Maciel *et al* (2018) caracterizaram um controle estrutural na autigênese dos argilominerais em arenitos arcoseanos pouco consolidados e deformados da bacia Rio do Peixe. Segundo os autores a catáclase dos grãos e a redução da porosidade suprimiu o espaço onde os argilominerais se desenvolveriam e reduziu a permeabilidade, impedindo a percolação de águas meteóricas, resultando na diminuição, ou ausência dos argilominerais nas amostras deformadas, coletadas próximas aos núcleos de falha.

4.5– Argilominerais da Formação Resende

Sant'Anna (1999) estudou a geologia, mineralogia e gênese das esmectitas dos depósitos paleogênicos do RCSB, através de análises laboratoriais para caracterização mineralógica e geoquímica das esmectitas (petrografia, difração de raios-X, microscopia eletrônica de varredura, geoquímica de rocha total, e frações finas via ICP/AES e ICP/MS). Na seleção de suas amostras a autora privilegiou aquelas essencialmente argilosas e que se apresentavam sem sinais de alteração superficial e com pouca contribuição de feldspatos.

Segundo a autora no sistema de leques aluviais das Formação Resende a matriz dos sedimentos lamíticos é constituída essencialmente por esmectitas (beidellitas) de origem detrítica que ocorrem como placas de granulação grossa (> 5um) e bordas onduladas, compondo uma matriz maciça.

A origem destas esmectitas é atribuída a processos de neoformação atuantes durante a geração de paleossolos a partir da alteração das rochas pré-cambrianas do embasamento do RCSB, no Eoceno inferior a médio, quando as condições climáticas tendiam à aridez e o relevo havia sido aplainado pela Superfície Sul-Americana, no final do Cretáceo superior a Paleógeno. Também foram identificados produtos e feições eodiagenéticas, com a formação de esmectitas autigênicas (Sant'Anna, 1999).

O intemperismo químico atuou sobre os depósitos paleogênicos do RCSB desde sua deposição, tendo permitido a formação de halloysitas, calcretes pedogenéticos, crosta dura hematítica e gerações distintas de caulinitas (Sant'Anna, 1999).

Garcindo (2009) realizou a análise paleopedológica da Formação Resende. Segundo o autor, ao menos parte dos argilominerais tem origem autigênica. As esmectitas teriam se formado em condições predominantemente saturadas, impedindo a lixiviação excessiva de sílica durante a intemperização

dos minerais primários oriundos dos depósitos sedimentares, o que permitiria o processo de bissialitização (Garcindo, 2009).
Observando a redução da quantidade de esmectita em outro afloramento, mais próximo ao topo da formação Resende, o autor propõe que as caulinitas teriam sido formadas por processos de monossialitização, em ambientes semelhantes, porém com condições de drenagens mais eficientes em direção ao topo da Formação.

As ilitas podem ter sua origem associada com as esmectitas (em conjunto ao Mn e matéria orgânica) na neoformação de argilominerais interestratificados e suas pequenas proporções estariam relacionadas a fraca diagênese sofrida por esses depósitos (Garcindo, 2009).

Galvão (2018) fez algumas considerações acerca da origem dos argilominerais do afloramento estudado. Segundo o autor a caulinita identificada como intempérica tem sua origem relacionada à concentração de sílica e alumínio por lixiviação mineral em condições de drenagem eficientes. A caulinita de origem diagenética, potencializada pela quebra e esmagamento de grãos de feldspatos por ação tectônica, está relacionada a monossialitização de feldspatos em ambientes ácidos enriquecidos em silício e alumínio.

À formação de esmectitas atribui-se o processo de bissialitização em condição ambiental semelhante à de formação das caulinitas diagenéticas. Sua formação em detrimento ao desenvolvimento de ilita indica que o processo de diagênese se deu a baixas temperaturas. A formação de interestratificados irregulares de Ilita/Esmectita (I/S) está relacionada o processo de ilitização da esmectita durante o processo diagenético (Galvão, 2018).

4.6 - Afloramento Rodovia do Contorno (Formação Resende, Bacia de Volta Redonda)

O afloramento que é objeto de estudo do presente trabalho já foi estudado e caracterizado por diferentes autores.

Maciel (2016) caracterizou estratigráfica e estruturalmente o afloramento estudado. Na maior porção do afloramento a autora reconheceu depósitos típicos da Formação Resende, representados por intervalos extensos e tabulares de arenitos, conglomerados e lamitos. Foram identificados também, na porção superior norte do afloramento, arenitos da Formação Pinheiral (Fig. 7).

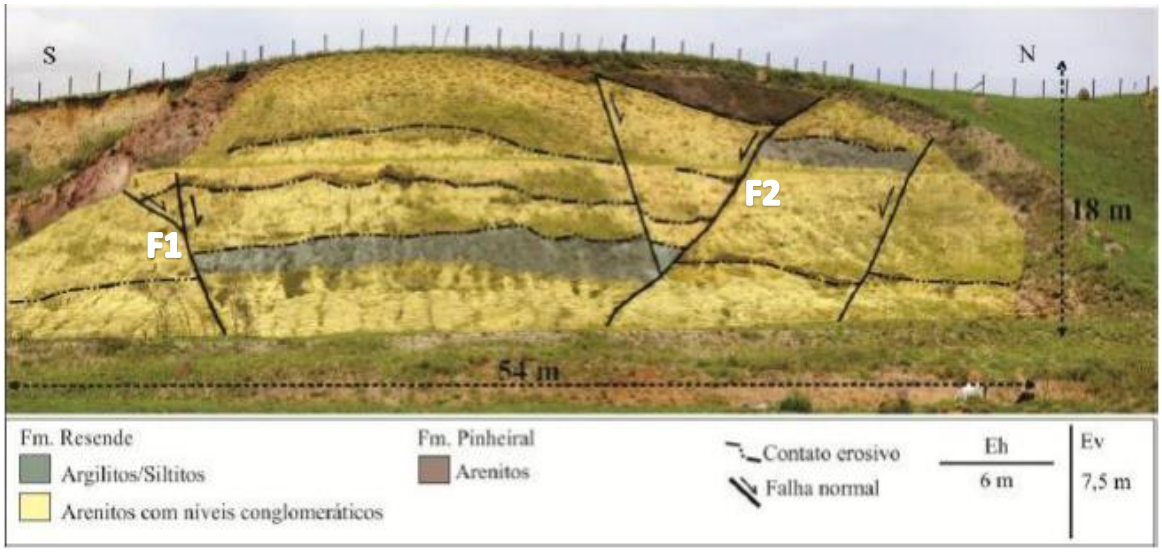


Fig. 7 – Afloramento em estudo com destaque para os contatos litológicos e as estruturas tectônicas mais evidentes. Modificado de Maciel, 2016.

Garcindo (2009) e Galvão (2018) realizaram análises petrográficas quantitativas por contagem de pontos para amostras da Formação Resende, sendo as amostras de Galvão coletadas no afloramento estudado. Os principais minerais identificados, em ordem de abundância, foram: quartzo monocristalino, K-feldspato, plagioclásio, muscovita e quartzo policristalino. Os resultados do segundo autor estão expostos na tabela 1.

Tabela 1 - Análise petrográfica quantitativa por contagem de pontos das amostras estudadas no afloramento Rodovia do Contorno. Retirado de Galvão (2018).

Composição Mineral	BA-3 *(2,0m)	BA-0 *(0m)			BB-1 *(0,5m)	BB-3 *(2,0m)	BB-5 *(7,5m)
		Setor Sul	Centro	Setor Norte			
Quartzo Total	**56,4%**	**56,2%**	**63,6%**	**63,9%**	**60,2%**	**54,9%**	**53,3%**
Quartzo monocristalino	51,0%	47,9%	53,6%	50,3%	54,8%	49,6%	40,7%
Quartzo policristalino	5,4%	8,2%	10,0%	13,5%	5,4%	5,3%	12,6%
Feldspato Total	**29,5%**	**29,5%**	**28,6%**	**31,6%**	**30,7%**	**33,6%**	**30,4%**
Microclina	10,1%	8,2%	6,4%	10,3%	9,6%	11,5%	11,1%
Ortoclásio	15,4%	15,8%	15,0%	16,8%	13,9%	15,0%	14,1%
Plagioclásio	0,7%	0,7%	1,4%	1,3%	1,8%	3,5%	3,0%
Não identificado	3,4%	4,8%	5,7%	3,2%	5,4%	3,5%	2,2%
Fragmentos Líticos Total	**9,4%**	**11,0%**	**2,9%**	**1,3%**	**5,4%**	**8,8%**	**14,1%**
Lítico plutônico	6,0%	8,9%	2,9%	0,6%	4,8%	8,0%	11,1%
Lítico metamórfico	3,4%	2,1%	0,0%	0,6%	0,6%	0,9%	3,0%
Mica Total	**4,7%**	**3,4%**	**5,0%**	**3,2%**	**3,6%**	**2,7%**	**2,2%**
Biotita	2,7%	1,4%	2,1%	1,9%	1,8%	1,8%	1,5%
Muscovita	2,0%	2,1%	2,9%	1,3%	1,8%	0,9%	0,7%
Total	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%

Maciel (2016) estudou a influência no padrão de cimentação das rochas por óxido de ferro e notou que as falhas possuíam grande influência. Segundo a autora o plano de falha encontra-se ferruginizado por completo, implicando que que a falha deve atuar como um componente de retardo para o fluxo de fluidos (Fig. 8).

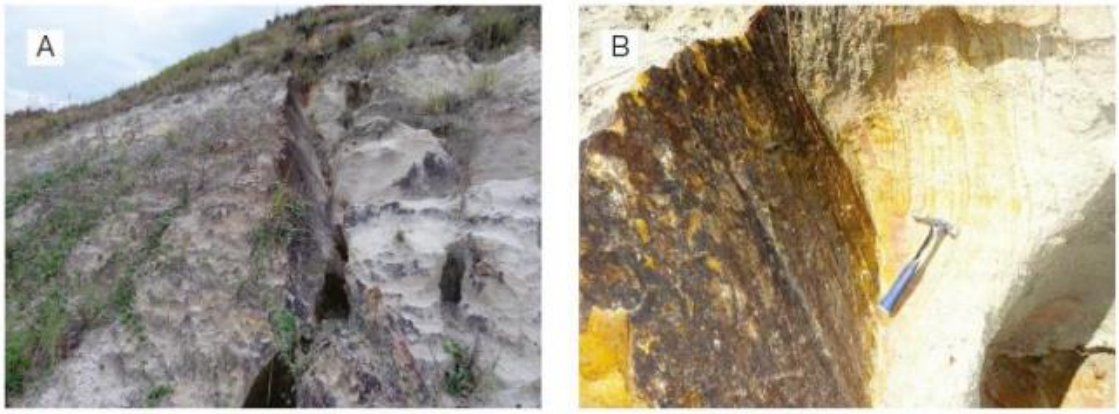


Fig. 8 – Plano de falha F1 completamente ferruginizado. Em A observa-se o plano limitando conjuntos litológicos distintos, diferença evidenciada pela variação no grau de oxidação entre as rochas dos blocos alto e baixo; em B o plano ferruginizado está evidenciado sendo possível observar estrias indicativas de movimentação vertical. Retirada de Maciel, 2017.

Galvão (2018) estudou uma camada arenítica cortada pelo plano de F1 (Fig. 9) e fez considerações acerca da influência da falha na granulometria do arenito e sua permeabilidade. Segundo o autor, o aumento da frequência da fração areia média, a diminuição da areia grossa e muito grossa e o decréscimo do porcentual de grãos de areia em direção ao plano de F1 evidenciam a atuação de processos de fraturamento de grãos, reduzindo a granulometria dos mesmos próximo ao plano de falha. Essa característica é bem observada no bloco baixo, enquanto no bloco alto seus efeitos foram atenuados devido à menor intensidade de deformação nesse bloco, apresentando variações sutis e não contínuas. Quanto à permeabilidade, no bloco baixo há uma redução da permeabilidade próximo ao plano da falha compatível com o esperado para arenitos pouco consolidados sob ação de catáclase (e.g. HEYNEKAMP et al., 1999; BALSAMO & STORTI, 2011; BALSAMO et al., 2010). No bloco alto, a queda dos valores de permeabilidade no ponto BB-0 (anexo 1) parece estar mais relacionada à pequena catáclase concentrada no plano de F1.

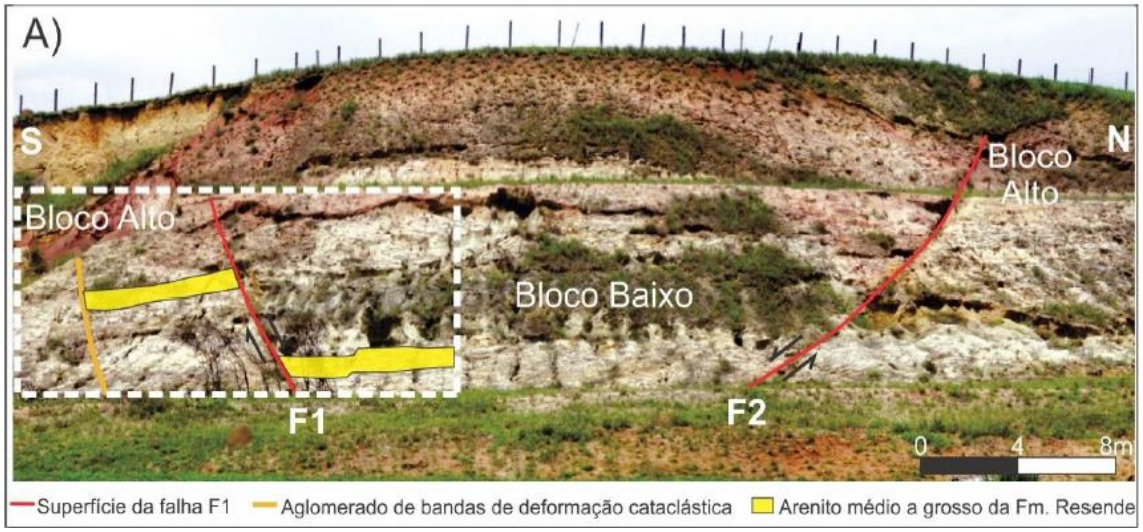


Fig. 9 - Identificação no afloramento do sistema de gráben e horste, das falhas principais (F1 e F2) e da camada selecionada para amostragem por Galvão (2018). Retirado de Galvão, 2018.

5. METODOLOGIA

Previamente foi coletado material no afloramento, em amostras deformadas, em 14 pontos sem controle de camada englobando diferentes litologias (anexo 1). Nesses materiais foi separada a fração argila por sedimentação e preparadas 14 lâminas orientadas nas condições natural, glicolada com etileno glicol e aquecidas em forno mufla na temperatura de 500ºC por 4 horas.

Nessas 14 amostras da fração argila foi realizada a caracterização qualitativa dos argilominerais por DRX utilizando-se difratômetro de raios X da marca Bruker do laboratório de solos e vias úmidas.

Anteriormente a este trabalho, Galvão (2018) identificou os argilominerais na fração argila de 6 amostras em uma camada de arenito deformada por F1 denominadas de BA-4, BA-3, BA-0, BB-1, BB-3, BB-5 (anexo 1) que serão utilizadas neste trabalho.

Selecionou-se para análises semi-quantitativas 17 amostras dentre as 20 estudadas a saber: BA-4, BA-3, BA-0, BB-1, BB-3, BB-5 (6 amostras da camada de arenito deformada por F1) e A3, A4. B5. VII8B, VI8C, V11B, IV11C, IIID12, E10, IIE12 e IF12 (11 amostras coletadas sem controle de camadas) (anexo 1). Essa semi-quantificação teve o objetivo de observar a variação na proporção entre os diferentes argilominerais estudados em relação a sua posição no afloramento. Para realização dessas análises utilizou-se o software EVA.

É importante ressaltar que foram utilizadas amostras orientadas nesse estudo, por isso não se deve considerar o valor absoluto obtido através da análise semi-quantitativa, apenas a variação desses valores.

Para as análises semi-quantitativas foram selecionadas as amostras glicoladas, uma vez que as amostras naturais nem sempre apresentavam os picos de ilita devido a suas pequenas concentrações (Fig. 10).

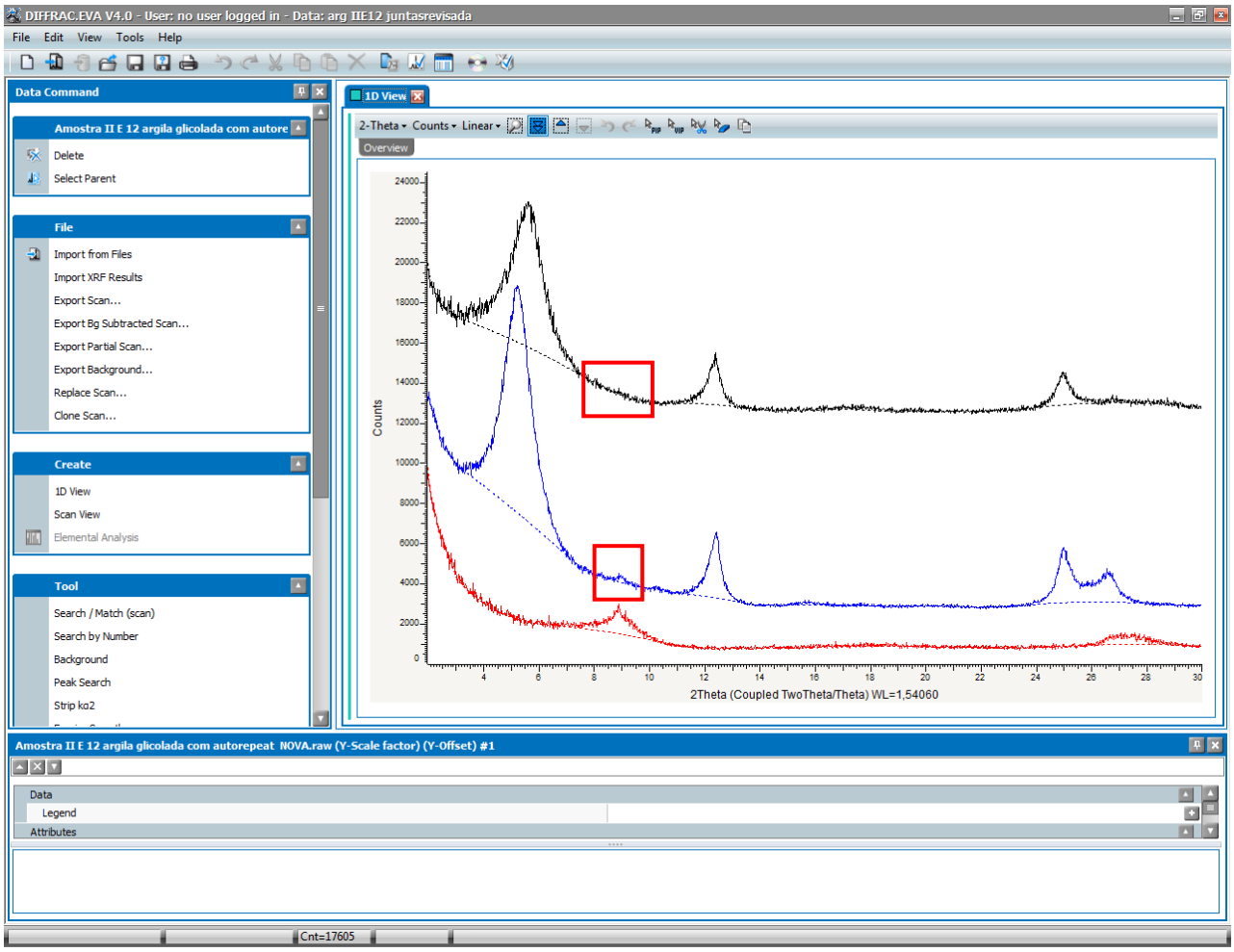


Figura 10 – Difratogramas (amostra natural em preto, glicolada em azul e aquecida em vermelho) obtidos para a amostra IIE12 exemplificando a ausência de detecção da ilita no difratograma da amostra natural.

No *software* EVA o primeiro passo para semi quantificar os argilominerais dos difratogramas é a eliminação do *background*, isso pode ser feito através da ferramenta "*Backgroung"* no menu "*Tool*" pela seleção da opção "*background subtracted*" (Fig. 11).

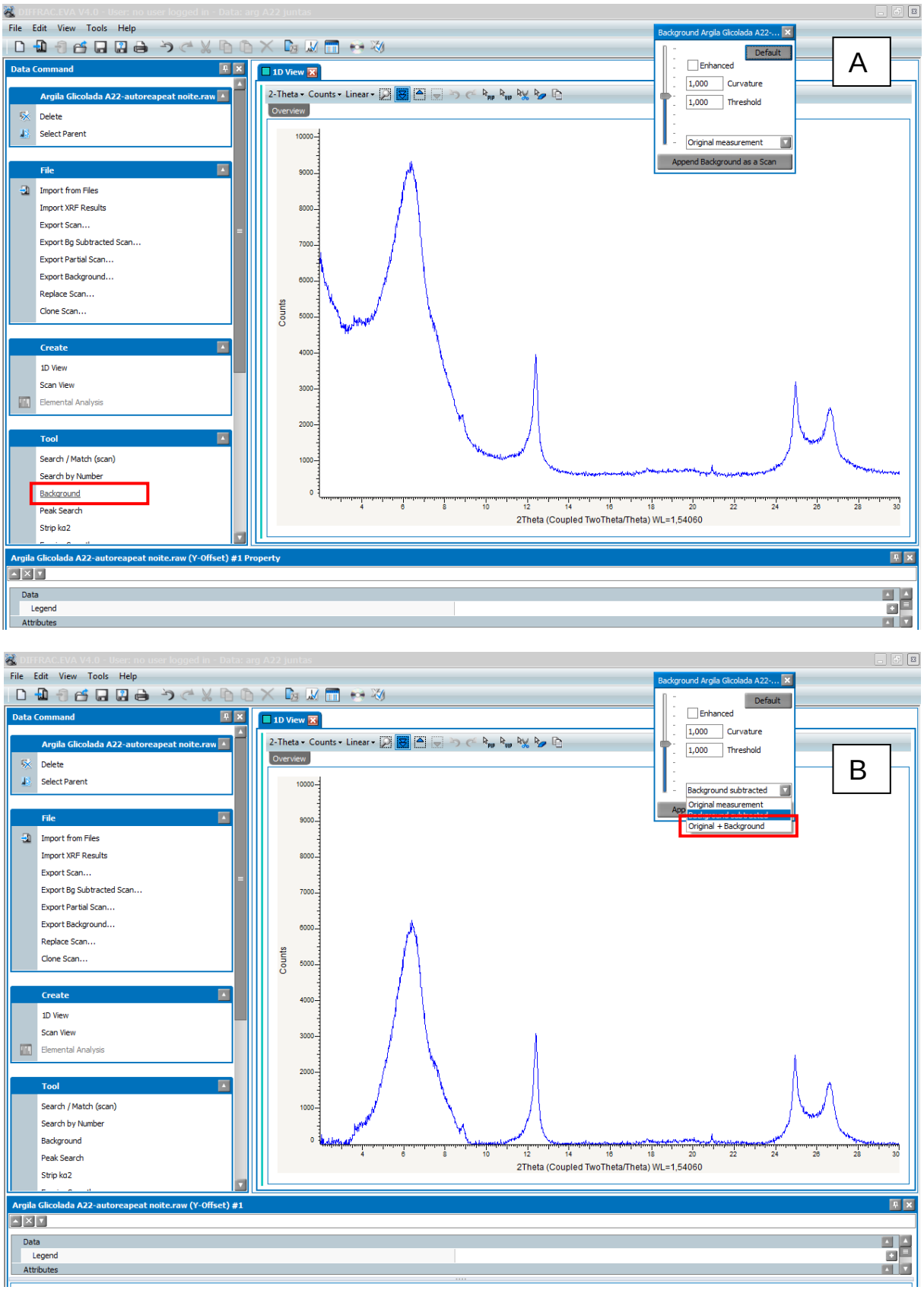


Figura 11 – Procedimento de remoção do background dos difratogramas, mostrando o difratograma original em A, e após a remoção em B. Destaque para o menu e ferramentas utilizadas.

Após a remoção do *background* calcula-se o valor da área sobre a curva de cada pico formado no difratogramas (*Net Area*). Isso é feito através da ferramenta "*Create Area*", localizada também no menu "*Tool*", selecionando-se a opção "*Select an Area*" e marcando no difratograma a área desejada (Fig. 12).

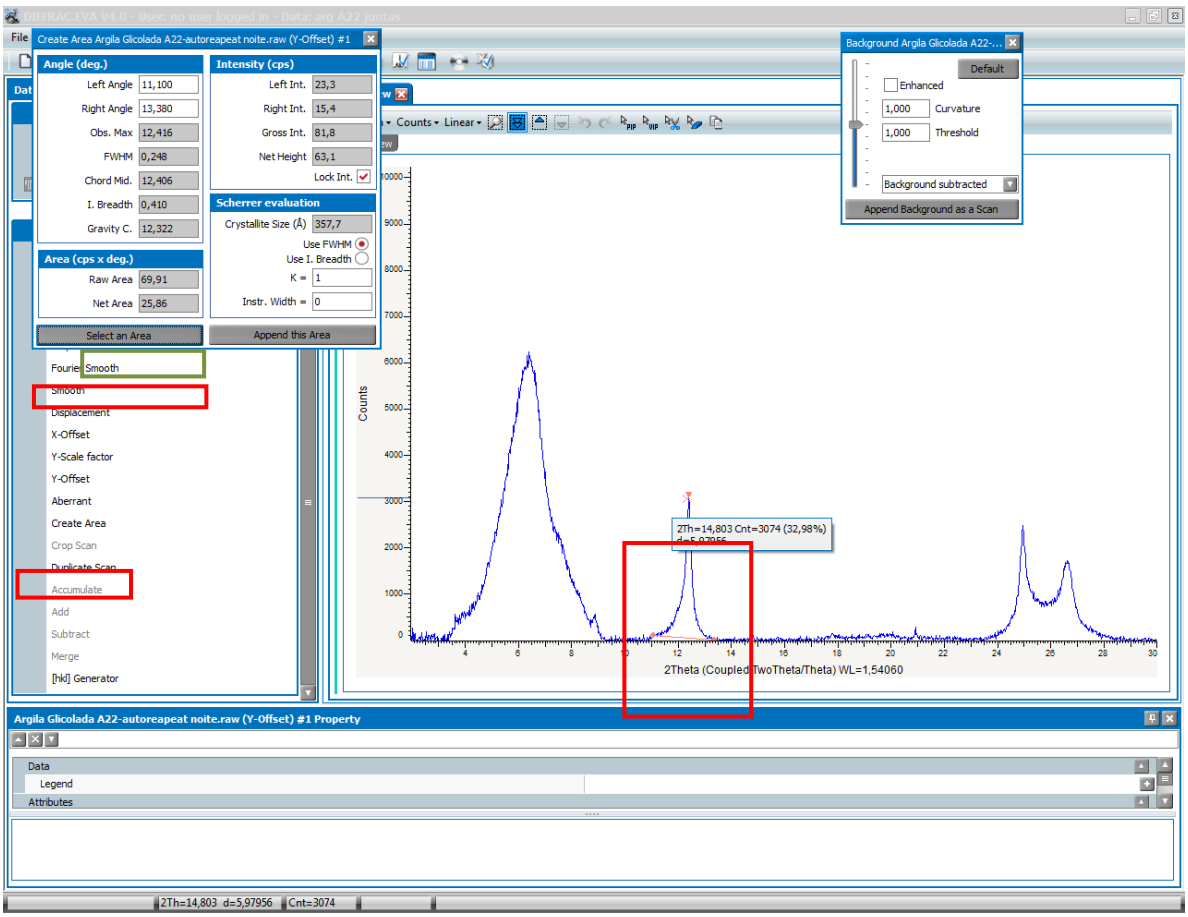


Figura 12 – Procedimento de cálculo dos valores das áreas sobre os picos do difratograma com o software EVA. Destaque para as ferramentas utilizadas e seleções realizadas (em vermelho) e do resultado obtido (em verde).

Após a obtenção dos valores de *net área* para os picos dos argilominerais, somam-se os valores para cada amostra e calcula-se a porcentagem que cada argilomineral representa em cada amostra através de uma regra de 3 simples (Fig. 13).

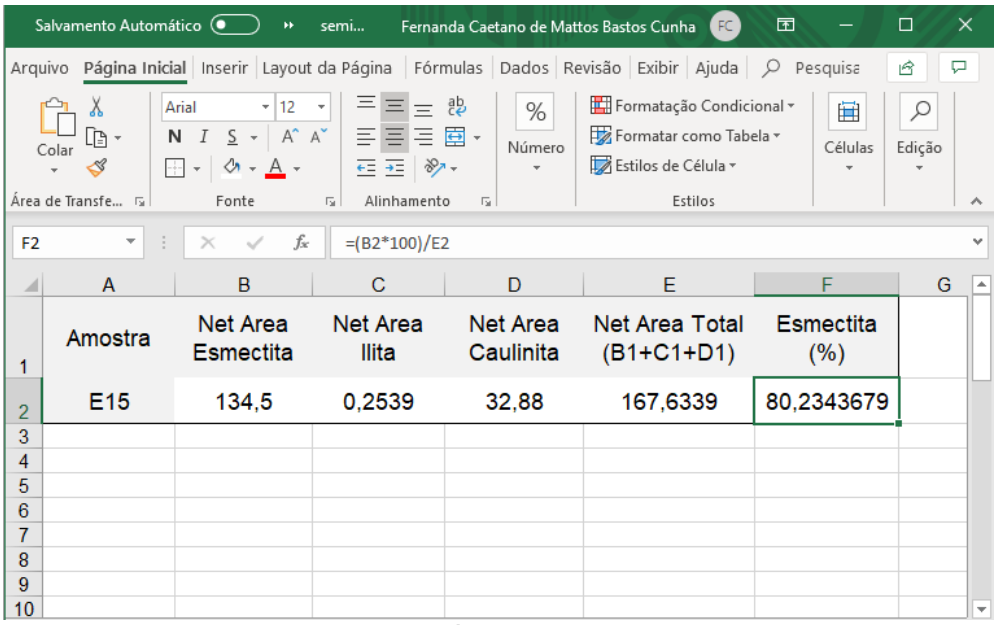


Figura 13 – Exemplificação do cálculo usado para semi-quantificação dos argilominerais. Cálculo da proporção de esmectita na amostra E15.

Para facilitar a visualização do comportamento dos valores semi-quantitativos obtidos foram plotados gráficos para variação da razão R, calculada entre as proporções de esmectita (S) e caulinita (K) (R = S/K).

6 – RESULTADOS

6.1 – Mineralogia dos argilominerais por DRX

Os difratogramas interpretados da fração argila das 14 amostras coletadas em diferentes camadas podem ser encontrados no apêndice 1. Os argilominerais identificados a partir desses difratogramas estão representados na tabela 2.

Tabela 2 – Argilominerais identificados nos difratogramas das 14 amostras coletadas em diferentes camadas e litologias.

Posição no Afloramento	Amostras	Litologia	Argilominerais Identificados
Bloco Alto de F1	A3	Arenito	Esmectita, Caulinita
	A4	Arenito	Esmectita, Caulinita
	B5	Brecha Intraformacional	Esmectita, Caulinita, Ilita
Bloco Baixo	E15	Siltito	Esmectita, Caulinita, Ilita
	IF12	Arenito	Esmectita, Caulinita, Ilita
	IIE12	Argilito	Esmectita, Caulinita, Ilita
	IIID12	Arenito	Esmectita, Caulinita
	IV11C	Siltito	Esmectita, Caulinita, Ilita
	E10	Conglomerado	Esmectita, Caulinita
	VI8C	Siltito	Esmectita, Caulinita, Ilita
	VII8B	Arenito	Esmectita, Caulinita, Ilita
	Clay Smear	Clay Smear	Esmectita, Caulinita, Ilita
	V11B	Arenito	Esmectita, Caulinita
Bloco Alto de F2	A22	Arenito	Esmectita, Caulinita, Ilita

6.2 – Análise semi-quantitativa por DRX da mesma camada arenítica

Os resultados das análises semi-quantitativas por DRX serão apresentados inicialmente para as 6 amostras que representam a mesma camada arenítica e separadamente para as outras 11 amostras selecionadas sem controle de camada englobando materiais areníticas e argilosos.

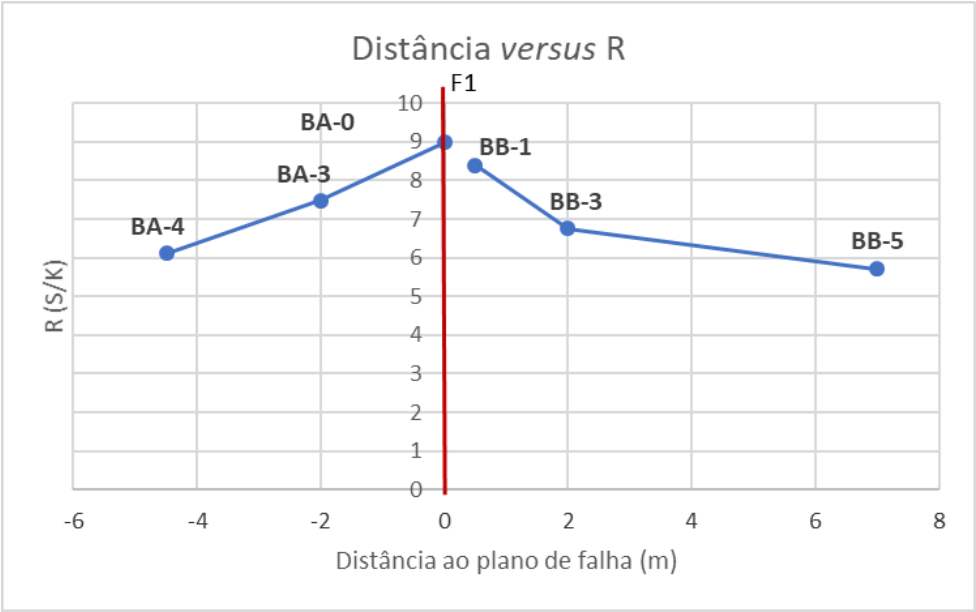
O resultado das proporções de esmectita, caulinita e ilita, bem como os valores do fator R, que representa a relação entre esmectita/caulinita, da mesma camada arenítica estão sintetizados na tabela 3.

Tabela 3 – Resultado da análise semi-quantitativa por DRX da mesma camada arenítica.

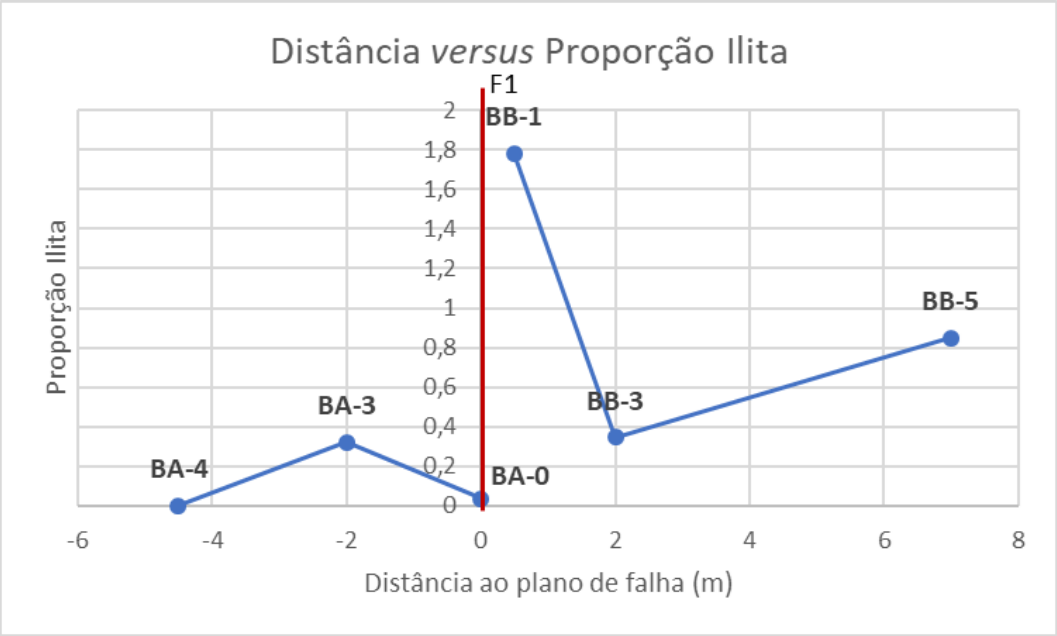
Posição no Afloramento	Amostra	Esmectita (%)	Caulinita (%)	Ilita (%)	R (S/K)	Distância ao plano de falha (m)
Bloco Alto	BA-0	89,96	10,01	0,04	8,99	1
	BA-3	87,92	11,76	0,32	7,48	2
	BA-4	85,95	14,05	0,00	6,12	4,5
Bloco Baixo	BB-1	87,77	10,45	1,78	8,40	0,5
	BB-3	86,81	12,84	0,34	6,76	2
	BB-5	84,36	14,79	0,85	5,70	2,71

Ao se observar o gráfico distância *versus* R (S/K) para as amostras da mesma camada arenítica, percebe-se o aumento da razão R (S/K) nas amostras mais próximas à falha, ou seja, o aumento da proporção de esmectita em relação à caulinita na composição dos argilominerais. Esse efeito pode ser observado tanto nas amostras do bloco alto, como nas amostras do bloco baixo (Gráfico 1).

Observou-se a presença de ilita em baixíssima proporção em praticamente todas as amostras, excetuando a BA-4. Não foi possível estabelecer relação entre sua presença ou abundância e a distância ao plano de falha (Gráfico 2). O método de semi-quantificação utilizado no trabalho não permite precisão para esses valores extremamente baixos.



Graf. 1 – Análise semi-quantitativa do valor R da mesma camada arenítica. Distância das amostras para o plano de falha *versus* os valores de R obtidos a partir das lâminas glicoladas da fração argila. Amostras da mesma camada arenítica. Os valores negativos em X representam a distância dos pontos amostrados no bloco alto (BA), a sul de F1; e os valores positivos representam a distância dos pontos amostrados no bloco baixo (BB), a norte de F1.



Graf. 2 – Análise semi-quantitativa da ilita da mesma camada arenítica. Distância das amostras ao plano de falha *versus* proporção de ilita obtida a partir das lâminas glicoladas da fração argila. Amostras da mesma camada arenítica. Os valores negativos em X representam a distância dos pontos amostrados no bloco alto (BA), a sul de F1; e os valores positivos representam a distância dos pontos amostrados no bloco baixo (BB), a norte de F1.

6.3 – Análise semi-quantitativa por DRX das amostras em diferentes camadas e litologias

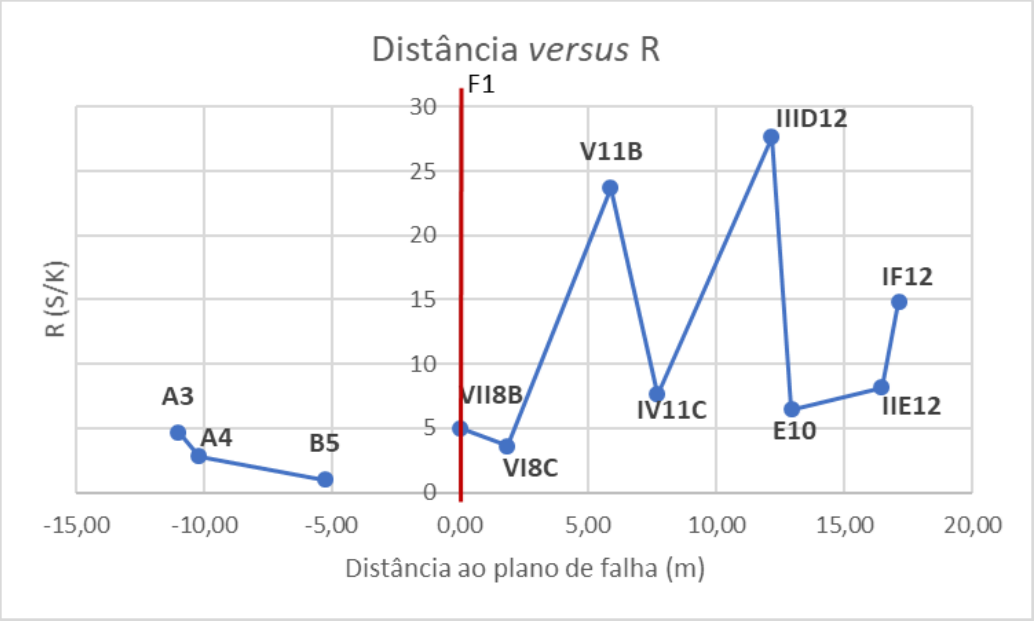
Na tabela 4 estão sintetizados os resultados das proporções de esmectita, caulinita e ilita, bem como os valores do fator R obtidos a partir da análise dos difratogramas das amostras coletadas em diferentes camadas e litologias.

Tabela 4 – Resultado da análise dos difratogramas das amostras selecionadas em diferentes camadas e litologias.

Posição no afloramento	Amostra	Esmectita (%)	Caulinita (%)	Ilita (%)	R (S/K)	Distância ao plano de falha (m)	Litologia
Bloco Alto	A3	82,50	17,50	0,00	4,71	11,0	Arenito
	A4	73,78	26,22	0,00	2,81	10,2	Arenito
	B5	48,88	49,33	1,79	0,99	5,3	Brecha Intraformacional
Bloco Baixo	VII8B	82,85	16,51	0,64	5,02	0,0	Arenito
	VI8C	78,01	21,63	0,36	3,61	1,9	Siltito
	V11B	95,95	4,05	0,00	23,69	5,9	Arenito
	IV11C	87,67	11,50	0,83	7,63	7,7	Siltito
	IIID12	96,51	3,49	0,00	27,66	12,2	Arenito
	E10	86,58	13,42	0,00	6,45	13,0	Conglomerado
	IIE12	88,42	10,86	0,73	8,14	16,5	Argilito
	IF12	93,50	6,29	0,21	14,87	17,1	Arenito

Ao se analisar o gráfico distância *versus* R (S/K) para as 11 amostras coletadas em diferentes camadas, observa-se, no bloco alto, a diminuição da razão R em direção ao plano de falha, enquanto no bloco baixo não pode ser observada relação entre a razão R e a distância ao plano de falha para as amostras em diferentes litologias (Gráfico 3).

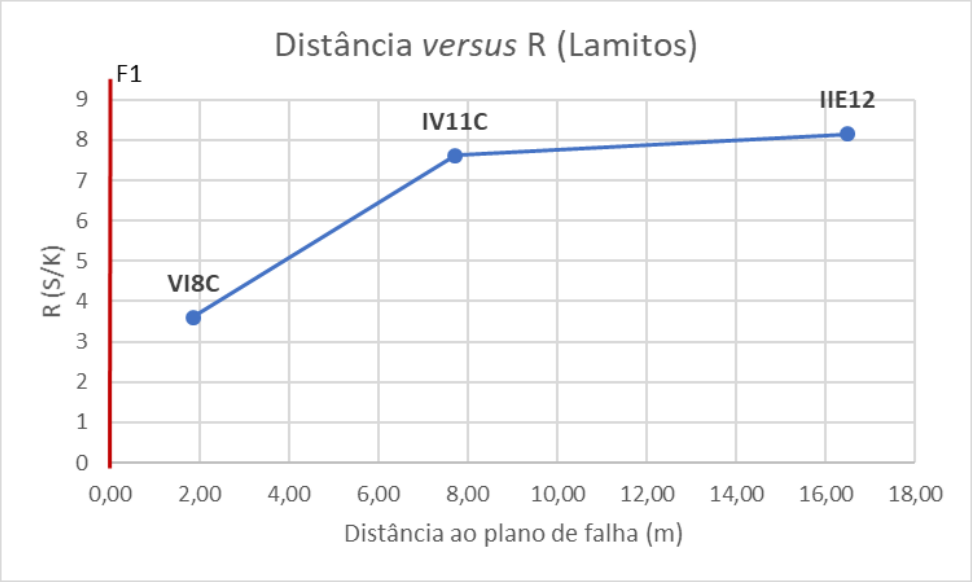
Da mesma forma, ao se observar o bloco baixo no gráfico distância *versus* R (S/K) plotado apenas para as amostras classificadas litologicamente como arenitos, porém de camadas diferentes, não parece existir relação entre o valor de R e sua posição relativa ao plano de falha no bloco baixo (Gráfico 4).



Graf. 3 – Análise semi-quantitativa do valor R de todas as camadas. Distância das amostras para o plano de falha *versus* os valores de R obtidos a partir das lâminas glicoladas da fração argila. Amostras coletadas em diferentes litologias e camadas no afloramento estudado. Os valores negativos em X representam a distância dos pontos no bloco alto (BA), a sul de F1; e os valores positivos representam a distância dos pontos no bloco baixo (BB), a norte de F1. A3, A4, VII8B, V11B, IIID12 e IF12 são amostras de arenito; VI8C e IV11C de siltito; IIE12 de argilito; B5 de brecha intraformacional; E10 de conglomerado.

Graf. 4 – Análise semi-quantitativa do valor R de todas as camadas areníticas. Distância das amostras para o plano de falha *versus* os valores de R obtidos a partir das lâminas naturais da fração argila. Amostras areníticas coletadas em camadas distintas do afloramento estudado. Os valores negativos em X representam a distância dos pontos no bloco alto (BA), a sul de F1; e os valores positivos representam a distância dos pontos no bloco baixo (BB), a norte de F1.

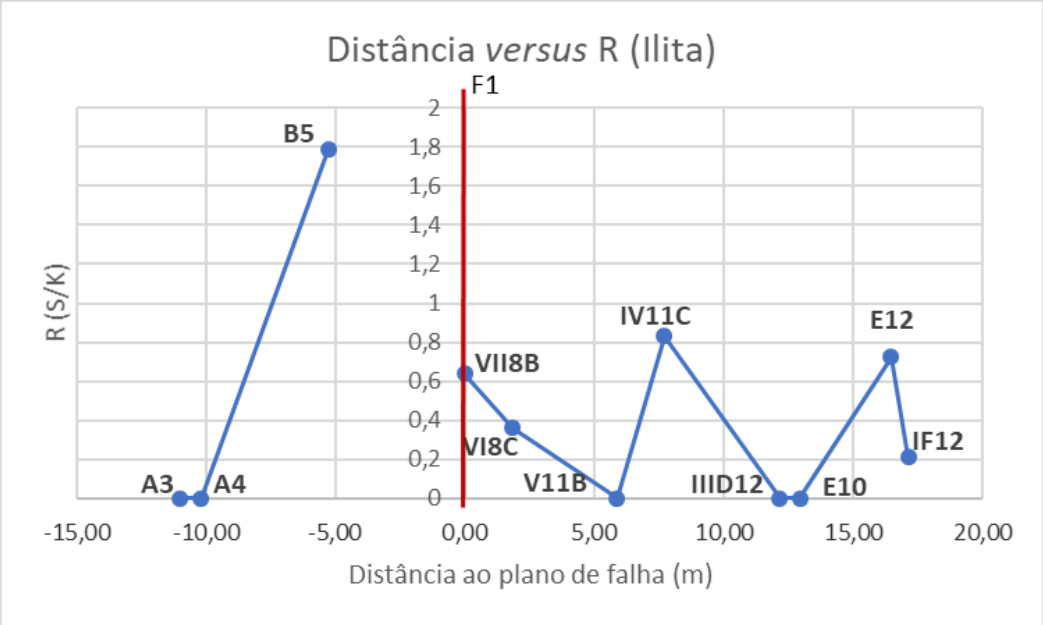
O gráfico distância *versus* R para as amostras lamíticas mostra a diminuição do fator R com a proximidade ao plano de falha. Os lamitos só foram amostrados no bloco baixo, não tendo sido possível observar a variação do valor de R no bloco alto (Gráfico 5).



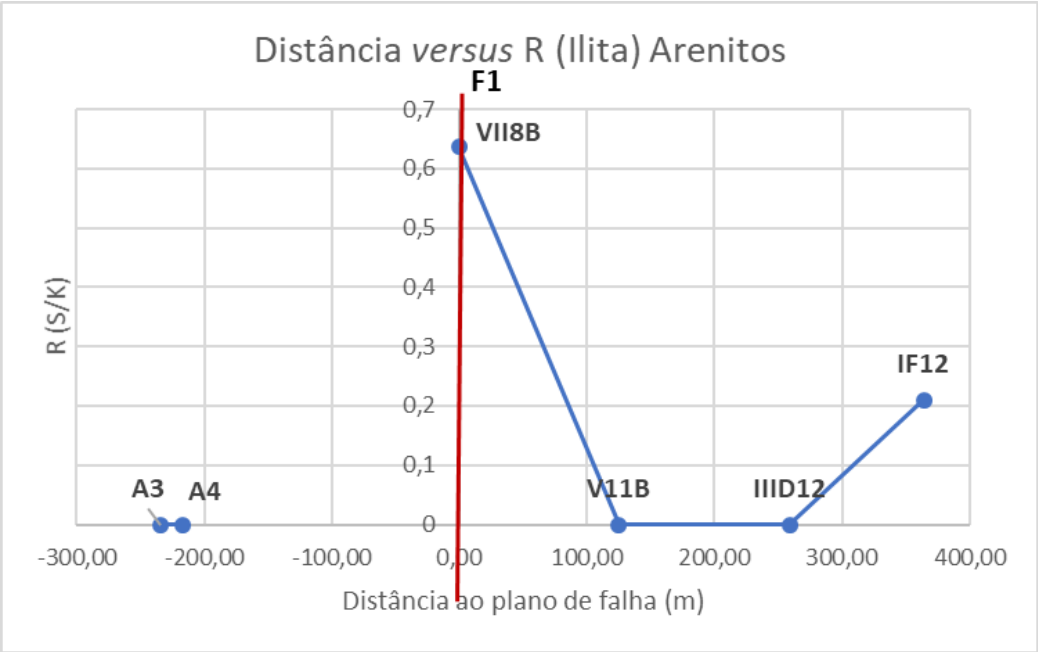
Graf. 5 – Análise semi-quantitativa do valor R das amostras de lamitos. Distância das amostras para o plano de falha *versus* os valores de R obtidos a partir das lâminas glicoladas da fração argila. Amostras de lamito (siltito e argilito) coletadas em camadas distintas do afloramento estudado.

As amostras VI8C e IV11C pertencem a mesma camada, desse modo, estar-se-ia diante de comportamento distinto ao que foi observado nas amostras areníticas estudadas na mesma camada.

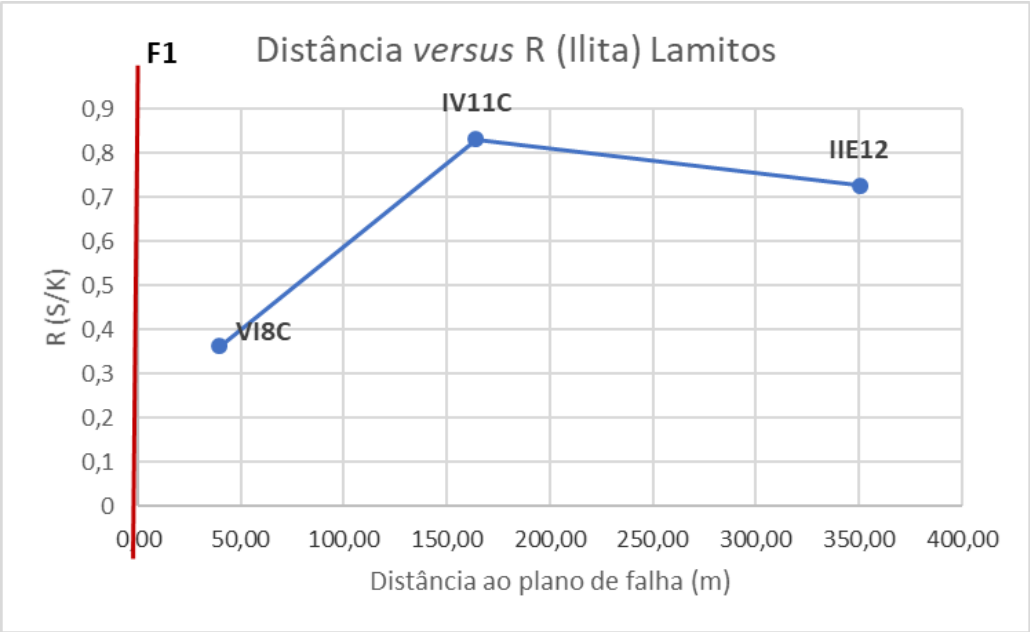
A presença de ilita foi identificada em 6 das 11 amostras como elemento traço. As maiores quantidades foram encontradas na amostra B5. Também não foi possível estabelecer relação direta entre a ocorrência desse argilomineral e sua posição em relação ao plano de falha (Gráficos 6, 7 e 8).



Graf. 6 – Análise semi-quantitativa da ilita em todas as camadas estudadas. Distância das amostras ao plano de falha *versus* porcentagem de ilita obtida a partir das lâminas glicoladas da fração argila. Os valores negativos em X representam a distância dos pontos no bloco alto (BA), a sul de F1; e os valores positivos representam a distância dos pontos no bloco baixo (BB), a norte de F1. A3, A4, VII8B, V11B, IIID12 e IF12 são amostras de arenito; VI8C e IV11C de siltito; IIE12 de argilito; B5 de brecha intraformacional; E10 de conglomerado.

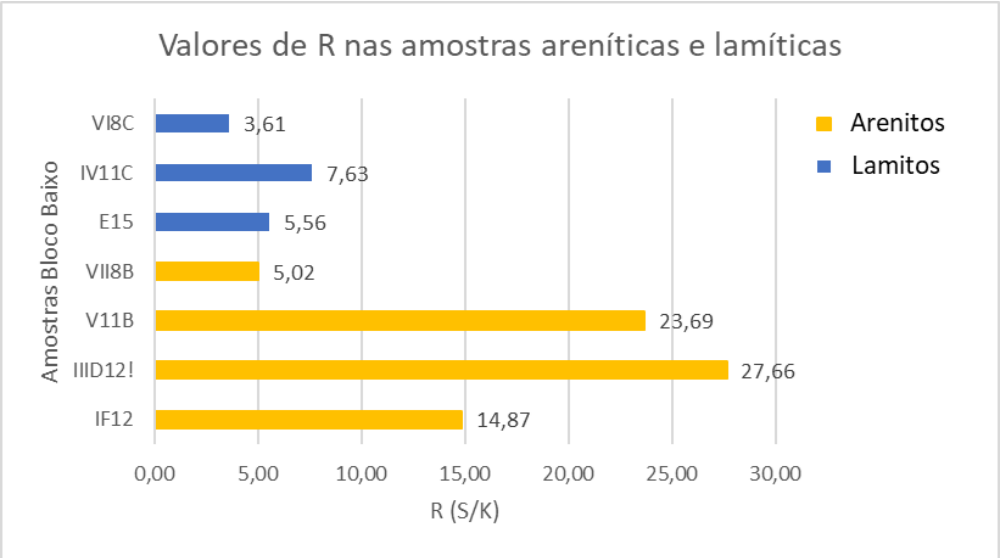


Graf. 7 – Análise semi-quantitativa da ilita de todas as camadas areníticas. Distância das amostras ao plano de falha *versus* porcentagem de ilita obtida a partir das lâminas glicoladas da fração argila. Os valores negativos em X representam a distância dos pontos no bloco alto (BA), a sul de F1; e os valores positivos representam a distância dos pontos no bloco baixo (BB), a norte de F1.



Graf. 8 – Análise semi-quantitativa da ilita das amostras de lamitos. Distância das amostras ao plano de falha *versus* porcentagem de ilita obtida a partir das lâminas glicoladas da fração argila. Os valores negativos em X representam a distância dos pontos no bloco alto (BA), a sul de F1; e os valores positivos representam a distância dos pontos no bloco baixo (BB), a norte de F1

O gráfico dos valores de R plotado para o conjunto de amostras areníticas e para o conjunto de amostras lamíticas coletadas no bloco baixo (Gráfico 9) mostra que a razão tende a ser consideravelmente maior nas amostras areníticas, indicando que as proporções de esmectita são superiores nos depósitos areníticos.



Graf. 9 – Valores de R nas amostras areníticas (em amarelo) e nas amostras lamíticas (em azul).

7 – DISCUSSÕES

7.1 – Origem dos argilominerais no afloramento estudado

Os argilominerais podem ter origem deposicional, intempérica e provavelmente, em menor escala, diagenética.

A primeira hipótese é a colaboração dos três diferentes mecanismos. Parte dos argilominerais teriam origem deposicional. Esses argilominerais detríticos teriam sua origem relacionada a alteração de rochas que hoje constituem o embasamento da região, quando estas ainda se encontravam expostas aos processos intempéricos. A formação das caulinitas e esmectitas detríticas atribui-se às diferentes condições as quais essas rochas foram submetidas. As caulinitas se formaram em ambientes com maior taxa de lixiviação, ocorrendo perda de maior porcentagem de sílica e cátions, enquanto as esmectitas se formaram em ambientes com menor lixiviação, concentrando maior quantidade desses elementos.

A posterior deposição desse material detrítico teria se dado em períodos de menor energia, formando camadas ricas em material fino. Durante esse processo parte do fluxo infiltraria as camadas areníticas já depositadas que filtrariam o material argiloso, ficando parte dos argilominerais retidos junto aos depósitos areníticos.

A origem intempérica estaria relacionada a alteração de feldspatos e micas da rocha parental resultando em parte dos argilominerais presentes no afloramento estudado.

Nesse cenário parte da ilita poderia ter origem diagenética, tendo se formado a partir da ilitização da esmectita durante uma diagênese incipiente, porém é pouco provável devido a diagênese ser muito fraca no afloramento estudado. Outra possibilidade seria a origem somente por neoformação através do intemperismo de feldspatos e micas dos depósitos estudados.

A segunda hipótese é a de que os argilominerais presentes nos arenitos do intervalo estudado não teriam relação com as camadas lamíticas e tenham origem puramente pós-deposicional, sendo resultado da alteração dos grãos de feldspato das camadas areníticas. Períodos de maior umidade e/ou melhores condições de drenagem favoreceriam a formação de argilominerais 1:1, como as caulinitas, enquanto períodos mais secos e/ou condições de drenagens mais restritas favoreceriam a formação das esmectitas, argilominerais 2:1.

7.2 – Influência da falha na mineralogia das argilas

O aumento da razão R nas amostras estudadas em uma mesma camada arenítica em direção ao plano de falha aponta para uma possível influência da falha na mineralogia das argilas no intervalo estudado.

Duas hipóteses podem ser levantadas para explicar a relação entre a mineralogia desses argilominerais e sua posição relativa ao plano de falha. Uma está relacionada ao comportamento de barreira ao fluxo de F1. Com a aproximação ao plano da falha, devido a precipitação de Fe e catáclase dos grãos com diminuição da granulometria, são geradas condições de drenagem menos eficientes resultando em uma redução na taxa de lixiviação. Essa redução pode atuar de duas formas: 1 - gerando a retenção da sílica e álcalis e o favorecimento da formação de argilominerais 2:1, como as esmectitas, em detrimento a argilominerais 1:1, como a caulinita; e 2 – impedindo a formação de caulinitas e preservando a mineralogia anterior rica em esmectitas.

Um problema relacionado a essa hipótese é que se esperaria encontrar uma expressão maior desse controle nas amostras do bloco baixo, uma vez que, segundo caracterizado por Galvão (2018), esse bloco é o que apresenta maior deformação e comportamento de barreira de F1. No entanto, o que se observa nos gráficos é o contrário, sendo a taxa de variação de R maior no bloco alto.

Outra hipótese estaria relacionada a disponibilidade de Fe próximo ao plano de falha. A disponibilidade de ferro ou magnésio é outro fator que pode contribuir para formação de esmectitas (Weaver, 1989). Essa hipótese corrobora

com os resultados de Santanna (1999) que encontrou ferro na estrutura das esmectitas estudadas na Formação Resende.

O gráfico da variação de R plotado para as amostras coletadas sem controle de camadas mostra, no bloco alto, tendência contrária àquela observada na camada arenítica. A razão R diminui em direção à falha, havendo redução das esmectitas em relação às caulinitas. Porém, ao se observar a variação de R no bloco baixo esse comportamento não se repete. Dessa forma é provável que a variação não esteja relacionada a influência da falha, mas às diferenças litológicas entre os pontos amostrados.

Os gráficos da variação de R plotado somente para as amostras areníticas sem controle de camadas e somente para as amostras lamíticas sem controle de camadas também não apresenta um padrão na variação de R no bloco baixo. Dessa forma acredita-se que a influência da falha esteja subordinada não só a litologia, mas às diferenças composicionais entre estratos distintos.

Pelo resultado do gráfico obtido para as amostras lamíticas é possível observar, por meio das amostras IV11C e VI8C, pertencentes à uma mesma camada de siltito, que esse estrato não segue a mesma tendência observada no estrato arenoso estudado. Os resultados de granulometria mostram que ambas amostras tem teores de lama superiores a 70% e dessa forma, esse comportamento pode estar relacionado à baixa permeabilidade natural característica de estratos lamíticos, reduzindo ou anulando a influência da falha na neoformação dos argilominerais e mantendo as características da deposição original (detrítica).

Não foram observadas relações entre as concentrações de ilita e sua posição em relação à F1. É interessante ressaltar que esses minerais aparecem como traço, em quantidades muito pequenas, o que aumenta a margem de erro e dificulta sua detecção pela metodologia utilizada.

Diferente do que foi observado por Maciel *et al* (2018) ao estudar os arenitos da bacia Rio do Peixe, não foi constatada a ausência de nenhum dos

argilominerais devido à proximidade com o núcleo da falha. No afloramento estudado foram geradas condições de drenagem menos eficientes próximo à F1, possivelmente influenciando o tipo de argilomineral formado, mas não o suficiente para impedir o processo de formação dos argilominerais a partir da alteração dos minerais da rocha parental.

É importante ressaltar que o trabalho de Maciel *et al* (2018) foi realizado em escala de bacia, no qual foram amostrados afloramentos em diferentes sítios e feições rúpteis. Por outro lado, o presente trabalho estudou o comportamento dos argilominerais em um único afloramento da Formação Resende e embora a deformação em F1 não tenha suprimido a formação de argilominerais, é possível que esse efeito ocorra em outras localidades na bacia.

9 – CONCLUSÃO

Tanto nas amostras lamíticas quanto areníticas, a presença de esmectita e caulinita foi identificada em todas as amostras, enquanto a ilita foi identificada em teores muito baixos ou estava ausente.

Dentre os possíveis processos relacionados à origem dos argilominerais nos arenitos estudados devem prevalecer dois mecanismos, sendo um deles deposicional e o outro pós-deposicional. O mecanismo deposicional estaria relacionado à infiltração do material argiloso detrítico no momento da deposição dos sedimentos na bacia e estaria restrito ou teria maior expressão nas camadas areníticas que fazem contato com as camadas lamíticas. O segundo mecanismo, pós-deposicional, é caracterizado pela autigênese de argilominerais de esmectita, caulinita e ilita. O intemperismo dos feldspatos e micas detríticas em diferentes condições ambientais resultaria na formação de argilominerais de esmectita, em condições secas com drenagens menos eficientes, caulinita, em ambientes úmidos com maiores taxas de lixiviação, e ilita, em ambientes com condições intermediárias de umidade e lixiviação. Alguma contribuição diagenética também é esperada, entretanto em menor escala devido ao baixo grau de diagênese no afloramento estudado.

Nas camadas lamíticas deve haver o predomínio de composição detrítica, tendo os argilominerais se depositado junto ao material fino em períodos/regiões de menor capacidade do fluxo. Já os argilominerais presentes nos estratos arenosos são predominantemente autigênicos, apresentando significativa contribuição de material detrítico nas camadas que fazem contato com as camadas lamíticas, enquanto os estratos lamíticos apresentam argilominerais predominantemente de origem detrítica, formados antes da deposição dos sedimentos na bacia e refletindo condições ambientais mais antigas.

As maiores proporções de esmectita em relação à caulinita (valor R, graf. 9) nos depósitos areníticos comparativamente com os depósitos lamíticos indicam maiores contribuições desse argilomineral pelo intemperismo dos feldspatos e das micas do depósito estudado.

É possível que exista uma influência da falha na mineralogia dos argilominerais da camada arenítica estudada cortada pelo plano de F1, indicando que parte desses argilominerais se formaram após a ocorrência de F1. O comportamento de barreira da falha resultou em um aumento da proporção de esmectita em relação à caulinita (valor R) em direção ao plano de falha, devido à restrição das condições de drenagem.

A hipótese que acredita-se ser mais provável para caracterizar essa influência é a de que as condições restritas de drenagem próximo a zona de falha impedem a lixiviação e formação de caulinitas, preservando a mineralogia anterior a ocorrência da deformação, rica em esmectitas.

Essa tendência na composição dos argilominerais não pode ser observada ao se estudar a mineralogia das argilas em diferentes camadas. Dessa forma essa influência estaria subordinada às diferenças deposicionais entre os estratos.

Para que as hipóteses levantadas no presente trabalho sejam confirmadas é necessário que se realizem análises de MEV para estudo da morfologia dos argilominerais, assim como estudos de sua química mineral. A mineralogia identificada indica a presença de interestratificados de ilita/esmectita, entretanto para a sua confirmação seria necessária a realização de estudos com tratamentos químicos que comprovam a sua existência.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AL ANI, T., SARAPÄÄ O. Clay and clay mineralogy. Geological Survey of Finland, Report M19/3232/2008/41, Espoo. 2008.

BARTON, C.D. KARATHANASIS A.D. Clay Minerals. In: Encyclopedia of Soil Science. 2002. p. 187-192

EBERL, D.D. Reino Unido. 2004. Clay mineral formation and transformation in rocks and soils. In: Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences. p. 241-257.

GALVAO, Marcelo Schwenk. O papel das falhas sobre o fabric dos arenitos da Formação Resende (Eoceno, Rift Continental do Sudeste do Brasil) e seu impacto sobre o comportamento hidromecânico. 2018. Dissertação (Doutorado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

GARCINDO, Lucas Balsini. Análise Paleopedológica da Formação Resende nas bacias de Resende e Volta Redonda e suas implicações paleodeposicionais. 2009. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

GOMES, C.F. Argilas: o que são e para que servem. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian, 457p. 1988.

HEILBRON, Monica; TEIXEIRA, Wilson; TUPINAMBÁ, Miguel. Evolução Tectônica e Magmática da Faixa Ribeira entre o Neoproterozoico e o Paleozoico Inferior na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. In: ANUÁRIO DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, 2012, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro.

MACIEL, I., MELO, C.L., SILVA, A. 2017. Caracterização da deformação rúptil em afloramento da Formação Resende, Bacia de Volta Redonda, Estado do Rio de Janeiro. Geologia USP. Série Científica. 17. 113. 10.11606/issn.2316-9095.v17-391.

MACIEL, I.B. 2016.Caracterização da Deformação Rúptil em Afloramento da Formação Resende, Bacia de Volta Redonda (RJ). Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, 80 p.

MACIEL, Ingrid B et al. Structural Control on Clay Mineral Authigenesis in Faulted Arkosic Sandstone of the Rio do Peixe Basin, Brazil. Minerals, p. 1-17, 14 set. 2018.

NEGRÃO, A. P.; RAMOS, R. R. C.; MELLO, C. L.; SANSON, M. S. R. 2015. Mapa Geológico do Cenozoico da Região da Bacia de Volta Redonda (RJ, Segmento Central do Rifte Continental do Sudeste do Brasil): Identificação de Novos Grábens e Ocorrências Descontínuas, e Caracterização de Estágios Tectonossedimentares. Brazilian Journal of Geology, v. 45: 273 - 291.

PINNAVAIA, T.J., BEALL G.W. Polymer–Clay Nanocomposites, John Wiley, 2000, 349p.

PRONAGEO UERJ/CPRM. 2007. Folhas: Volta Redonda (SF-23-Z-A-V), CPRM (2007); Barra do Piraí (SF-23-Z-A-III), CPRM (2007); Santa Rita do Jacutinga (SF-23-Z-A-II), CPRM (2007). Mapas Geológicos.

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. (Eds.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Editora Beca, p. 383 - 405.

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. (Eds.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Editora Beca, p. 383 - 405.

Riccomini, C. 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Programa de Pósgraduação em Geologia, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 256p.

SANSON, M. S. R. 2006. Sistemas Deposicionais Aluviais e Tectônica Cenozóica na Região de Volta Redonda (RJ) – Rift Continental do Sudeste do Brasil. Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências,Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 169p.

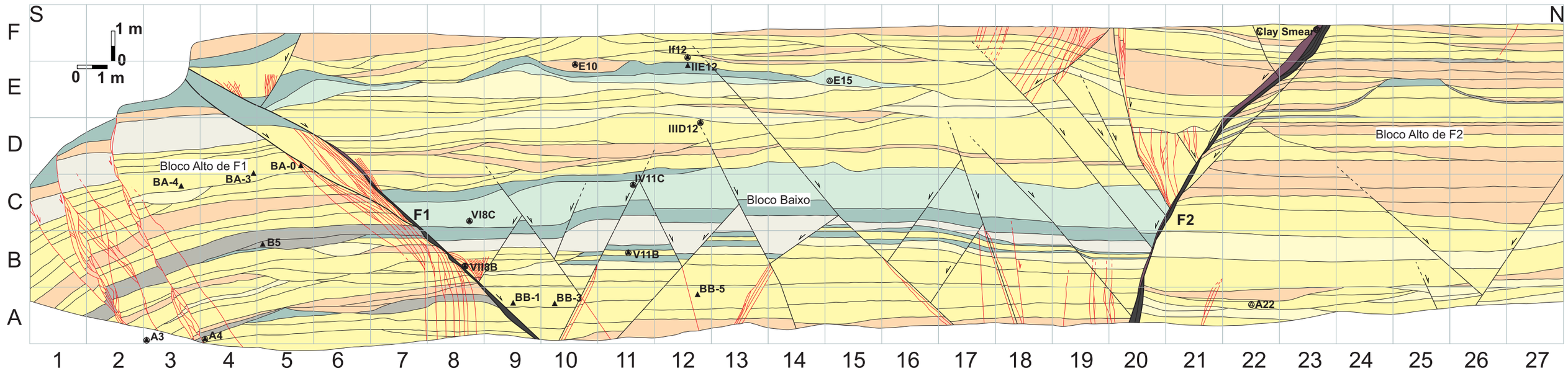
SANSON, M. S. R.; RAMOS, R. R. C.; MELLO C. L. 2006. Bacias Sedimentares Brasileiras - Bacia de Volta Redonda. Phoenix. 88: 1 - 6.

SANT'ANNA, Lucy Gomes. Geologia, mineralogia e gênese das esmectitas dos depósitos paleogênicos do rift continental do sudeste do brasil. 1999. Dissertação (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo.

VELDE, B. (ed.) 1995. Origin and Mineralogy of Clays. Clays and the Environment. Xv. 334 pp. Springer-Verlag.

WORDEN, R.H., MORAD, S. 2009. Clay Minerals in Sandstones: Controls on Formation, Distribution and Evolution. In: Clay Mineral Cements in Sandstones. p. 1-41. DOI:10.1002/9781444304336.ch1.

ANEXO 1



(Seção de Fiuza, B. O., não publicado)

Litologias:

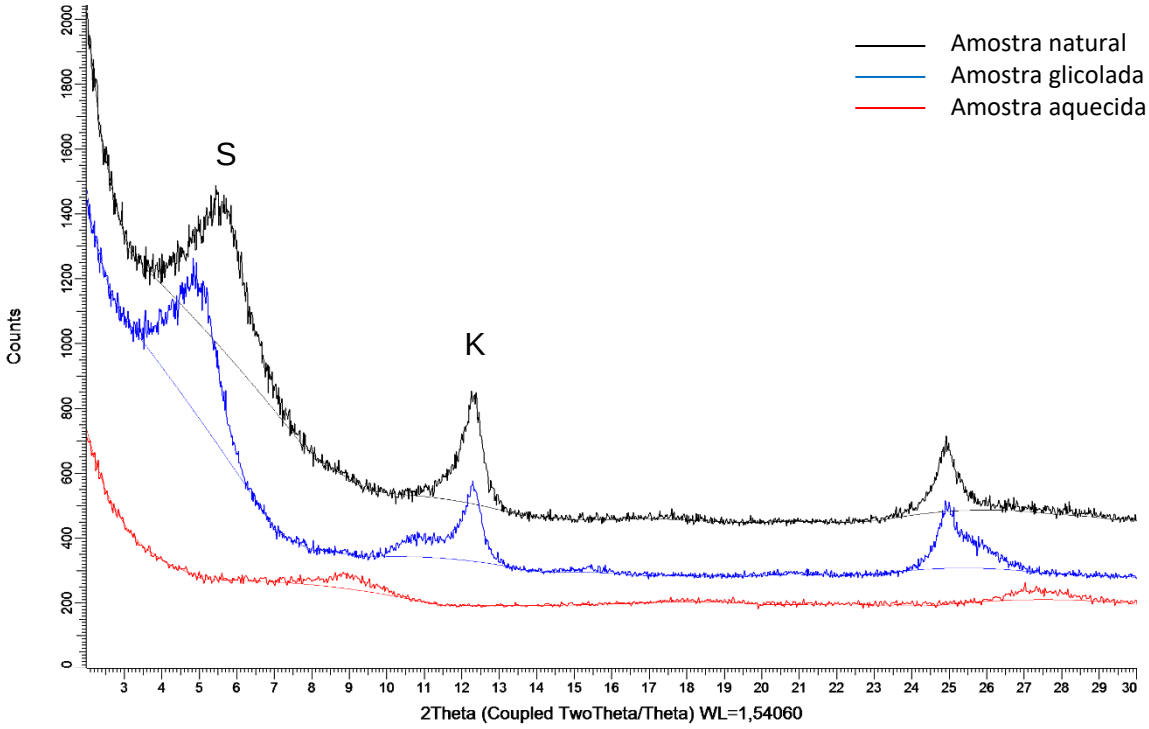
- Argilito
- Siltito
- Arenito lamoso
- Arenito fino
- Arenito médio a grosso
- Conglomerado
- Brecha intraformacional
- Análise Granulométrica

Estruturas:

- Bandas de deformação
- Falhas normais
- DRX Qualitativo e semi-quantitativo
- Núcleo de falha
- *Clay smear*
- DRX Qualitativo

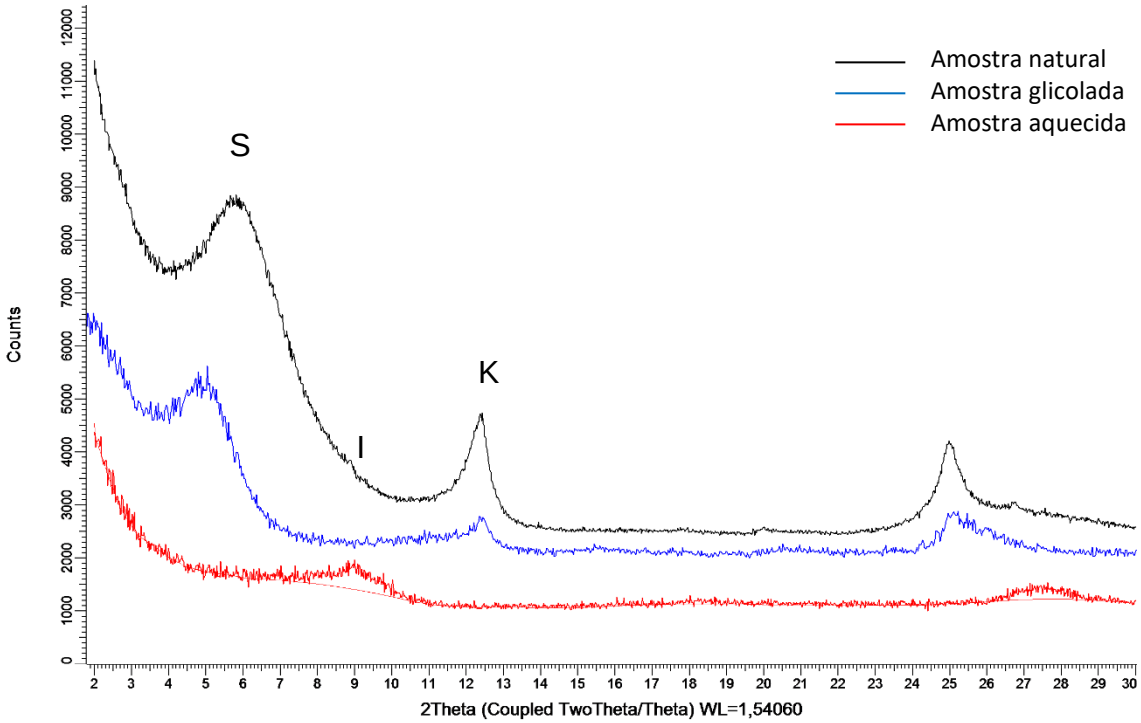
APÊNDICE 1

Amostra A3



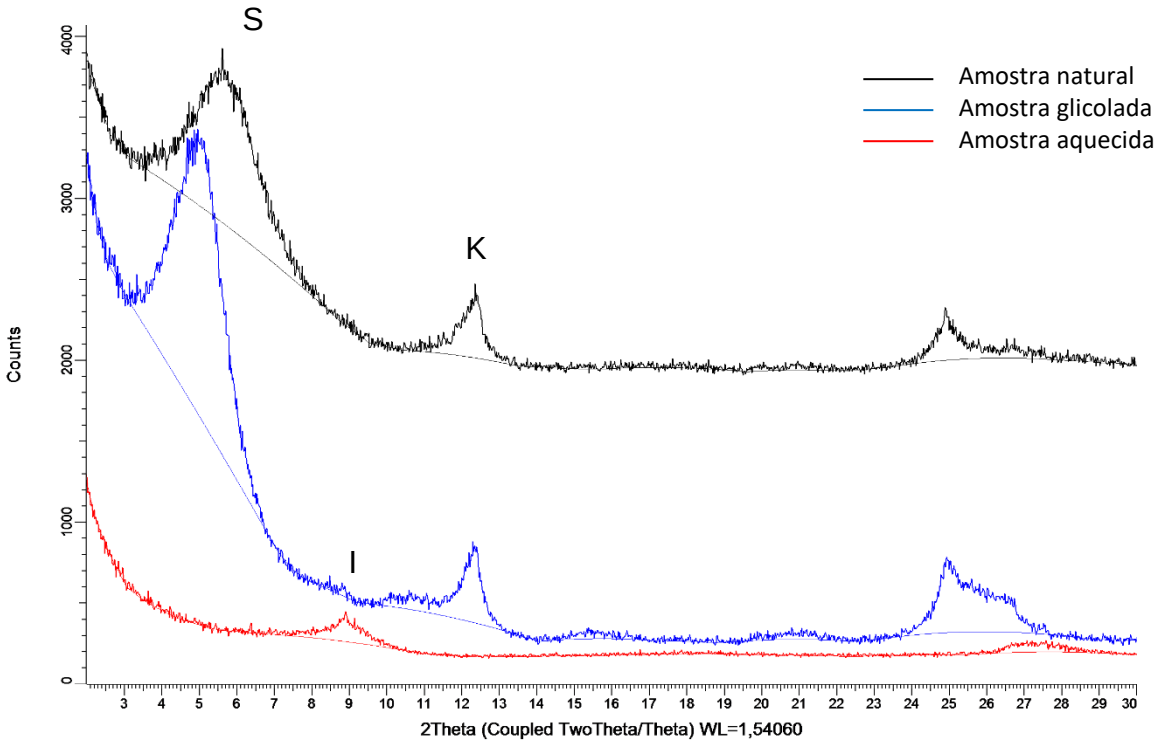
Legenda: S=esmectita; K=Caulinita

Amostra E15



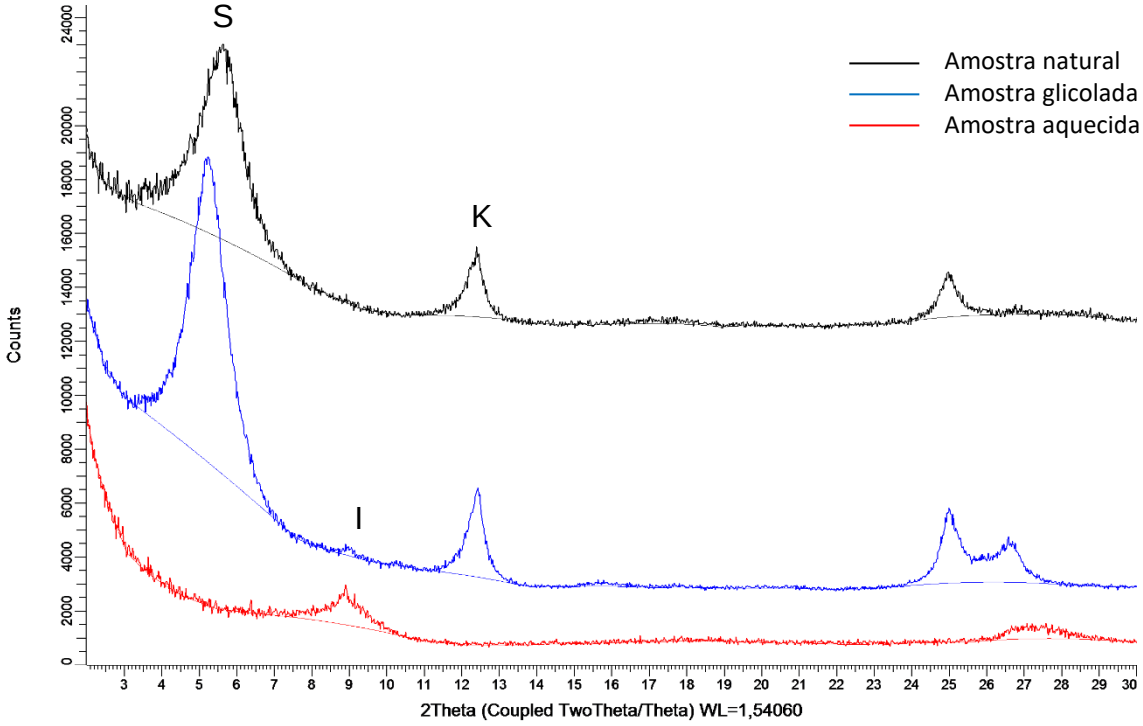
Legenda: S=esmectita; K=Caulinita; I=traços de ilita

Amostra IF12



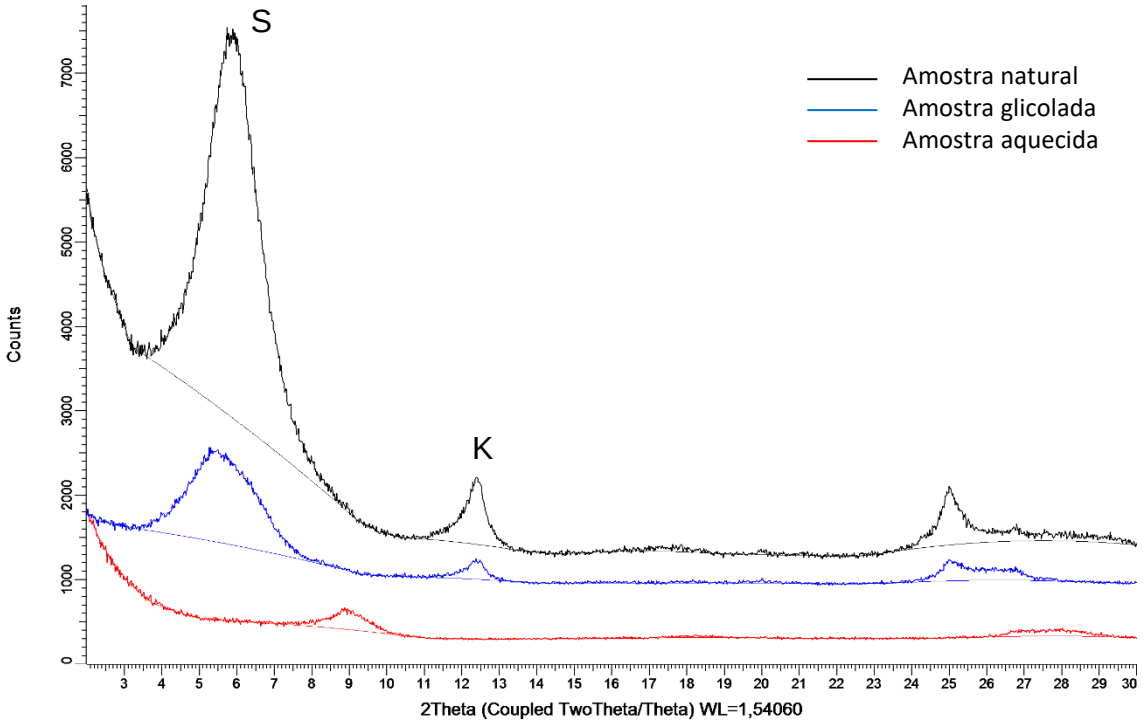
Legenda: S=esmectita; K=Caulinita; I=traços de ilita

Amostra IIE12



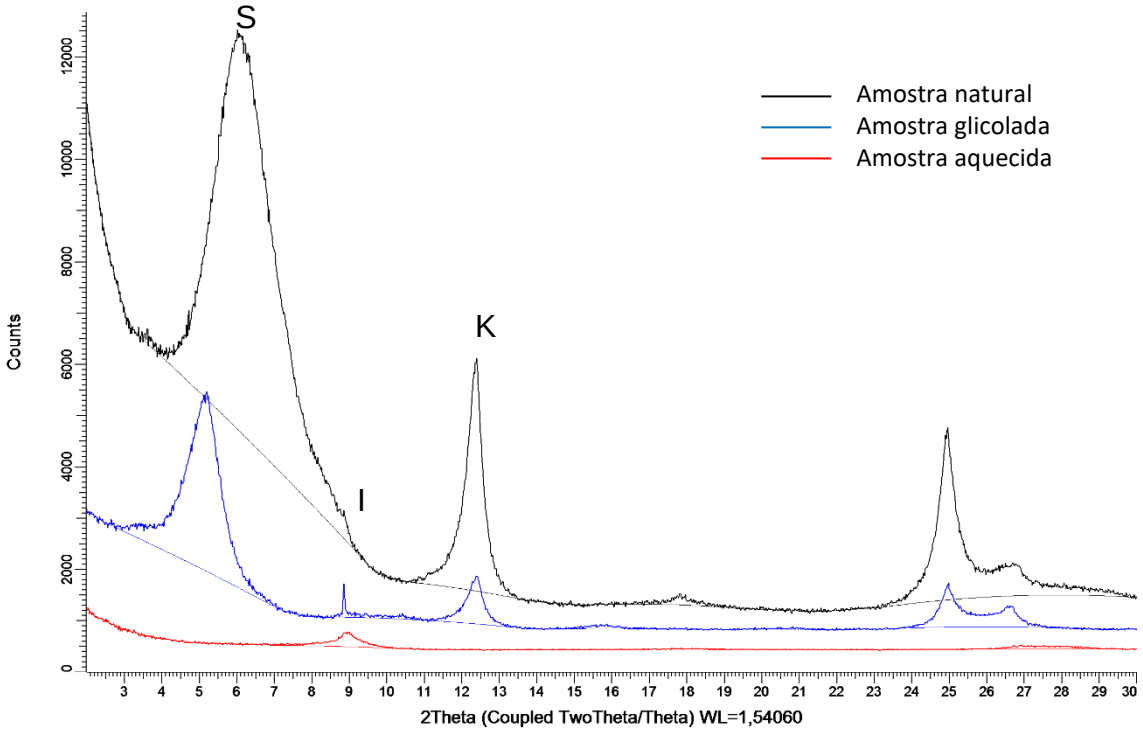
Legenda: S=esmectita; K=Caulinita; I=traços de ilita

Amostra IIID12



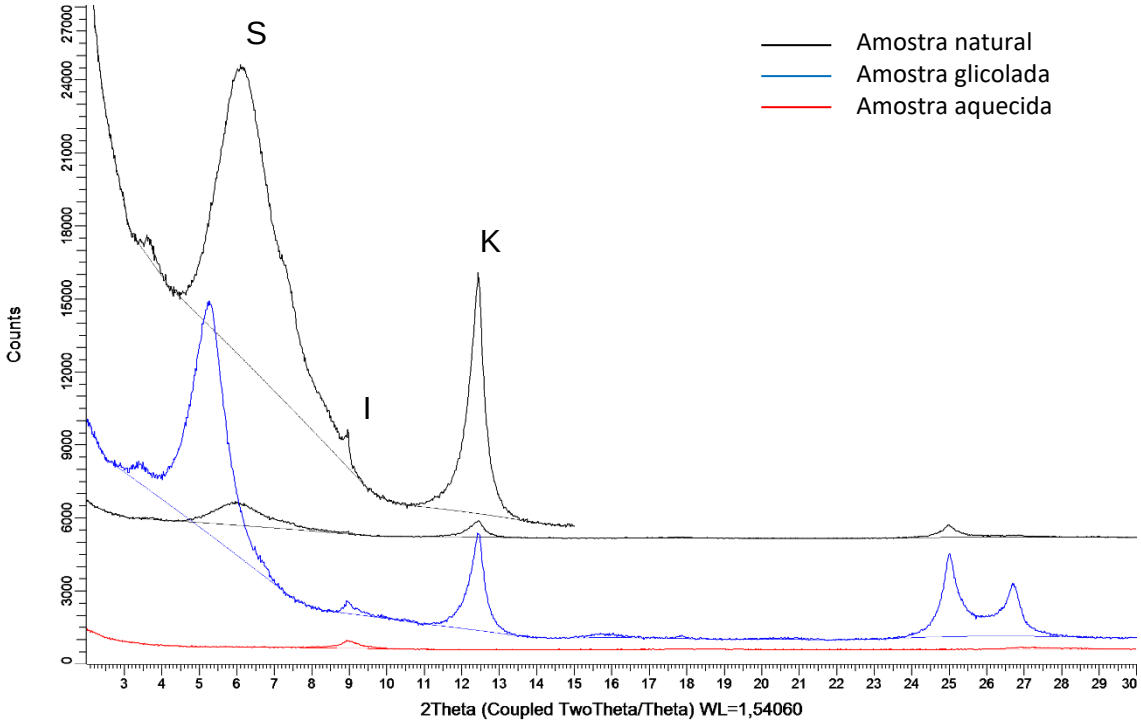
Legenda: S=esmectita; K=Caulinita

Amostra IV11C



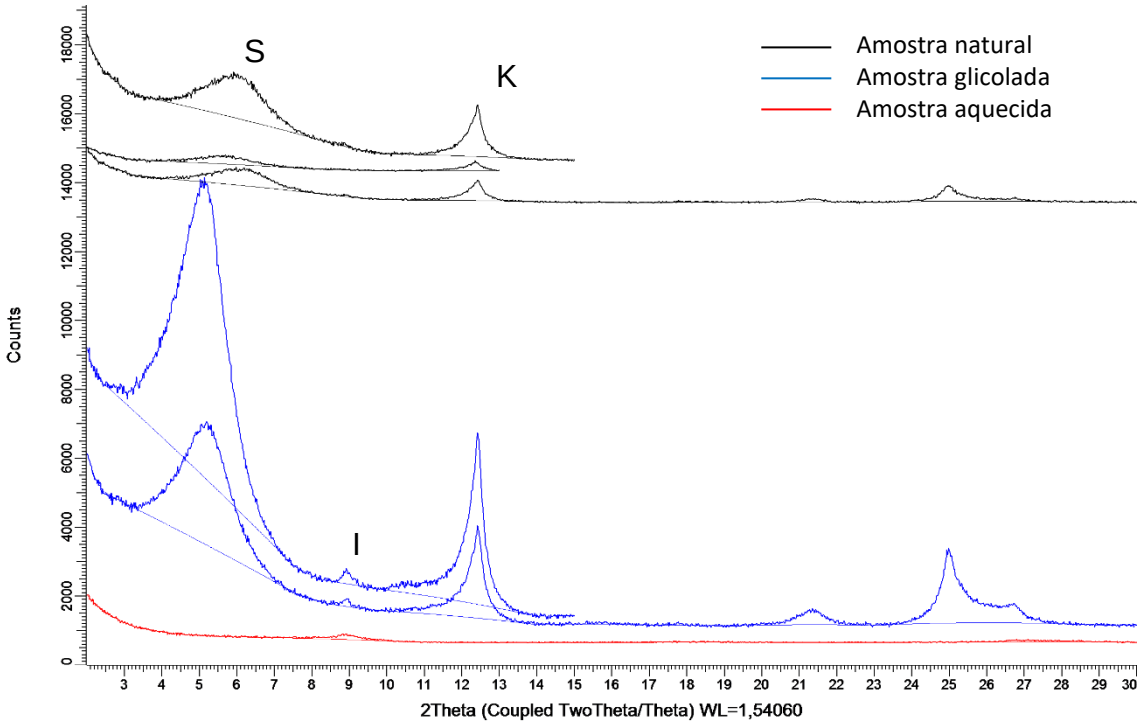
Legenda: S=esmectita; K=Caulinita; I= ilita

Amostra VI8C



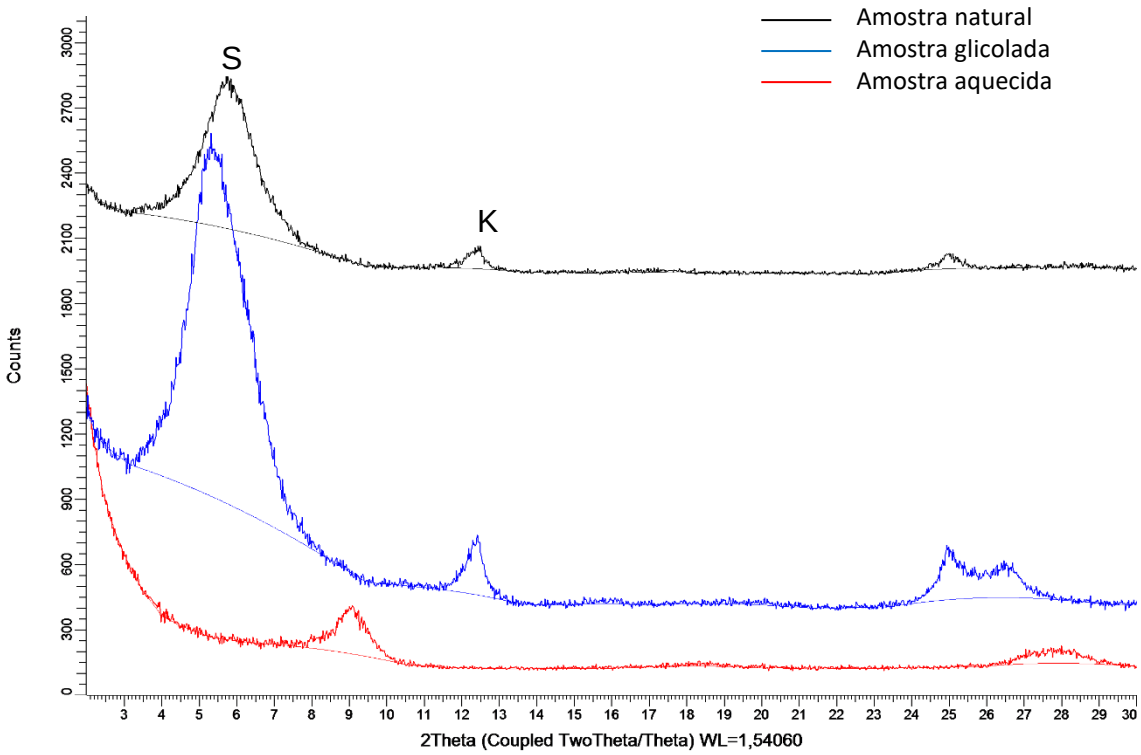
Legenda: S=esmectita; K=Caulinita; I= ilita

Amostra VII8B



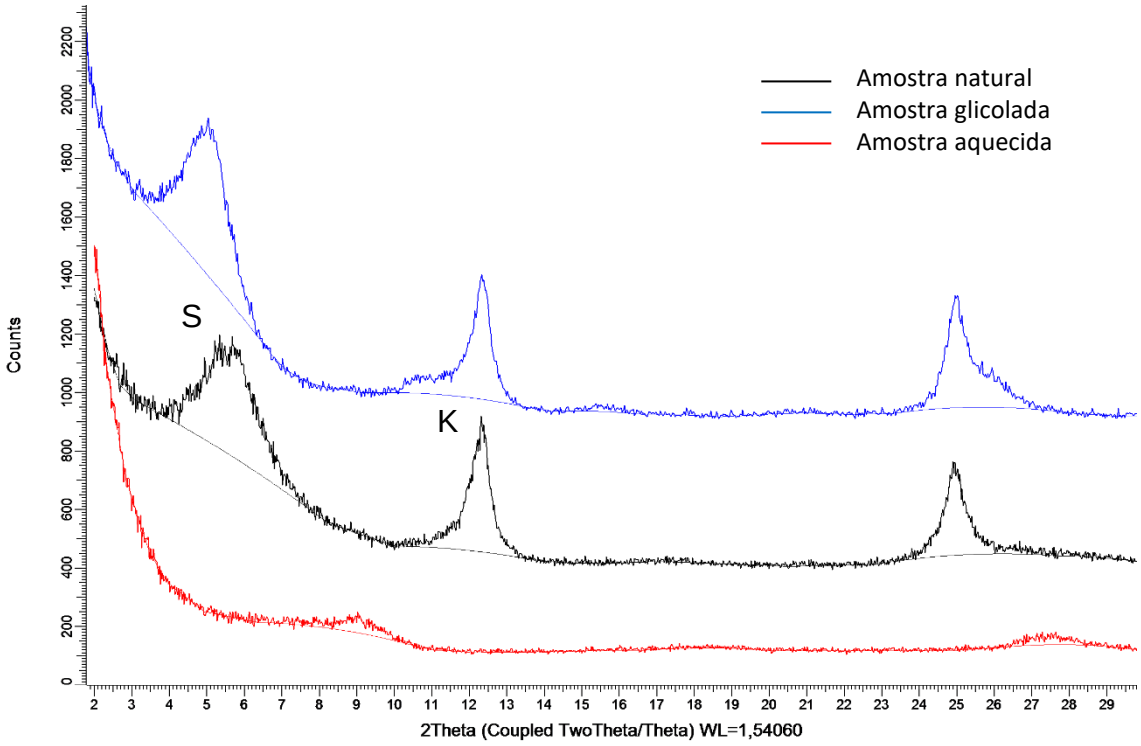
Legenda: S=esmectita; K=Caulinita; I=traços de ilita

Amostra V11B



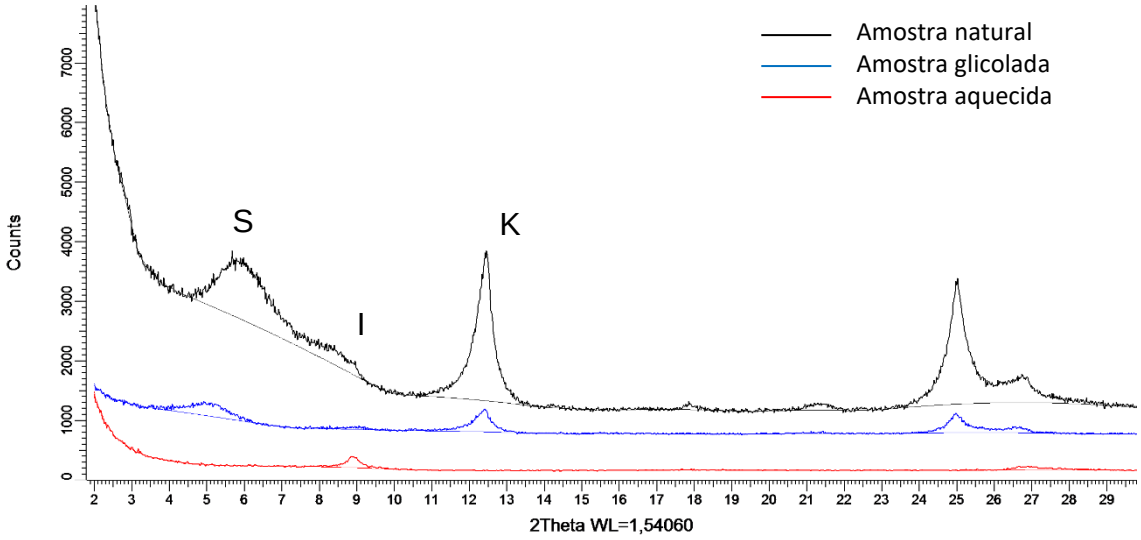
Legenda: S=esmectita; K=Caulinita.

Amostra A4



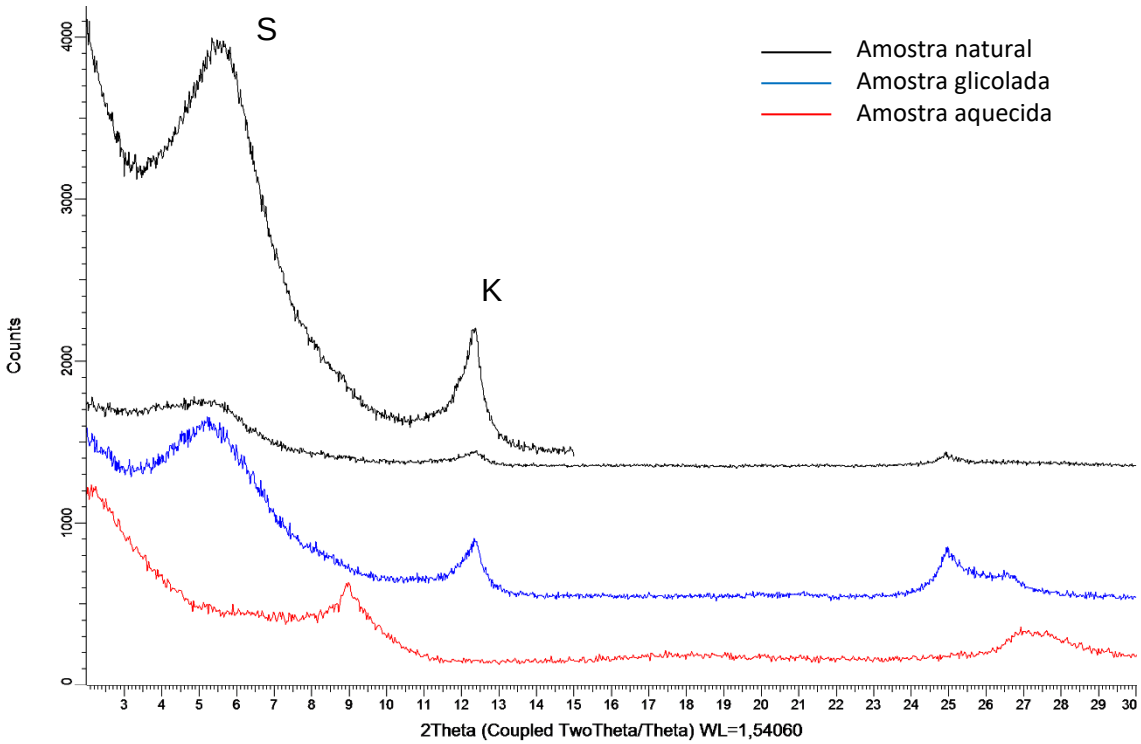
Legenda: S=esmectita; K=Caulinita

Amostra B5



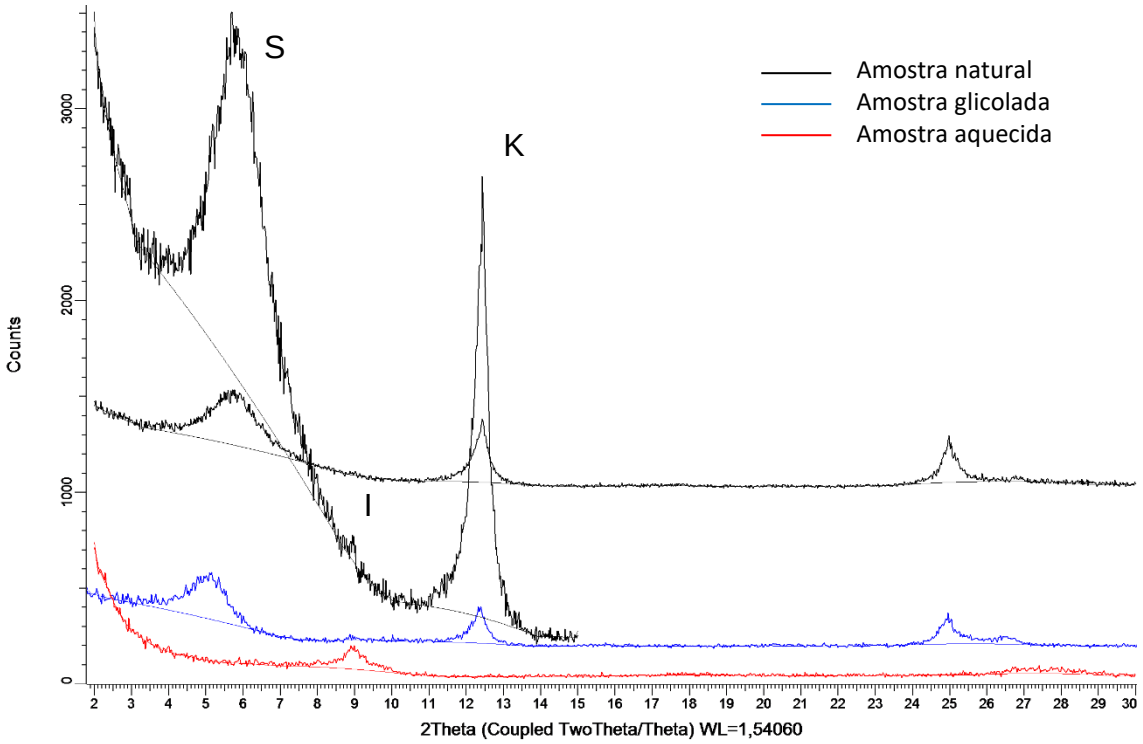
Legenda: S=esmectita; K=Caulinita; I=traços de ilita

Amostra E10



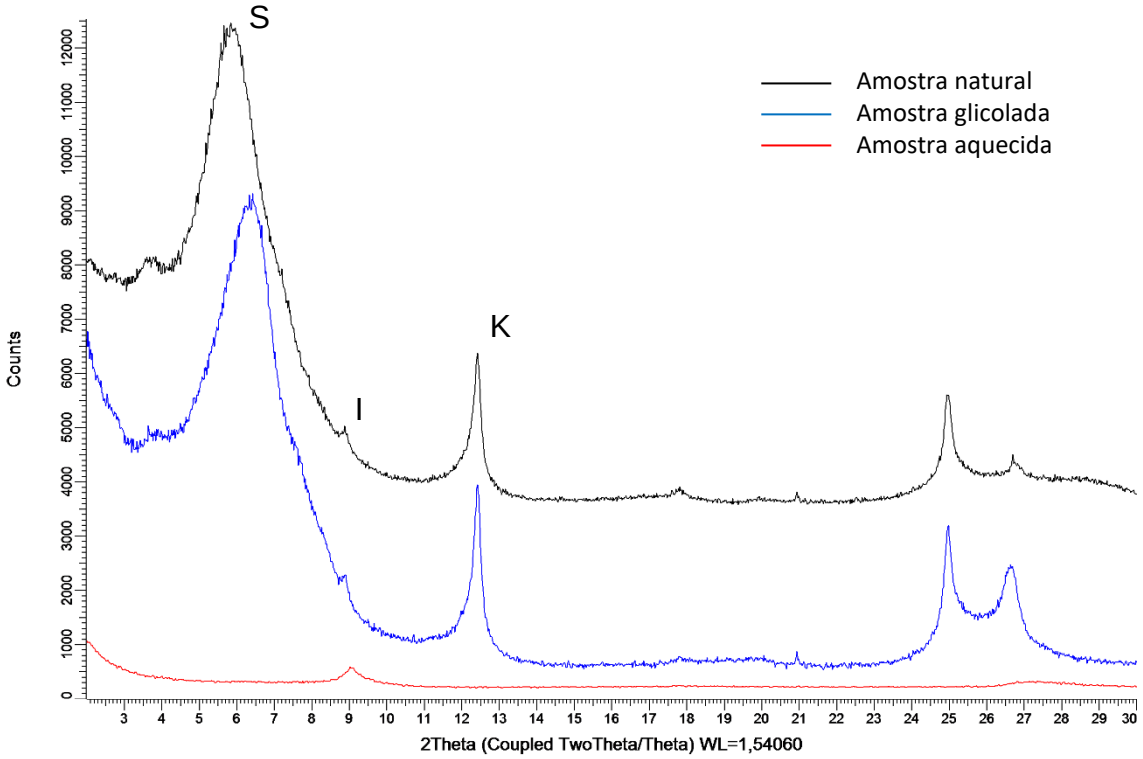
Legenda: S=esmectita; K=Caulinita

Amostra Clay Smear



Legenda: S=esmectita; K=Caulinita; I=traços de ilita

Amostra A22



Legenda: S=esmectita; K=Caulinita; I= ilita