



Estudo do vulcanismo da Ilha da Trindade: estratigrafia e petrologia da Formação Morro Vermelho

Porto Alegre, 2016

Fernando Rodrigues da Luz

Estudo do vulcanismo da Ilha da Trindade: estratigrafia e petrologia da Formação Morro Vermelho

Trabalho de conclusão do curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof^o. Dr. Evandro Fernandes de Lima

Revisor: Ms. Lucas de Magalhães May Rossetti

Porto Alegre, 2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Luz, Fernando Rodrigues da

Estudo do Vulcanismo da Ilha da Trindade: estratigrafia e petrologia da Formação Morro Vermelho. / Fernando Rodrigues da Luz. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016.

[93 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es): Evandro Fernandes de Lima

Coorientador(es): Lucas de Magalhães May Rossetti

1. Vulcanismo recente. 2. Fácies vulcânicas. 3. Ilhas oceânicas.
4. Vulcanismo subsaturado. I. Título.

CDU 551.7

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves

CRB 10/1947

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso "**ESTUDO DO VULCANISMO NA ILHA DA TRINDADE – ESTRATIGRAFIA E PETROLOGIA DA FORMAÇÃO MORRO VERMELHO**" elaborado por "FERNANDO RODRIGUES DA LUZ", como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Dr^a Cassiana Michellin

Dr. Marcus V. D. Remus

Dr. Edinei Koester

Aos familiares na Terra e aos que olham por mim do infinito.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer à minha mãe, Suzana, que desde o início agüenta no osso do peito a convivência com um graduando que acha que tudo sabe. Aproveito para dizer que a amo muito, e que não poderia pensar em uma pessoa melhor para ter ao meu lado do início ao fim dessa jornada. Te amo muito, e sou muito mais feliz comemorando minhas conquistas ao teu lado.

Agradeço minha avó, Joana Almerinda, segunda mãe, um dos meus portos-seguros. Muito obrigado pela educação, pelas palavras carinhosas e pela visão de mundo que tens e fez questão de me mostrar. Mesmo na dificuldade vê um plano, um traçado que teria sido firmado pelo Criador para que aprendamos algo útil e bom. Muito obrigado por me fazer perceber o bem onde só se enxerga o mal. E muito obrigado por mostrar que quando suprimos amor a alguém a recíproca não pode ser pedida, e sim merecida. Te amo.

Ao meu pai, Cláudio, minha gratidão eterna pelo apoio e ausência de críticas quando disse que iria estudar “pedras”. Obrigado por ser um pai amigo, companheiro, esclarecido e que marcou em mim alguns princípios de vida que levarei para sempre, e sempre que possível, transmitirei.

Ao meu irmão, amigo, muitas vezes pai, mãe... Gustavo. Não consigo pensar em mim sem a tua amizade, teu companheirismo, sem teus ensinamentos e amor que contagia a todos. Dizem que tu és só coração, mas eu vou mais além. Arrisco dizer que a maioria dos corações teria a sorte de ter um pouco de Gustavo dentro de si. Tu transpareces o amor e a amizade de modo a causar uma inveja boa em quem te rodeia. Uma inveja que nos faz querer ser melhor. Gratidão pela sorte de ter um irmão como tu.

Agradeço ao restante da família, sem exceções. Aos de longe, aos de perto, aos que aqui estão e aos que já nos deixaram. Amo todos vocês. Saibam que dentro de mim tem um pouco de cada um... uma fração de cada, que juntas resultam no que sou hoje. Obrigado.

Aos irmãos que a vida teve a bondade de me dar, mas que não são de sangue. Amigos. Verdadeiros amigos. Feg, Tetheus, Stéfano, Mauro, Vinícius, Marcos, Lucas e Alexandre. Muito agradecido pela amizade de vocês.

Agradeço ao meu Pai Geológico. Meu orientar Evandro Fernandes de Lima, Chinês para os mais chegados. Obrigado por abrir as portas do universo vulcânico para mim. Obrigado por acreditar em mim e dar o apoio e ensinamento, sempre. Muito grato por tudo.

Agradeço ao CNPq pelo auxílio financeiro através dos projetos de número 404774/2012-1 e 442812/2015-9, Marinha do Brasil (PROTRINDADE), POIT (Posto Oceanográfico da Ilha da Trindade) e ECIT (Estação Científica da Ilha da Trindade) por toda a assistência logística de primeira qualidade. Sem o profissionalismo mostrado, o trabalho não teria sido viável.

“É o que a maioria dos homens ensina e poucos aprendem. Que os dias invisíveis sejam como forem. O dia de hoje é mais do que bastante.”

J. R. R. Tolkien

RESUMO

O detalhamento de litofácies e análises de associações de fácies são técnicas atualmente utilizadas na organização estratigráfica e no histórico evolutivo de sequências vulcânicas. Neste trabalho foram utilizados conceitos estratigráficos como o levantamento de seções colunares com uma detalhada descrição das litofácies em associação a análises petrológicas para caracterização da Formação Morro Vermelho (FMV). Esta unidade representa atividade vulcânica Pleistocênica na Ilha da Trindade. Objetiva-se construir uma hipótese sobre a gênese e modos de emplacement das rochas desta formação. O estudo e interpretação de afloramentos permitiram identificar que a unidade é composta pela intercalação de derrames nefeliníticos (ankaratritos) e depósitos piroclásticos gerados por manifestação única e continuada. Os registros do vulcanismo permanecem expostos em pilha vulcânica mapeável com cerca de 400 metros de espessura. Uma sucessão com cerca de 260 metros de espessura formada por derrames 'A'a aflora na base da sequência. Já os depósitos piroclásticos variam de brechas até lapilitos bem selecionados sendo compostos essencialmente por escória basáltica. Estas litofácies estão relacionadas à formação do cone de escórias. A identificação destes depósitos permitiu avaliar a evolução do vulcanismo nesta unidade, identificando atividade Havaiana e Estromboliana. Dados geoquímicos em quatro amostras permitiram classificar as rochas da FMV no diagrama TAS como tefritos e basanitos. Elementos maiores e traço sugerem uma evolução magmática por diferenciação magmática envolvendo o fracionamento de olivina+piroxênio e fases acessórias. A análise dos ETR indicou forte enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP, sugerindo uma fonte que não envolveu a fusão de granada (profundidade inferior a 100 km).

Palavras-Chave: vulcanismo recente, fácies vulcânicas, ilhas oceânicas, vulcanismo subsaturado

ABSTRACT

A detailed lithofacies and facies associations analyzes are techniques currently used in the stratigraphic organization and in the reconstruction of volcanic episodes. In this work, stratigraphic concepts were used, such as logged sections with a detailed description of the lithofacies in association with petrological analyzes to characterize the Morro Vermelho Formation (FMV). This unit represents Pleistocene volcanic activity on the Trindade Island. The objective of this work is to construct a hypothesis about the genesis and emplacement of the rocks of this formation. The study and interpretation of outcrops allowed to identify that the unit is composed by the intercalation of nephelinitic flows (ankaratritos) and pyroclastic deposits generated by single and continuous volcanic activity. The record of volcanism remain exposed in a volcanic pile of about 400 meters thickness. A 260-m-thick succession formed by 'A'a flows appears at the base of the sequence. Pyroclastic deposits overly the lava flows and vary from breccias to well selected lapillites being composed mainly of basaltic scoria. These lithofacies are related to the formation of the scoria cone. The identification of these deposits allowed to evaluate the evolution of volcanism in this unit, identifying Havaian and Strombolian activity. Geochemical data on 4 samples allowed to classify FMV rocks in the TAS diagram as tefrites and basanites. Major and trace elements suggest a magmatic evolution by magmatic differentiation involving the fractionation of olivine + pyroxene and accessory phases. The analysis of the ETR indicated a strong enrichment of ETRL in relation to ETRP, suggesting a source that did not involve the fusion of garnet (depth less than 100 km).

Keywords: recent volcanism, volcanic facies, oceanic islands, subsaturated volcanism

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1: Visão geral da ilha da Trindade. Foto retirada em aeronave com visão para o NW do território.....18
- Figura 2: Esquema que correlaciona os conceitos básicos da estratigrafia de sequências. Modificado de Walker & James (1992).....22
- Figura 3: Classificação genética dos depósitos vulcânicos (Modificado de McPhie et al. 1993).....24
- Figura 4: A – delimitado pelas linhas pontilhadas nível de cinzas vulcânicas; B – detalhe de um depósito lapilítico; C – fragmentos tamanho bloco e bomba em depósito de brecha.....27
- Figura 5: A – organização de um derrame ‘A’a com zona de núcleo delimitada pelas linhas pontilhadas; B – detalhe de xenólitos de olivina (pontos esverdeados) em derrame de nefelinito; C – fonólito apresentando fenocristais de feldspato alcalino (setas vermelhas) e xenólitos (setas brancas).....27
- Figura 6: Vulcão Kilauea, no Havaí, lançando suas lavas a alguns metros de altura e gerando derrames basálticos (extraído de <http://hvo.wr.usgs.gov/multimedia/archive/>).....30
- Figura 7: Vulcão Stromboli, na Itália, ejetando fragmentos de lava pelos ares que se depositam no entorno da cratera. (extraído de <http://geology.com/volcanoes/stromboli/>).....31
- Figura 8: Vulcão Santa Helena, nos Estados Unidos, lançando sua coluna de cinzas até altitudes estratosféricas durante erupção largamente documentada. (extraído de https://volcanoes.usgs.gov/volcanoes/st_helens).....33
- Figura 9: Vulcão Montserrat, no Caribe. A - imagem aérea do cone vulcânico expelindo gases e cinzas. B - grande fluxo piroclástico com coluna de cinzas entrando no oceano. (extraído de www.montserratvolcano.org).....34
- Figura 10: Monte Pelée, ilha de Saint Pierre, Martinica. A – imagem do vulcão hoje em dia. B – fotografia retirada da vila devastada pelas avalanches após erupção de 1932. C – detalhe de “neck” magmática formada durante a erupção de 1932.....35
- Figura 11: Uma das mais jovens ilhas vulcânicas do planeta, no Japão. A – 2013, após dias de explosões freatomagmáticas submarinas o pequeno cone vulcânico da ilha é avistado. B – 2014, ilha já estabelecida e crescendo em direção da mais antiga, Nishinoshima . C – Nova ilha japonesa em constante crescimento, hoje em dia.....36
- Figura 12: Detalhe de rompimento da frente de um lobo e formação de estruturas em corda (centimétricas) em derrame do tipo pahoehoe. Pu'uo'o, Havaí (extraído de <http://hvo.wr.usgs.gov/multimedia/archive/>).....38
- Figura 13: Frente de avanço de um derrame do tipo ‘A’a. A porção alaranjada representa a frente do derrame, onde ocorre o movimento Caterpillar de transporte de

brechas do topo para a base. Kilauea, Havaí (extraído de http://hvo.wr.usgs.gov/multimedia/archive/).....	39
Figura 14: Fragmento da superfície de uma lava pahoehoe. (extraído de https://hilo.hawaii.edu/~kenhon/GEOL205/flows/default.htm).....	40
Figura 15: Derrame do morfotipo <i>rubblly pahoehoe</i> recobrando depósitos lapilíticos na unidade Vulcão do Paredão. Há indicação da base sem autobrechas e topo escoriáceo.....	41
Figura 16: Localização da Ilha da Trindade dentro do contexto da cadeia Vitória Trindade. (Extraído de Almeida, 2006).....	43
Figura 17: Alinhamento das ilhas vulcânicas do arquipélago do Havaí, gerado pela passagem da crosta sobre um ponto quente e modelo geológico simplificado do arquipélago. (imagem de satélite Landsat - Google Earth Pro).....	44
Figura 18: Perfil batimétrico mostrando o alinhamento das ilhas vulcânicas, montes submarinos e guyots formados pela passagem da crosta sobre o ponto quente do Havaí. (Retirado e modificado de http://blog.thesietch.org/tag/hawaii/).....	45
Figura 19: Em destaque (vermelho) as manifestações vulcânicas relacionadas à passagem da crosta sobre o hotspot de Trindade (modificado de Fodor, 1999).....	46
Figura 20: Perfil batimétrico mostrando as elevações vulcânicas geradas pela passagem da crosta oceânica sobre o <i>hotspot</i> de Trindade (Modificado de Almeida, L.F., 2006).....	47
Figura 21: Imagem aérea da ilha (Landsat – Google Earth Pro) e fotografia retirada em helicóptero com vista da porção Norte de Trindade (Retirada de https://www.mar.mil.br/secirm/portugues/trindade.html).....	47
Figura 22: Unidades da Ilha da Trindade. A- <i>Necks</i> do Complexo Trindade; B- Planalto estrutural da Sequência Desejado; C- Depósitos da Formação Morro Vermelho; D- Derrames da Formação Valado e E- Porção do cone de escórias da Formação Vulcão do Paredão.....	50
Figura 23: Porção relacionada à fluxos de escória da FMV em seção colunar sem nenhuma forma de tratamento em programa de vetorização.....	54
Figura 24: Mapa geológico da ilha da Trindade. (Extraído e modificado de Almeida, 1961).....	56
Figura 25: Fotomicrografia detalhando um cristal de olivina com textura esquelética.....	57
Figura 26: Detalhe da lâmina petrográfica (4.5x2.5 cm) do núcleo de um derrame de nefelinito. Pode-se notar a presença de fenocristais orientados emersos em uma matriz fanerítica fina e vesículas estiradas segundo o fluxo.....	58

Figura 27: Detalhes do ambiente de trabalho no software Petrograph (Petrelli M., Poli G., Perugini D e Peccerillo A.), da Universidade de Perugia – ITA, e que foi utilizado para gerar gráficos químicos e interpretá-los. O download do software é gratuito em (http://accounts.unipg.it/~maurip/SOFTWARE.htm).....	60
Figura 28: Detalhe da localização da FMV com indicação da referida Praia da Calheta e Pico do Desejado.....	61
Figura 29: Trilha para o Pico do Desejado A= derrames de nefelinito aflorantes na praia da Calheta, B= sequência de derrames em voçoroca próxima à praia da Calheta, C= porção do cone vulcânico da FMV e D= destaque (linha vermelha) do contato entre FMV e SD.....	62
Figura 30: Sequência de derrames de morfotipo ‘A’a aflorantes na porção basal da FMV.....	64
Figura 31: Detalhes da seção colunar da porção basal formada por derrames da FMV.....	67
Figura 32: Detalhes em afloramento de brechas da FMV.....	68
Figura 33: sucessão de depósitos de fluxo de escórias da FMV.....	69
Figura 34: Início dos depósitos lapilíticos referentes ao cone de escórias da FMV. A origem do nome da unidade refere-se às cores dos depósitos nesta porção da formação.....	70
Figura 35: Fotomasaico mostrando porção ainda preservada do cone de escórias da FMV com destaque da superfície de deslizamento (vermelho) e diferentes inclinações nas camadas que o compõem (branco).....	70
Figura 36: Alternância de camadas de lapilito e lápili-tufo pertencentes ao cone da FMV e detalhe dos depósitos.....	71
Figura 37: Todas as fotomicrografias foram adquiridas a nicóis paralelos. A- detalhe de um fragmento de escória, vítreo e vesiculado com fenocristal de olivina (ol) oxidado emerso; B- cristaloclasto de feldspato potássico (sanidina - Sa); C- fenocristal de flogopita e fragmentos vítreos angulosos; D- fragmento lítico alterado de composição fonolítica onde se reconhece fenocristal de sanidina e textura traquítica marcada em cristais de feldspato potássico.....	73
Figura 38: As fotomicrografias A e C foram adquiridas com nicóis cruzados, enquanto a B e D em nicóis paralelos. A- fenocristais subédricos a euédricos de Ol emersos em matriz fanerítica fina composta por cristais de Ol, Di e Nsn, além de óxidos. Nicóis cruzados; B- textura glomeroporfírica entre fenocristais de olivina e cristais de noseana (Nsn) emersos em na matriz fina; C- fenocristal de Ol com textura esquelética causada pelo rápido resfriamento do sistema e indicação de microfenocristais de piroxênio (Di); D- indicação de fenocristais de Ol, pequenos cristais de Nsn e vesículas (Ves) estiradas segundo o fluxo.....	75

Figura 39: Fotomicrografias adquiridas a nicóis paralelos. A- fragmento de escória com cristais de Nsn orientados segundo o fluxo e fenocristal de Ol em matriz muito fina, fragmentada e alterada onde não se reconhecem os constituintes originais; B- fragmento de escória vesiculado com fenocristais de Ol_n e Ns_n	76
Figura 40: As fotomicrografias A, B e C foram adquiridas a nicóis cruzados. A- textura glomeroporfirítica entre fenocristais de Ol em matriz fanerítica de fina a média composta basicamente por cristais de Ol e Di; B- Fenocristais de Ol; C- textura de rápido resfriamento (esqueletal) em fenocristal de Ol e indicação de vesícula em matriz fanerítica de fina a média; D- fenocristal de olivina completamete oxidado e substituído por óxidos em porção menos maciça da lâmina.....	77
Figura 41: Diagrama TAS (SiO_2 vs Álcalis) para rochas vulcânicas. (LeBas et al. 1986).....	79
Figura 42: Gráficos MgO (%wt) vs elementos maiores (%wt) da FMV. O círculo em azul representa o termo piroclástico analisado (Tr-1 A), enquanto os vermelhos representam os termos efusivos (Tr-2, Tr-4 e Tr-6).....	80
Figura 43: Diagramas para MgO (%) vs Ni (ppm), Co (ppm), Zr (ppm), Hf (ppm) e Ta (ppm). O círculo em azul representa o termo piroclástico analisado (Tr-1 A), enquanto os vermelhos representam os termos efusivos (Tr-2, Tr-4 e Tr-6).....	81
Figura 44: Distribuição de elementos terra rara (ETR) normalizados para Condrito (Sun & Mcdonough, 1989) nas amostras da FMV.....	83
Figura 45: Modelo de geração dos depósitos efusivos (Vulcanismo Havaiano) da FMV.....	85
Figura 46: Modelo de geração dos depósitos piroclásticos (Vulcanismo Estromboliano) da FMV.....	86
Figura 47: Deslizamento e vulcanismo Estromboliano no final do magmatismo no MV.....	87
Figura 48: Detalhe da superfície erosiva e truncamento das camadas do cone de escórias da FMV.....	88

LISTA DE TABELAS

Tabela 01: Depósitos vulcânicos em geral, autoclásticos e autoclásticos ressedimentados (Modificado de McPhie, 1993).....	26
Tabela 02: Tabela com a nomenclatura para partículas vulcânicas e os principais depósitos formados. (Le Maitre <i>et al.</i> , 2003).....	26
Tabela 03: Código de litofácies criado por Rossetti <i>et al.</i> (2014), para os derrames basálticos da Fm. Serra Geral na calha principal da Sinclinal de Torres. (Extraído e modificado de Rossetti <i>et al.</i> , 2014).....	28
Tabela 04: Quadro mostrando as 6 principais morfologias observadas em derrames. (Modificado de Duraiswami <i>et al.</i> , 2013).....	42
Tabela 05: Códigos de litofácies criados para identificação dos depósitos na F. Morro Vermelho.....	66
Tabela 06: Óxidos de elementos maiores, menores e REE das amostras da FMV.....	78
Tabela 07: Norma CIPW calculada em base anidra e razão $FeO/Fe_2O_3 = 0.85$	82

SUMARIO

1. INTRODUÇÃO.....	16
1.1 GENERALIDADES E HISTÓRICO	16
1.2 PROBLEMAS E HIPÓTESES	18
1.3 OBJETIVOS.....	19
1.4 JUSTIFICATIVA DO PROJETO	19
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	21
2.1 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS.....	21
2.1.1 Conceitos Básicos.....	21
2.1.2 Estratigrafia de unidades vulcânicas.....	23
2.2 ESTILOS ERUPTIVOS.....	29
2.2.1 Havaiano.....	29
2.2.2 Estromboliano.....	30
2.2.3 Pliniano.....	31
2.2.4 Vulcaniano.....	33
2.2.5 Peléana.....	34
2.2.6 Hidromagmática.....	35
2.3 MORFOTIPOS DE DERRAMES BÁSICOS	37
2.3.1 <i>Pahoehoe</i>	37
2.3.2 <i>'A'a</i>	38
2.3.3 <i>Slabby Pahoehoe</i>	39
2.3.4 <i>Rubbly Pahoehoe</i>	40
3. CONTEXTO GEOLOGICO	43
3.1 LOCALIZAÇÃO.....	43
3.2 CADEIA VITÓRIA-TRINDADE	44
3.3 GEOLOGIA DA ILHA DA TRINDADE	47
4. METODOLOGIA	51
4.1 ETAPA PRÉ-CAMPO	51
4.1.1 Revisão bibliográfica.....	51
4.1.2 Sensoriamento remoto.....	51
4.2 ETAPA DE CAMPO	52
4.2.1 Dimensionamento da área.....	53
4.2.2 Descrição detalhada das litofácies	53
4.2.3 Confecção de croquis e perfis colunares.....	53
4.2.4 Amostragem	54
4.2.5 Banco de imagens	55
4.3 ETAPA DE LABORATÓRIO.....	55
4.3.1 Geoprocessamento	55
4.3.2 Descrições petrográficas.....	57
4.3.3 Litoquímica	58
4.4 INTERPRETAÇÃO E INTEGRAÇÃO DOS DADOS	60
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	61
5.1 FORMAÇÃO MORRO VERMELHO (“FMV”).....	61
5.2 LITOFÁCIES	65
5.3 PETROGRAFIA	72
5.4 CARACTERIZAÇÃO QUÍMICAS	77

5.5 MODELO GEOLÓGICO.....	83
6. CONCLUSÕES	89
REFERÊNCIAS	91
APÊNDICES.....	94

1. INTRODUÇÃO

Neste capítulo serão expostos os problemas e hipóteses que nortearam o trabalho, bem como os objetivos e a justificativa do projeto e algumas generalidades, curiosidades e fatos marcantes na curta história ocupacional da Ilha da Trindade.

1.1 Generalidades e histórico

A ilha da Trindade localiza-se à cerca de 1300 km da cidade de Vitória, litoral do estado do Espírito Santo e sua tutela pertence à Marinha do Brasil. Possui aproximadamente 13,5 km², orientação espacial NW-SE e, juntamente com arquipélago de Martin Vaz, é a porção mais a leste do território brasileiro sendo o ponto extremo de um alinhamento de montes submarinos e *guyots*. Este alinhamento é denominado Cadeia Vitória Trindade, possui orientação W-E similar à da zona de fratura em que está colocada, e sua gênese está relacionada ao movimento da crosta oceânica sobre uma porção com temperaturas mantélicas anômalas (*hotspot* de Trindade). Datações realizadas em corpos vulcânicos pertencentes ao alinhamento e que ocorrem na litosfera oceânica, indicaram idades variando desde 43.5 Ma até o começo da formação da Ilha e arquipélago de Martin Vaz, ocorrida a 3.69 Ma (Cordani, 1970). Trindade (Figura 1) nada mais é do que o cimo erodido de um edifício vulcânico que se ergue do substrato marinho situado a pelo menos 5.500 m de profundidade. A ilha é geologicamente heterogênea apesar de sua pequena dimensão, possuindo um relevo bastante acidentado (altitude máxima de aproximadamente 650 m), com muitas ravinas, voçorocas e paredões subverticais. Este relevo é sustentado por inúmeros *plugs* e *necks* fonolíticos que atingem, em alguns casos, 500 m de altura por 400 m de diâmetro, como também alguns cones vulcânicos. A presença de escassa vegetação e predominância de clima seco auxiliam na conservação das unidades aflorantes, colaborando para que o trabalho seja realizado. A maioria dos afloramentos encontra-se com alteração incipiente a moderada, sendo os termos mais intemperizados relacionados às rochas vulcanoclásticas retrabalhadas, com granulação muito fina ou que se encontram à beira-mar, onde são continuamente retrabalhadas.

Além de sua importância do ponto de vista geológico, a ilha é também um

laboratório a céu aberto para biólogos, geógrafos, meteorologistas dentre outros profissionais de diversas áreas de pesquisa. Se junta a este fato, a importância geopolítica que tanto Trindade como o Arquipélago de Martin Vaz representam para o Brasil. Por estarem a quase 1.300 km da costa brasileira, há um grande esforço conjunto entre universidades, entidades, governo e Marinha do Brasil para manter na ilha estudos nas mais diversas áreas bem como um contingente de soldados e oficiais para garantir a soberania do estado nesta remota localidade. Com isso, há garantia de exploração das 200 milhas marítimas circundantes a ilha e ao arquipélago. O histórico de Trindade mostra a sua importância tanto quando nos referimos à localização, como à diversidade e endemismo de algumas espécies que só lá existem, evidenciada pelas constantes invasões por outras nações:

- descobrimento em 1501 pelo navegador português João da Nova;
- "batizada" como Trindade em 1502 pelo navegador Estevão da Gama, em homenagem à Santíssima Trindade por conta de três elevações que se destacam no relevo;
- frequentemente confundida com Ascensão no século XVI, como visto em cartas e escritos da época, devido ao interesse britânico nas ilhas do Atlântico Sul;
- do século XVI ao XVII foi frequentada por traficantes de escravos e piratas ingleses, servindo como ponto de apoio marítimo;
- entre os séculos XVIII e XIX a ilha foi visitada por inúmeros navegadores, exploradores e naturalistas. Dentre estes, vale destacar o astrônomo Edmond Halley. Nesta mesma expedição foram inseridas cabras na ilha que devastaram cerca de 97% da cobertura de mata-atlântica existente na ilha. Posteriormente os animais tiveram de ser abatidos para haver condições de fixar uma ocupação humana na ilha;
- em 1882 Trindade passa a fazer parte do território brasileiro;
- 1895: nova invasão britânica com a justificativa de estabelecer uma estação de cabo submarino. Por vias diplomáticas o Brasil retoma a posse da ilha, que é confirmada com a ida de um navio brasileiro e colocação de um marco de soberania com os dizeres: "O direito vence a força".
- 1916 ocorre ocupação brasileira na ilha para impedir sua utilização por navios do eixo durante a 1ª Guerra Mundial. Durante a 2ª Guerra Mundial, é novamente guarnecida com o mesmo propósito;

- 1950: enviada uma expedição científica para planejar a ocupação permanente da Ilha e em 1957 é criado o POIT – “Posto Oceanográfico da Ilha da Trindade”. (extraído de <https://www.mar.mil.br/secirm/portugues/trindade.html>)



Figura 1: Visão geral da ilha da Trindade. Foto retirada em aeronave com visão para o NW do território.

1.2 Problemas e Hipóteses

Nos estudos realizados na Ilha da Trindade, e em outras ilhas oceânicas brasileiras (ex. Fernando de Noronha, Abrolhos e São Pedro e São Paulo), dá-se muita importância para análises estruturais que controlaram suas formações, dados químicos para correlação com outras ilhas já bastante conhecidas e também datações radiométricas. Levantamentos detalhados das fácies e associações de fácies que compõem os depósitos e suas relações com os tipos de vulcanismos é um método de abordagem ainda pouco utilizado para formações vulcânicas, e que foi escolhido no presente trabalho como forma preferencial de estudo dos produtos gerados na Formação Morro Vermelho (FMV). Com base nestas estratégias de trabalho, foram considerados os seguintes aspectos:

- Quais os principais parâmetros envolvidos na ocorrência de características heterogêneas no vulcanismo da FMV?

- Como teria ocorrido a alternância entre estilos eruptivos e qual seria o modelo esperado?

- É possível remontar os episódios vulcânicos formadores da unidade?

Com base nos estudos prévios realizados ao longo da primeira expedição na ilha para aquisição de dados foi possível sugerir as seguintes hipóteses para tais indagações:

- O vulcanismo da “FMV” gerou depósitos quimicamente muito semelhantes;

- Apesar da formação possuir características químicas equivalentes, a dinâmica deste vulcanismo foi bastante heterogênea, alternando momentos mais e menos explosivos;

- A FMV não sofreu significantes modificações em sua forma desde sua formação, sendo possível a partir de um detalhamento estratigráfico reconstruir o histórico de geração dos depósitos da unidade.

1.3 Objetivos

O principal objetivo do presente trabalho foi a elaboração de um modelo geológico que pudesse explicar como ocorreu a evolução do vulcanismo na FMV. Priorizou-se a construção de um arcabouço estratigráfico com base nos principais morfotipos de derrames encontrados, depósitos piroclásticos e como estes estão organizados para formar o edifício vulcânico da unidade. O levantamento de seções colunares e descrições detalhadas dos depósitos foram de essencial importância para a interpretação das formas de *emplacement* e conseqüente comparativos a estilos eruptivos conhecidos. Dados de química em rocha total e petrografia puderam ser utilizados conjuntamente para corroborar os dados e explicar alguns fatores que ficam em aberto em estudos macroscópicos, como é o caso da análise estratigráfica descrita. Com o uso destas técnicas foi possível elaborar um modelo plausível de gênese para a Formação Morro Vermelho.

1.4 Justificativa do projeto

O uso de princípios estratigráficos auxilia na identificação dos tipos morfológicos de lavas e depósitos piroclásticos, sendo importantes também, para compreensão dos processos genéticos. A descrição completa e criteriosa de fácies permite confeccionar associações de fácies que podem, e são, representativas de

um modelo gerador do vulcanismo. A partir desta premissa, podemos interpretar a origem, os mecanismos de *emplacement*, e as interações ou não com o meio. A unidade escolhida para o presente trabalho é a terceira mais antiga da ilha, a Formação Morro Vermelho, pelo seu fácil acesso, boa exposição e conservação do registro. Estudos deste tipo, em escala de afloramento, são inéditos para a ilha da Trindade, o que torna o trabalho ainda mais desafiador e empolgante por gerar uma nova gama de dados para análise da ilha.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo serão revisados os principais conceitos de estratigrafia de sequências, estratigrafia relacionada à depósitos vulcânicos, vulcanologia física, assim como a geologia da Ilha da Trindade com foco na formação a que se refere o presente estudo, a FMV.

2.1 Estratigrafia de sequências

Esta seção tem como objetivo expor os principais conceitos utilizados em estratigrafia de sequências tanto sedimentares como vulcânicas.

2.1.1 Conceitos Básicos

A estratigrafia de sequências é o estudo da interação das rochas dentro de um arcabouço cronoestratigráfico, objetivando subdividir o preenchimento de uma bacia sedimentar em pacotes de rochas geneticamente relacionadas, limitadas no topo e na base por superfícies chave. (Posamentier *et al.*, 1988)

Fácies são definidas por todo o conjunto de características que distinguem um intervalo deposicional dos adjacentes a ele. Estes estratos são depositados em um mesmo intervalo temporal, o que lhes confere uma determinada variabilidade de litologias e estruturas que irão lhes diferenciar dos demais. (Middleton, 1978; Selley, 1978; Walker, 1984). O termo *sucessão de fácies* é utilizado quando certo número de fácies apresenta uma gradual variação em um ou vários parâmetros faciológicos que os identificam. Esta variação pode ser acompanhada lateral e/ou verticalmente na sucessão. Quando um conjunto de fácies pode ser relacionada geneticamente, ou seja, suas características como o tipo de litologia formada, estruturas presentes e até mesmo dimensões e distribuição são indicativas de que foram formadas por processos relacionados e em um mesmo espaço temporal, têm-se uma *associações de fácies* (Collinson, 1969). Certos ambientes deposicionais apresentam associações de fácies clássicas que, independente do espaço temporal formada, sempre irão gerar depósitos com as mesmas características faciológicas. A estas associações de fácies recorrentes de certos ambientes utilize-se o termo *elemento arquitetural*, ou seja, um conjunto de fácies que reflete invariavelmente o ambiente

que o depositou. Modelo de fácies é um termo reservado à caracterização de um determinado sistema deposicional. Para se chegar a este modelo, utiliza-se conjuntamente todos os parâmetros vistos nas fácies, associações e sucessões de fácies bem como os possíveis elementos arquiteturais do ambiente, em depósitos modernos e antigos. Realiza-se, assim, um comparativo entre o “velho” e “novo” para gerar um modelo que seja plausível para o sistema em estudo. (Figura 2).

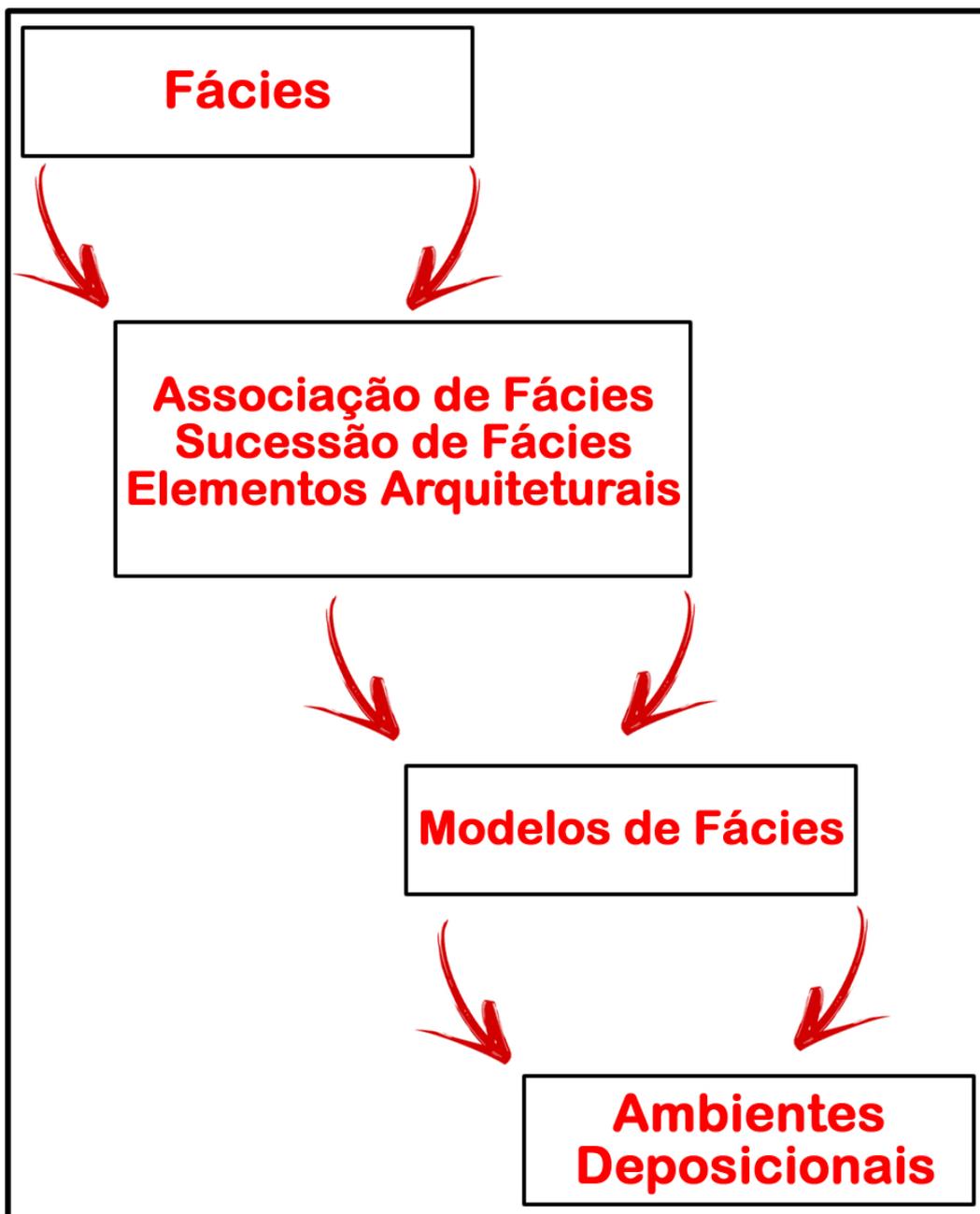


Figura 2: Esquema que correlaciona os conceitos básicos da estratigrafia de seqüências. Modificado de Walker & James (1992).

2.1.2 Estratigrafia de unidades vulcânicas

A abordagem descritiva para sequências vulcânicas é aplicada tanto para rochas coerentes (lavas maciças sem autobrecha), como para vulcanoclásticas (autoclásticas, piroclásticas, piroclásticas retrabalhadas e rochas sedimentares ricas em constituintes vulcânicos). Em depósitos vulcanoclásticos, exceto piroclásticos, pela semelhança deposicional com partículas sedimentares, utilize-se uma descrição de fácies que segue os critérios granulométricos adotados para as rochas sedimentares (Tabela 1). No caso de depósitos piroclásticos a terminologia empregada principalmente para descrição do tamanho de partículas difere da usualmente utilizada para as rochas sedimentares. (Tabela 2)

Dois tipos distintos de manifestações podem ser geradas através de eventos vulcânicos: efusivas e/ou explosivas. Fluxos de lavas e domos, acompanhados ou não por corpos intrusivos sin-vulcânicos (diques, sills, etc) representam o primeiro tipo. Nestas lavas e produtos associados dominam texturas coerentes ou não-particuladas, embora condições vulcanoclásticas (autoclástica) possam ocorrer. O segundo tipo de manifestação, por sua vez, gera três principais tipos de depósitos piroclásticos primários: de fluxo, tipo *surge* e de queda. A condição particulada destes depósitos facilita o deslocamento dos constituintes durante ou após a erupção, gerando depósitos vulcanoclásticos ressedimentados (autoclásticos, piroclásticos, ressedimentados sin-eruptivo e sedimentares vulcanogênicos). (Sommer et al. 2003) (Figura 3). Vale salientar que o termo “vulcanoclástica”, muito utilizado para descrição de rochas que contenham fragmentos vulcânicos, não possui uma conotação genética, como normalmente é utilizado. Ele engloba rochas autoclásticas, depósitos ou rochas piroclásticas, depósitos ou rochas piroclásticas ressedimentadas e também depósitos ou rochas sedimentares vulcanogênicas.

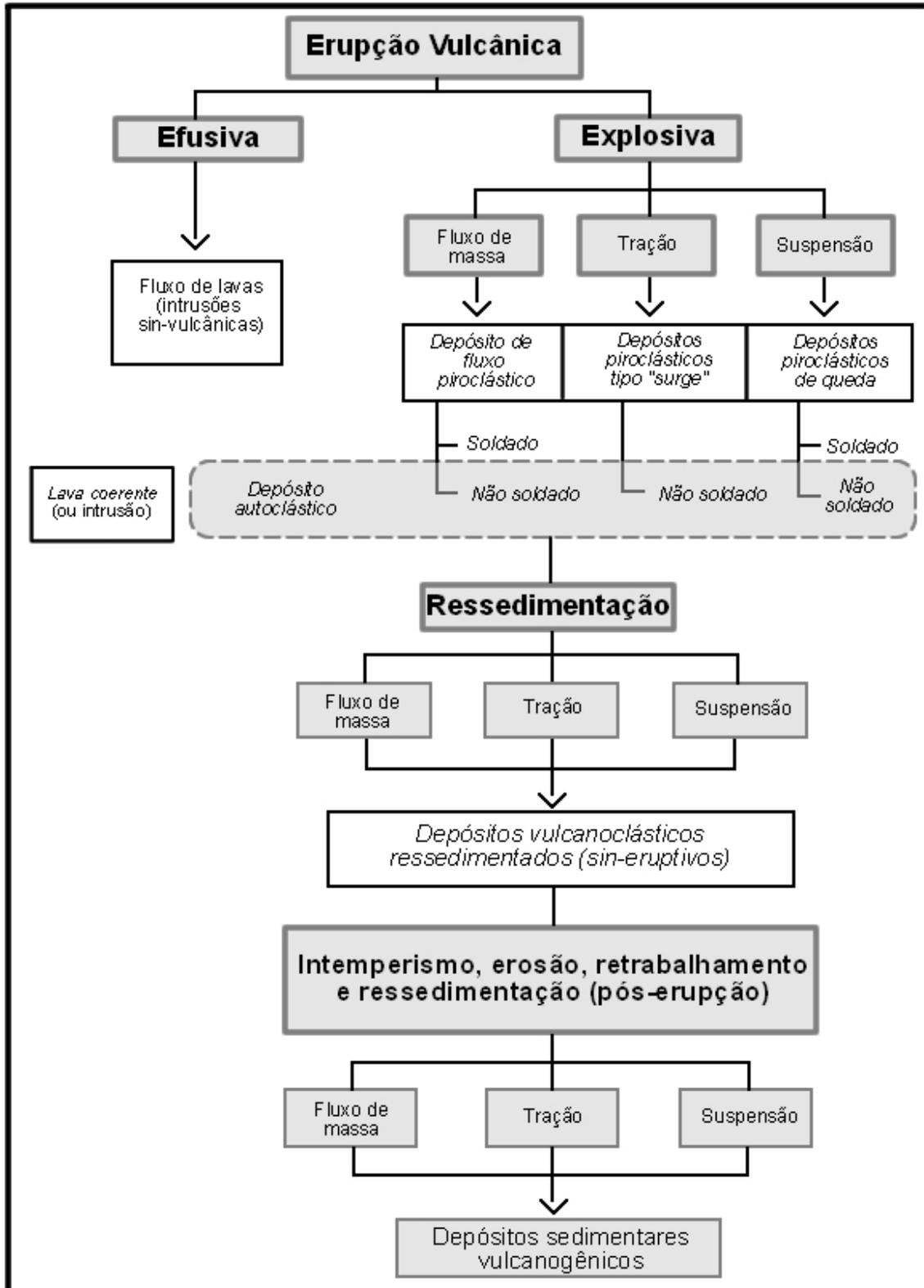


Figura 3: Classificação genética dos depósitos vulcânicos (Modificado de McPhie et al. 1993).

Os processos autoclásticos podem gerar volumes significativos de lavas e/ou termos intrusivos rasos fragmentados como subprodutos comuns em erupções

efusivas. Estes processos independem da composição do magma e do ambiente (subaéreo ou subaquoso). Apesar do processo autoclástico ocorrer em ambos os ambientes, ocorrem características particulares na formação de cada um. Em ambiente subaéreo, os segmentos mais frios dos fluxos são por consequência mais viscosos e sujeitos a uma maior taxa de deformação, podendo responder ao estresse de forma frágil. Este processo, em geral, afeta as porções externas das lavas e intrusões rasas, gerando uma rígida camada de blocos, placas e agulhas. Estas camadas são compostas por agregados monomíticos, clasto sustentados, pobres em matriz. Estas características refletem a baixa capacidade que o ambiente subaéreo possui de gerar nos fluxos partículas autoclásticas muito finas. As texturas podem variar de *jigsaw-fit* até uma lava coerente fraturada. Deve-se notar que em derrames do morfotipo *A'a'*, por exemplo, as autobrechas localizadas na porção basal são consideradas ressedimentadas, pois são geradas no topo dos fluxos e transportadas para base por um movimento semelhante a uma esteira ("*caterpillar*"). No âmbito subaquoso, onde há maior choque termal entre os derrames e intrusões com o meio, há maior secessão do sistema, possibilitando a geração de fragmentos menores do que no ambiente subaéreo. Mesmo ocorrendo esta diferença entre as velocidades de arrefecimento, as diferenças entre autobrechas (subaéreo) e hialoclastitos (subaquoso) são sutis. Em porções autoclásticas subaéreas, além de pouca presença de fragmentos finos, não há evidência de rápido resfriamento tais como bordas vítreas cortadas por finas juntas normais. (Tabela 1 e Figura 5)

Tabela 1: Depósitos vulcânicos em geral, autoclásticos e autoclásticos ressedimentados (Modificado de McPhie, 1993)

Tamanho de grão (mm)	Depósitos vulcânicos em geral e depósitos sedimentares vulcanogênicos (intemperismo, erosão, deposição, litificação)	Depósitos Autoclásticos			Depósitos autoclásticos ressedimentados (autoclastos alóctones)
		Hialoclastito	Autobrecha	Mistura ou origem incerta	
< 1/16	Lamito vulcânico	Hialoclastito fino	?	Lamito autoclástico	Hialoclastito fino ressedimentado, lamito autoclástico
1/16 - 2	Arenito vulcânico	Arenito hialoclastítico		Arenito autoclástico	Arenito hialoclastítico ressedimentado, arenito autoclástico ressedimentado
2 - 4	Conglomerado vulcânico	Hialoclastito granular	Autobrecha granular	Brecha autoclástica granular	Hialoclastito granular ressedimentado, autobrecha granular ressedimentada, brecha autoclástica granular ressedimentada
4 - 64		Brecha hialoclastítica	Autobrecha	Brecha autoclástica	Brecha hialoclastítica ressedimentada, autobrecha ressedimentada, brecha autoclástica ressedimentada
> 64	Brecha vulcânica	Brecha hialoclastítica grossa	Autobrecha grossa	Brecha autoclástica grossa	Brecha hialoclastítica grossa ressedimentada, autobrecha grossa ressedimentada, brecha autoclástica grossa ressedimentada

Em depósitos vulcânicos particulados (epiclásticos e piroclásticos), pela semelhança deposicional com partículas sedimentares, utilize-se uma descrição de fácies que segue os critérios adotados para as rochas sedimentares. Logicamente, a terminologia empregada principalmente para descrição do tamanho de partículas neste trabalho difere da utilizada para rochas sedimentares. (Tabela 2 e Figura 4)

Tabela 2: Tabela com a nomenclatura para partículas vulcânicas e os principais depósitos formados (Le Maitre, 2002)

Partícula	Diâmetro (mm)	Exemplo
Cinza fina	≤ 0.0625	Tufo fino
Cinza grossa	< 2	Tufo grosso
Lápili	2 - 64	Lapilito
Bloco	> 64	Brechas piroclástica
Bomba	> 64	Aglomerado



Figura 4: A – delimitado pelas linhas pontilhadas nível de cinzas vulcânicas da unidade Sequência Desejado; B – detalhe de um depósito lapilítico da FMV; C – fragmentos tamanho bloco e bomba em depósito de brecha da FMV.

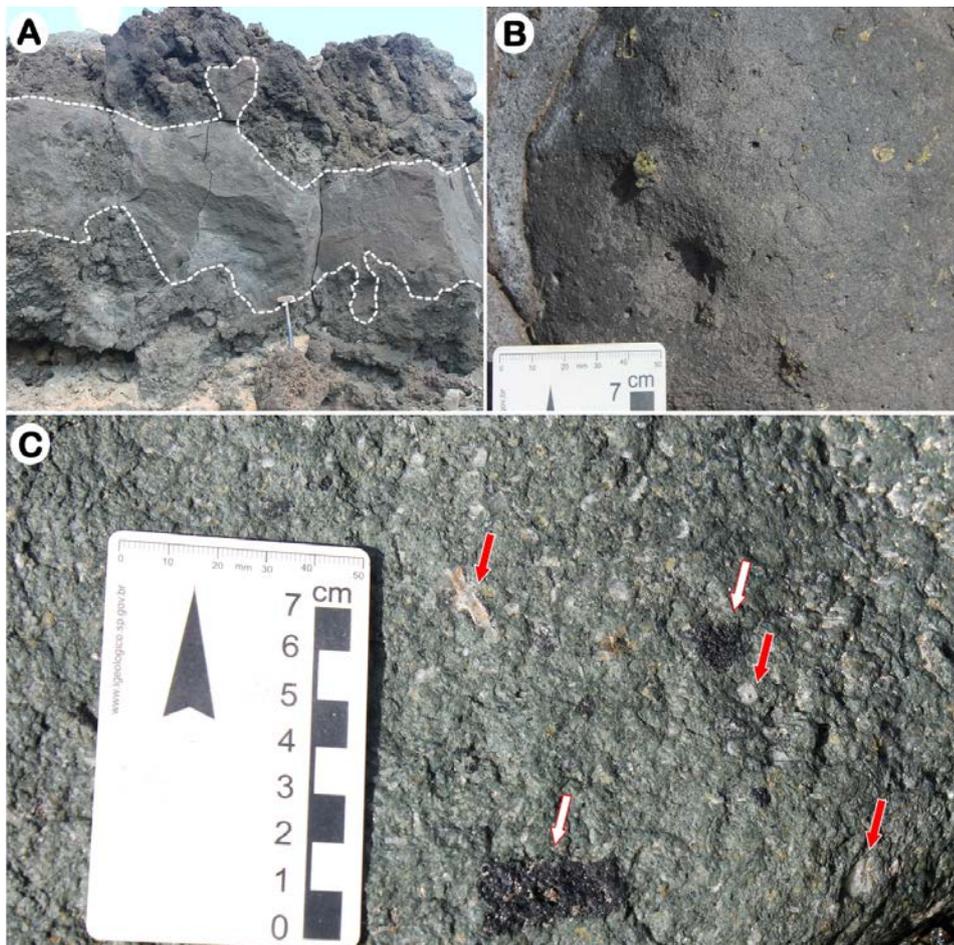


Figura 5: A – organização de um derrame 'A' da formação Valado com topo e base brechados e zona de núcleo delimitada pelas linhas pontilhadas; B – detalhe de xenólitos de olivina (pontos esverdeados) em derrame de nefelinito da unidade Vulcão do Paredão; C – fonólito apresentando fenocristais de feldspato alcalino (setas vermelhas) e xenólitos (setas brancas) pertencente a unidade Complexo Trindade.

Em 1977, Andrew D. Miall criou um código de fácies para rochas sedimentares constituído pelo identificador de fácies (granulometria) seguido pela descrição da litofácies, estruturas sedimentares e de uma possível interpretação do processo gerador. Já em 1987, Cas & Wright descreveram uma tabela de classes de tamanho de grão de rochas vulcanoclásticas, suas características diagnósticas e possível processo de origem, utilizando os trabalhos de Miall como pano de fundo. Trabalhos pioneiros (Jerram, 2002; Farrel, 2010; Waichel *et al.* 2012) propuseram terminologias para a arquitetura de fácies em lavas. Em recente trabalho (Rossetti *et al.*, 2014) propôs um código de fácies e associações de fácies para derrames básicos subaéreos da Formação Serra Geral, no estado do Rio Grande do Sul (Tabela 3). Baseando-se, então, em todos os trabalhos e preceitos expostos, serão analisadas e descritas todas as litologias aflorantes na Formação Morro Vermelho na ilha da Trindade, com prévia exposição de todos os códigos utilizados.

Tabela 3: Código de litofácies criado para os derrames basálticos da Fm. Serra Geral na calha principal da Sinclinal de Torres. (Extraído e modificado de Rossetti *et al.*, 2014)

Código de Fácies	Descrição	Interpretação
Bpi	Basalto com vesículas "pipe"	Base de derrame <i>pahoehoe</i>
mB	Basalto maciço	Núcleo de derrame
vB	Basalto vesicular	Topo de derrame <i>pahoehoe</i> ou porção superior de núcleo coerente de derrame <i>rubblly</i>
cB	Basalto colunar	Lava "ponded" em porção interduna
aB	Basalto afanítico	Núcleo de derrame <i>rubblly</i>
Br	Autobrecha basáltica	Topo brechado de derrame <i>rubblly</i>
Pp	Peperito. Fragmentos de basalto vesicular em uma matriz arenosa	Interação entre lava e sedimentos inconsolidados

2.2 Estilos eruptivos

Seção destinada à descrição dos principais estilos eruptivos já descritos, sintetizando suas principais características e depósitos formados.

2.2.1 Havaiano

Há geração de cones vulcânicos baixos e com grandes dimensões em seu diâmetro de base, também podendo ocorrer ao longo de fissuras sem a construção de um edifício vulcânico. A lava que ascende da câmara magmática pode ser diretamente ejetada através do cone (podendo atingir grandes alturas), fluir ao longo de fissuras ou ainda se concentrar em lagos de lava, que representam um dos termos finais das colunas eruptivas de um sistema vulcânico. A concentração do magma em condutos quase cilíndricos é comum, pois representa a forma mais energeticamente viável de ocorrer conforme a razão volume e área de superfície. O termo Havaiano deriva do vulcanismo vigente nas ilhas do Havaí, e é reservado à fontes onde ocorram grandes e contínuas quantidades de lava. Um dos exemplos clássicos destas fontes está presente, hoje, na grande ilha do Havaí: vulcão Kilauea. Este vulcão gera constantemente derrames com baixa viscosidade que formam grandes corridas de lava, e que por sua vez constituem imensos campos de derrames. A atividade deste vulcão vem fazendo com que a ilha do Havaí cresça quase constantemente em área. Os derrames gerados apresentam morfologias que variam de *pahoehoe* à *A'a*, passando por quase todos os morfotipos transicionais (Tabela 04). Dados obtidos à época mostram que em 1969, uma das erupções do vulcão Kilauea fez com que o cone gerado aumentasse quase 200 metros em poucos dias. Comumente as temperaturas associadas às lavas deste estilo eruptivo são muito altas, há pouco teor de água dissolvido e a quantidade de SiO_2 é baixa, o que as tornam muito fluidas. Por esta razão não há grande geração de momentos explosivos ou ejeção de material piroclástico ou cinzas vulcânicas, o que torna este estilo eruptivo de certa forma “seguro” de ser acompanhado. (Figura 6)



Figura 6: Vulcão Kilauea, no Havai, lançando suas lavas a alguns metros de altura e gerando derrames basálticos (extraído de <http://hvo.wr.usgs.gov/multimedia/archive/>).

2.2.2 Estromboliano

Comumente há geração de um lago de lava com processo de *fire fountaining* com uma maior participação de voláteis no sistema. Um incremento neste teor de gases dissolvidos faz com que haja coalescência e aumento das bolhas de gás, que por sua vez tornam-se instáveis e se rompem durante sua ascensão na coluna magmática. Estas pequenas explosões fragmentam a lava que é ejetada na forma de pequenas gotas que resfriam em sua trajetória pelo ar e se depositam próximas ao limite da cratera (Figura 7). Estes fragmentos de lava podem ser gerados em grande quantidade, dependendo da taxa eruptiva da fonte, e depositarem-se ainda em estado pastoso o que pode causar coalescência dos fragmentos e formação de um fluxo de lava. Tais fragmentos podem ainda soldarem-se uns aos outros ou depositarem-se uns sobre os outros, já totalmente resfriados pela trajetória feita no ar, e formarem camadas perfeitamente visíveis no cone vulcânico. O cone

estromboliano, de modo geral, cresce em altura com maior velocidade do que o gerado no estilo Havaiano, pois é composto basicamente pelo empilhamento de fragmentos com raros derrames sendo gerados. O principal fragmento gerado por este estilo eruptivo é o lúpili, sendo o cone formado basicamente por lapilitos, mas podem ocorrer bombas vulcânicas. (Figura 3)



Figura 7: Vulcão Stromboli, na Itália, ejetando fragmentos de lava pelos ares que se depositam no entorno da cratera. (extraído de <http://geology.com/volcanoes/stromboli/>)

2.2.3 Pliniano

O nome deriva do político e estudioso Plínio, o Novo, que documentou a erupção do monte Vesúvio (79 d.C.), na Itália. Esta erupção soterrou em cinzas vulcânicas a vila de Pompéia e de Herculano. Este estilo gera erupções muito volumosas (acima de dezenas de quilômetros cúbicos de magma) que resultam em uma coluna eruptiva freqüentemente estratosférica composta por cinzas e gases. Quando o depósito de tefra (queda) cobre <math><500\text{ km}^2</math>, a erupção é chamada subpliniana. O material eruptivo é depositado principalmente por queda e gera depósitos bastante difundidos na forma de lobos compostos por tefras e fluxos piroclásticos. Predominantemente de caráter félsico (riolítico, dacítico, traquítico ou fonolítico), ocorrendo mais raramente em termos basálticos. Derrames são raros de

serem presenciados neste tipo de vulcanismo, e geralmente estão associados à grandes vulcões onde a caldeira colapsa, fazendo com que o reservatório de magma seja evacuado na forma de fluxos de lava. Os depósitos de queda proximais a mediais de erupções Plinianas, consistem predominantemente de lúpili-púmice gradando, após algumas dezenas de quilômetros de distância, para camadas de cinza com gradação normal que podem ser seguidas por centenas de quilômetros. A espessura e variação no tamanho de grãos das camadas de tefras plinianas podem ser usadas para estimar a altura original da coluna eruptiva e também taxa de eruptividade. Na maioria das erupções plinianas, a coluna alcança alturas entre 10 e 40 km e sua eruptividade possui taxas de 10^6 a 10^9 kg/s. Governada por inúmeros fatores, a energia de uma erupção Pliniana é regida principalmente pelo conteúdo de voláteis (água) e viscosidade do líquido. Outros fatores incluem a morfologia do conduto, seu diâmetro, taxa eruptiva e volume de magma. A temperatura do magma gira em torno de 850 graus Celsius (magma basáltico gira em torno de 1600 graus Celsius), com uma densidade de cerca de 2.3 g/cm^3 e conteúdo de voláteis de em média 5 wt% (contra menos de 1% em líquidos basálticos). A viscosidade dos principais tipos de magma presentes neste estilo eruptivo gira em torno de 10^5 Pa. O Monte Santa Helena (Figura 8) foi a primeira erupção Pliniana documentada e analisada em detalhe (1980), porém outras erupções Plinianas famosas são as do Krakatoa, Indonésia (1883) e Pinatubo, Filipinas (1991).



Figura 8: Vulcão Santa Helena, nos Estados Unidos, lançando sua coluna de cinzas até altitudes estratosféricas durante erupção largamente documentada. (extraído de https://volcanoes.usgs.gov/volcanoes/st_helens/)

2.2.4 Vulcaniano

O nome deriva do vulcão presente na Ilha de Vulcano, no mar Tirreno (costa Oeste da Itália). Este vulcanismo tem caráter explosivo advindo principalmente do alto teor de sílica presente no magma. O processo começa, normalmente, com erupções freatomagmáticas (interação entre água e magma) que irão desobstruir a chaminé vulcânica gerando grande coluna de cinzas e fragmentos das rochas que ali estavam presentes. Este tipo eruptivo lança blocos e bombas vulcânicas a vários metros e até mesmo quilômetros do centro eruptivo. À medida que a chaminé é liberada do material que a obstruía, a coluna de cinzas torna-se mais clara, tornando-se semelhante à vista nas erupções Plinianas já descritas. Segue-se, então, um momento onde há produção de fluxos de lava muito viscosos e com altos teores de gases. Podem ocorrer fluxos piroclásticos, como por exemplo, os documentados no Montserrat, Caribe (1995) (Figura 9) e Unzen, Japão (1991-1995).

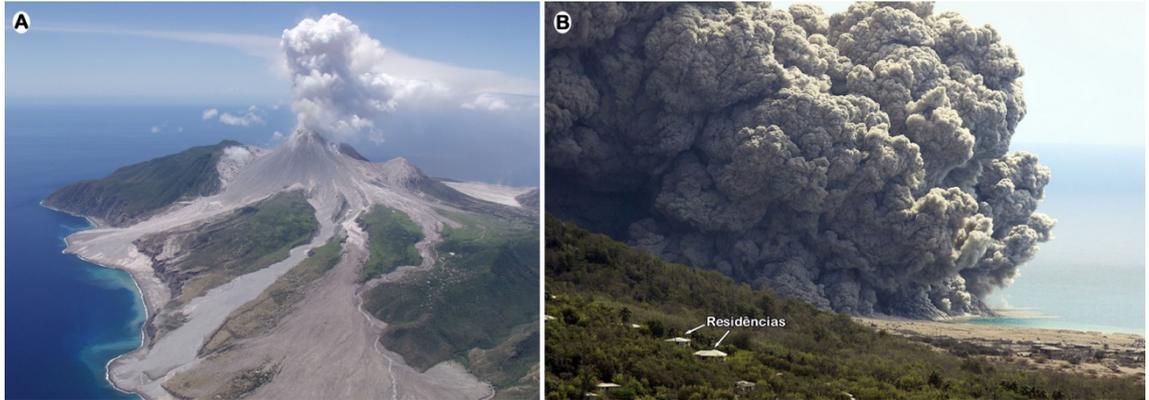


Figura 9: Vulcão Montserrat, no Caribe. A - imagem aérea do cone vulcânico expelindo gases e cinzas. B - grande fluxo piroclástico com coluna de cinzas entrando no oceano. (extraído de www.montserratvolcano.org)

2.2.5 Peléana

Conhecida por gerar *nuée ardent* (“nuvem ardente”), seu nome deriva do Monte Pelée, na Martinica (Figura 10). Há uma grande geração de fragmentos de rocha, vapores superaquecidos, poeiras e cinzas vulcânicas a partir de uma cratera central. Tais materiais se acumulam e geram avalanches que atinge até 200 km/h. O magma gerador deste tipo de vulcanismo é riolítico ou andesítico, assemelhando-se muito ao estilo Vulcaniano. As diferenças marcantes no estilo Peleano em comparação com os outros tipos são as freqüentes avalanches de material piroclástico e a presença de cúpulas e domos em formato de “agulha” na cratera.

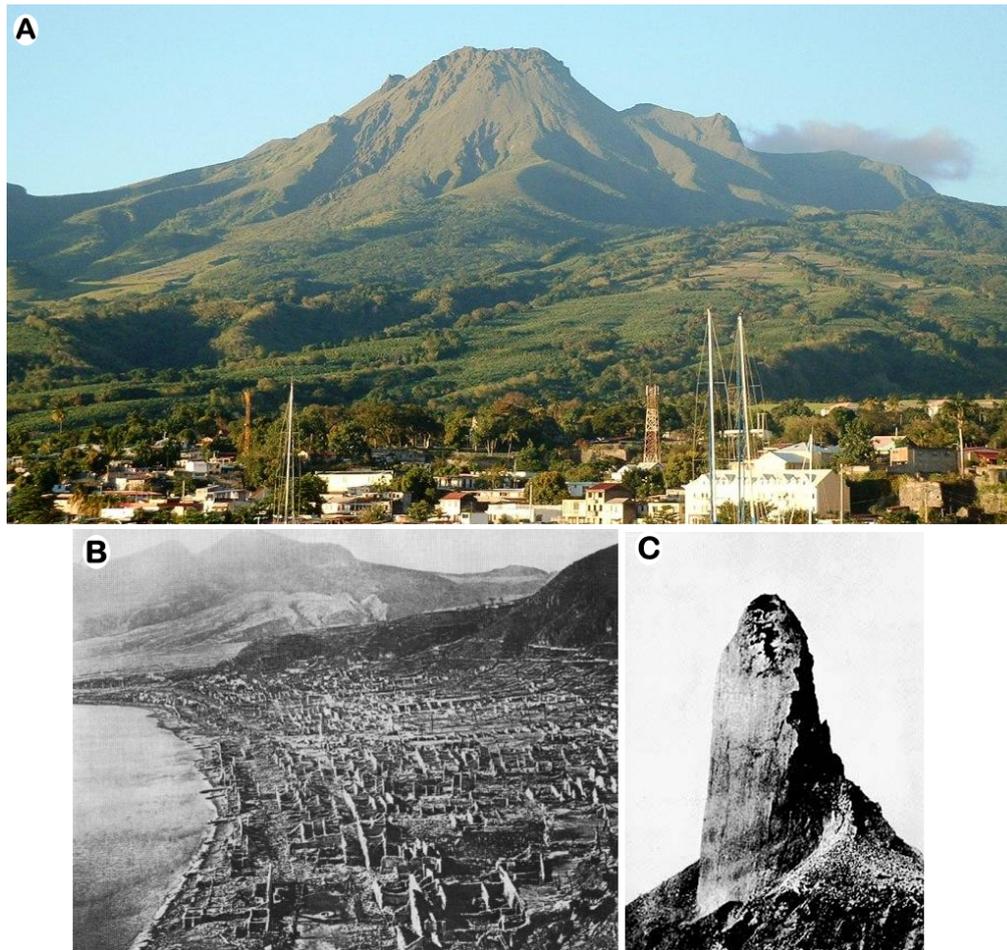


Figura 10: Monte Pelée, ilha de Saint Pierre, Martinica. A – imagem do vulcão hoje em dia. B – fotografia retirada da vila devastada pelas avalanches após erupção de 1932. C – detalhe de “neck” magmática formada durante a erupção de 1932.

2.2.6 Hidromagmática

Por vezes citado como estilo Surtseyano (referência à erupção ocorrida na ilha de Surtsey, Islândia), é o resultado do contato entre água e magma ou rocha superaquecida. O choque termal é muito grande quando a água entra em contato com estes materiais, fazendo com que seja completamente volatizada. Estes voláteis aquecidos ascendem de forma muito enérgica e com velocidades supersônicas na coluna magmática. As “erupções” hidromagmáticas lançam fragmentos de rocha sólida preexistente na chaminé vulcânica e também fragmentos de lava (lapilitos e cinzas). São normalmente eventos localizados, embora sejam conhecidos alguns exemplos de grande atividade como, por exemplo, a ocorrida no vulcão Taal, Filipinas (1965). Um exemplo clássico de ilha gerada por este

processo, e que lhe deu nome, é a de Surtsey, que fica localizada na Islândia. Sua formação teve início no ano de 1963 com explosões freatomagmáticas submarinas. Uma das ilhas vulcânicas mais jovens do planeta foi formada por processos eruptivos hidromagmáticos e fica localizada a cerca de 1000 quilômetros ao sul de Tóquio, no Japão (Figura 11). Em 2013 processos explosivos causados pela interação entre a água do mar e magma começaram a ejetar fragmentos de rocha e muitos vapores. Em poucos dias a nova ilha atingiu 25 metros de altura e, em menos de dois anos, se uniu a pequena ilhota de Nishinoshima que ficava a menos de 1 quilômetro de distância. Atualmente a ilha possui 2.5 km², encontra-se ativa e cresce a cada dia.



Figura 11: Uma das mais jovens ilhas vulcânicas do planeta, no Japão. A – 2013, após dias de explosões freatomagmáticas submarinas o pequeno cone vulcânico da ilha é avistado. B – 2014, ilha já estabelecida e crescendo em direção da mais antiga, Nishinoshima . C – Nova ilha japonesa em constante crescimento, hoje em dia.

2.3 Morfotipos de derrames básicos

Comumente divididas em dois tipos fundamentais (“*end-members*”), os derrames básicos subaéreos são os *pahoehoe* e ‘*A’a*’. Estes dois tipos possuem diferenças na morfologia, na estruturação interna e no grau de cristalinidade (Dutton, 1884; McDonald, 1953). Uma série de morfologias transicionais foram identificadas entre *pahoehoe* e *A’a*’ (Duraiswami *et al.* 2003, 2008). Os termos transicionais identificados foram nomeados de *Hummocky pahoehoe*, *Sheet pahoehoe*, *Slabby pahoehoe* e *Rubbly pahoehoe*, totalizando, então, seis diferentes morfotipos de derrames subaéreos (Tabela 4).

2.3.1 *Pahoehoe*

Comumente relacionado a baixas taxas de efusão (< 5 - 10 m³/s) e também a topografias mais planares, com inclinações inferiores a 5° (Rowland & Walker, 1990). Este tipo de derrame pode se deslocar por grandes distâncias, atingindo vários quilômetros da fonte que o gerou. O contato do derrame com o ar forma rapidamente uma fina crosta vítrea que, com o prosseguimento do resfriamento, tende a espessar-se e tornar-se mais rígida. O calor interno do derrame é mantido e perdido com maior dificuldade para o meio por conta da crosta formada, fato este que permite o prosseguimento do fluxo plástico, por meio de lobos, por maiores distâncias. Quando o resfriamento é tal que a crosta se torna muito rígida, há uma diminuição ou até parada no fluxo do lobo. Se a fonte de lava gerar novos pulsos, este derrame que estacionou devido à rigidez da crosta, começa a ser inflado. Quando esta inflação ultrapassa a capacidade da crosta reter a lava, há o rompimento e geração de novo lobo que seguirá um percurso até ocorrer o processo de resfriamento e endurecimento da crosta novamente. Em terrenos com grau de inclinação um pouco maior do que onde formam-se os depósitos antes descritos, ocorre uma certa canalização dos lobos, que não coalescem lateralmente, deixando uma morfologia mais alongada marcada. As estruturas em cordas são as feições de superfície mais emblemáticas destes tipos de derrames (Figura 12). Com a diminuição da velocidade do fluxo pelo resfriamento da superfície ou diminuição do ângulo do relevo, a superfície começa a dobrar sobre si mesma, formando um padrão de rugosidade que se assemelha muito a cordas postas lado a lado.



Figura 12: Detalhe de rompimento da frente de um lobo e formação de estruturas em corda (centimétricas) em derrame do tipo pahoehoe. Pu'uo'o, Havaí (extraído de <http://hvo.wr.usgs.gov/multimedia/archive/>)

2.3.2 'A'a

Diferentemente dos derrames *pahoehoe*, os 'A'a estão relacionados a taxas de efusão maiores, maiores inclinações do relevo e transporte dos fluxos através de canais abertos (McDonald 1953). Quando resfriada, a crosta do derrame é submetida à grande deformação dúctil-rúptil, fazendo com que se rompa em fragmentos escoriáceos (brecha/*clinker*) (Figura 13). Esta brecha, com o prosseguimento do movimento do fluxo, é transportada pela porção frontal do derrame para porções inferiores em uma espécie de movimento que se assemelha ao produzido por uma esteira ("*Caterpillar*"). Assim, quando totalmente resfriado, o derrame ira preservar uma estruturação clássica deste morfotipo, com autobrecha

presente no topo e na base com um núcleo maciço. O fato da superfície deste derrame romper traz consigo grande influência não só no modo como eles irão fluir, mas também nas características texturais da rocha. O rompimento constante da porção superior faz com que seu núcleo seja exposto e que haja, por consequência, uma maior perda de calor para o meio, fazendo com que este tipo de derrame resfrie com uma maior velocidade do que o morfotipo *pahoehoe*. Com o resfriamento mais rápido, há uma diminuição também mais rápida na velocidade do fluxo, já que a rigidez do sistema aumenta vertiginosamente. Este fato faz com que este tipo de derrame não se desloque por grandes distâncias, o que indica uma maior proximidade com a fonte que o gerou. Esta espécie de “congelamento” do sistema, resfriando rapidamente o núcleo do derrame, irá gerar maiores concentrações de vidro vulcânico, textura fina e uma quantidade comparativamente maior de pequenos cristais e micrólitos na matriz do que no morfotipo anteriormente descrito.



Figura 13: Frente de avanço de um derrame do tipo ‘A’a. A porção alaranjada representa a frente do derrame, onde ocorre o movimento Caterpillar de transporte de brechas do topo para a base. Kilauea, Havaí (extraído de <http://hvo.wr.usgs.gov/multimedia/archive/>)

2.3.3 Slabby *Pahoehoe*

Este morfotipo estaria relacionado à transição para o tipo ‘A’a ou com o rompimento de lobos inflados. Conhecida como lavas *pahoehoe* em placas, sua

característica típica é o rompimento da superfície de uma *pahoehoe* clássica em fragmentos (Figura 14) que são capturados, transportados e por vezes englobados pelo movimento de um novo lobo. As placas podem preservar estruturas de fluxo, como por exemplo as cordas vistas nos derrames *pahoehoe*.



Figura 14: Fragmento da superfície de uma lava pahoehoe. (extraído de <https://hilo.hawaii.edu/~kenhon/GEOL205/flows/default.htm>)

2.3.4 Rubbly *Pahoehoe*

Termo mais próximo das 'A'a's, pois contém uma superfície brechada e escoriácea como tal, mas não possuem o mesmo na base do derrame, sendo esta plana e semelhante às das *pahoehoe* clássicas (Figura 15). Não há o movimento *caterpillar* que leva as brechas de topo para a base. *Rubbly pahoehoe* são geradas também em baixas declividades, com a formação de autobrecha superior relacionada à oscilações nas taxas de alimentação do derrame. A estruturação interna deste morfotipo é representada por quatro porções: (1) topo brechado que passa para uma (2) porção superior de núcleo coerente e vesiculada, transicionando para (3) núcleo maciço e (4) base composta por uma crosta vesiculada.

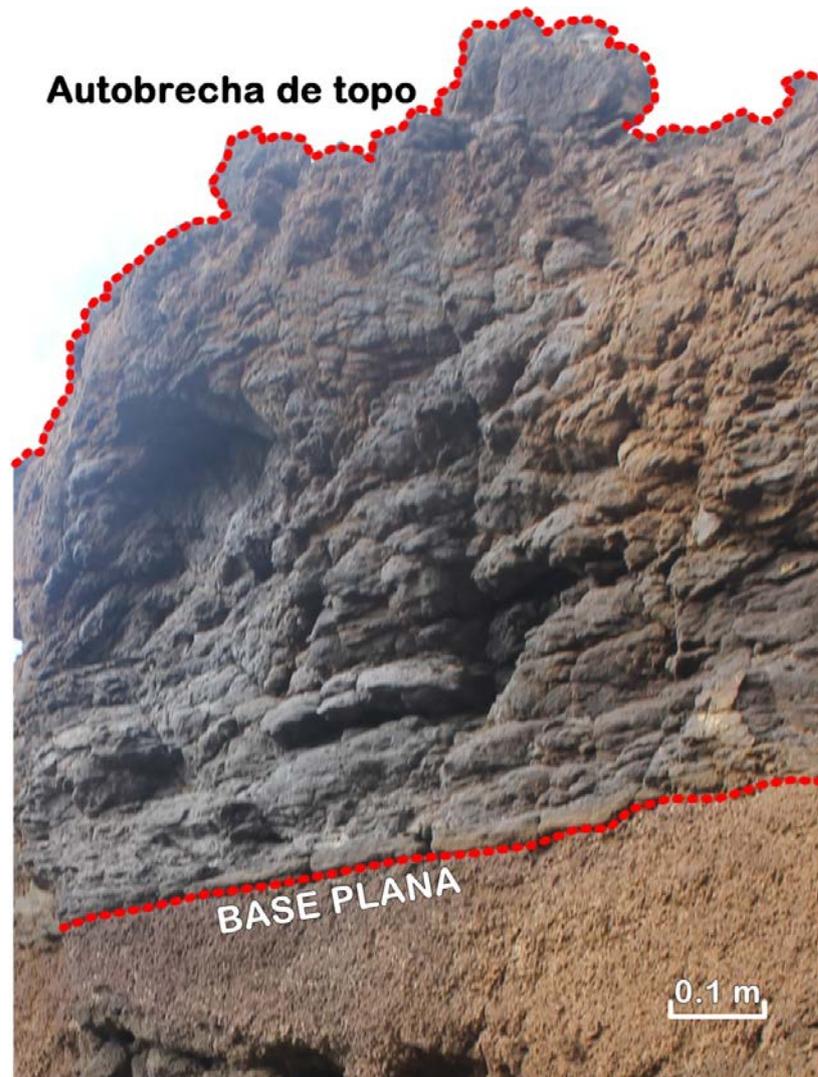
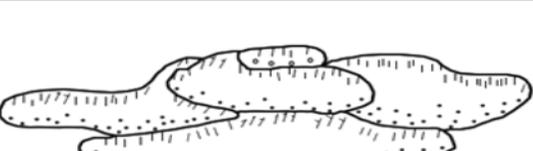
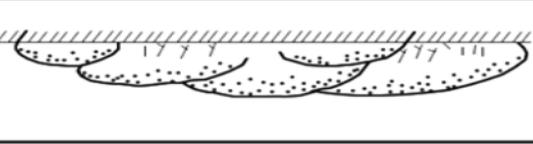
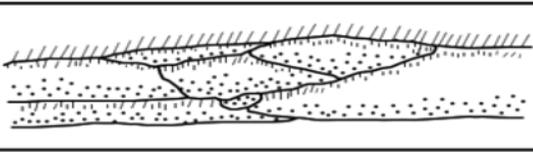
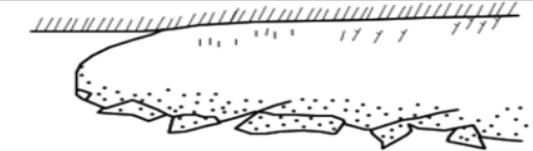
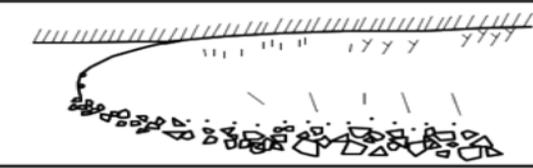
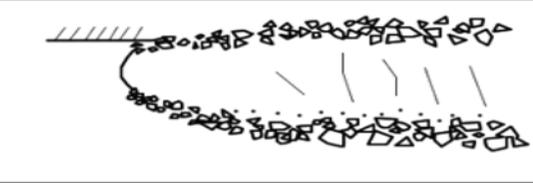


Figura 15: Derrame do morfotipo *rubbly pahoehoe* recobrendo depósitos lapilíticos na unidade Vulcão do Paredão. Há indicação da base sem autobrechas e topo escoriáceo.

Tabela 4: Seis principais morfologias de derrames básicos (Modificado de Duraiswami et al., 2013)

Tipo de derrame	Características	Descrição	Referências	Sketch
<i>Pahoehoe</i>	Superfícies lisas, onduladas ou em corda. A sua estrutura interna é dividida em crosta superior, núcleo e crosta inferior.	A dinâmica dos derrames <i>pahoehoe</i> envolve baixa taxa de avanço na forma de lobos com pequena espessura, onde a crosta superior é rapidamente formada, podendo ser posteriormente inflada se a superfície de base possuir uma baixa inclinação.	Macedonald (1953), Walker (1993), Self et al. (1998), Jay et al. (2009), Vye-Brown et al. (2013).	
<i>Hummocky pahoehoe</i>	Variedade de derrame <i>pahoehoe</i> que compreende <i>offava toes</i> , pequenos lobos e <i>tumuli</i> . A superfície deste tipo é ondulada, <i>bun-like</i> e <i>hummocky</i> .	Este tipo de derrame composto se forma com baixas taxas de avanço e em uma topografia ondulada.	Swanson (1973), Bondre et al. (2004), Duraiswami (2009).	
<i>Sheet pahoehoe</i>	Variedade de derrame <i>pahoehoe</i> que consiste em lobos tabulares e leçóis espessos. O empilhamento destes tipos formam geometria tabular.	Lobos inflados e coalescentes com o topo composto por leçóis e estrutura interna semelhante a de <i>pahoehoe</i> .	Aublet et al. (1988), Self et al. (1998), Duraiswami (2009).	
<i>Slabby pahoehoe</i>	Série de placas com espessura centimétrica levemente espaçadas ao longo da superfície do derrame. A formação das placas esta relacionada à quebra pelo movimento da lava ou pelo fluxo interno.	É considerado o tipo gradacional entre <i>pahoehoe</i> e <i>A'a</i> , apresentando características predominantemente de <i>pahoehoe</i> , porém com crosta rompida em placas.	Peterson & Tilling et al (2005).	
<i>Rubby pahoehoe</i>	São lavas com a base preservada e topo preenchido. São geralmente derrames mais espessos e também extensos do que lobos individuais do tipo <i>pahoehoe</i> .	Tipo de lava transicional entre <i>pahoehoe</i> e <i>A'a</i> , Possui taxa de avanço maior do que o primeiro.	Managave (2000), Keszthelyi & Thoradson (2000), Guibaud et al. (2005), Duraiswami et al. (2008).	
<i>A'a</i>	São caracterizados por topo e base escoriáceos, vesículas esparsas, estiradas e por reentrâncias das zonas escoriáceas na porção central maciça em função do avanço do fluxo.	Geralmente lavas do tipo <i>A'a</i> são as mais viscosas e avançam mais lentamente do que lavas do tipo <i>pahoehoe</i> . Tendem a se formar em topografias mais acentuadas e canalizadas.	Macedonald (1953) e Walker (1993).	

3. CONTEXTO GEOLOGICO

Neste capítulo serão expostas as características geológicas que controlaram a formação da ilha e dos outros corpos vulcânicos associados a ela. Fez-se uma breve dissertação sobre os *hotspots* para esclarecer o modo de formação do alinhamento de corpos vulcânicos pertencentes à cadeia Vitória Trindade (CVT).

3.1 Localização

A ilha da Trindade situa-se entre os paralelos $20^{\circ} 29'$ e $20^{\circ} 32'$ e os meridianos de $29^{\circ} 17'$ e $29^{\circ} 21'$ W, a cerca de 1.260 km de distância da costa brasileira, nas coordenadas UTM 26K 257587 / 7728726. O clima da ilha é do tipo Tropical oceânico, este sendo amenizado pelos ventos alísios de leste que mantém a temperatura média anual em 24°C . É normal ocorrer rápidas precipitações de chuva diárias, as quais recebem o nome local de “Pirajá”. O acesso é feito somente através de barcos da Marinha Brasileira e/ou por barcos de pesquisa com vínculo, através de projetos de pesquisa, com o PROTRINDADE (Programa de Pesquisas Científicas na Ilha da Trindade). A viagem até a ilha é realizada em média de três dias com saída de Vitória-ES ou Rio de Janeiro-RJ, normalmente, dependendo este tempo de possíveis missões que os barcos venham a ter no percurso. O desembarque normalmente ocorre através de lanchas ou pode ocorrer excepcionalmente por helicóptero da marinha brasileira.

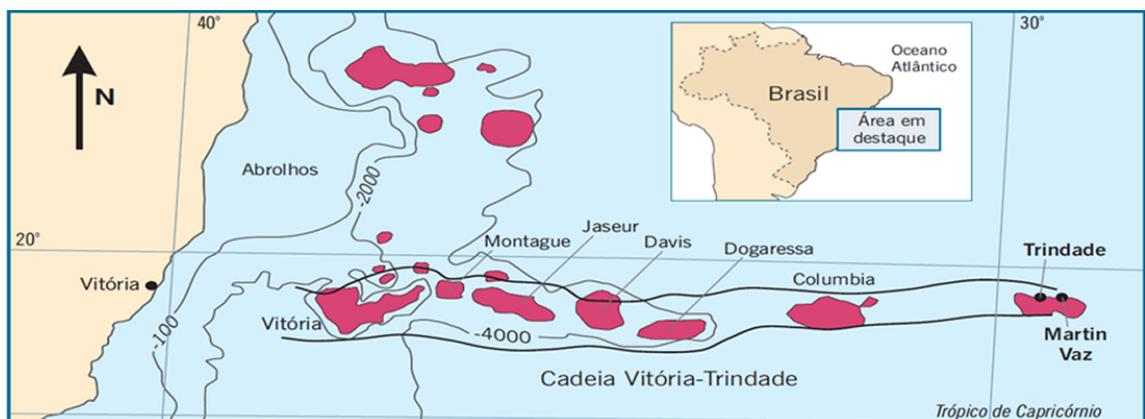


Figura 16: Localização da Ilha da Trindade dentro do contexto da cadeia Vitória Trindade. (Extraído de Almeida, 2006)

3.2 Cadeia Vitória-Trindade

A teoria dos pontos quentes (*hotspots*) foi divulgada pela primeira vez em 1963 pelo geofísico canadense J. Tuzo Wilson, que utilizou o conjunto de ilhas do Havaí (Figura 17 e 18) para exemplificar sua teoria, que tratava da passagem da crosta sobre uma zona de temperaturas mantélicas anômalas e muito altas. Estas zonas seriam persistentes, o que explicaria todo o vulcanismo em áreas tão distantes do limites de placas (no caso do Havaí, mais de 3.200 km) e por longos períodos de tempo. Com a passagem da placa litosférica por sobre este ponto quente, um alinhamento de corpos vulcânicos é gerado, deixando marcado o caminho percorrido pela placa.

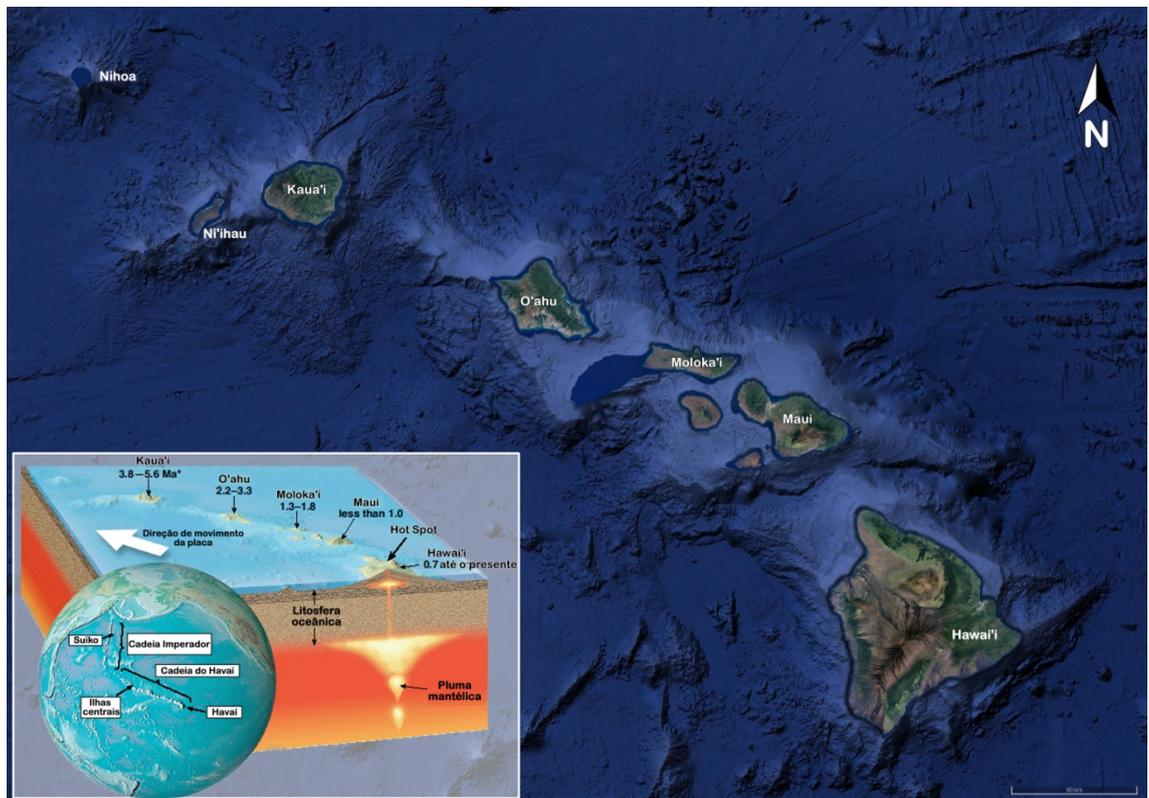


Figura 17: Alinhamento das ilhas vulcânicas do arquipélago do Havaí, gerado pela passagem da crosta sobre um ponto quente e modelo geológico simplificado do arquipélago. (imagem de satélite Landsat - Google Earth Pro)

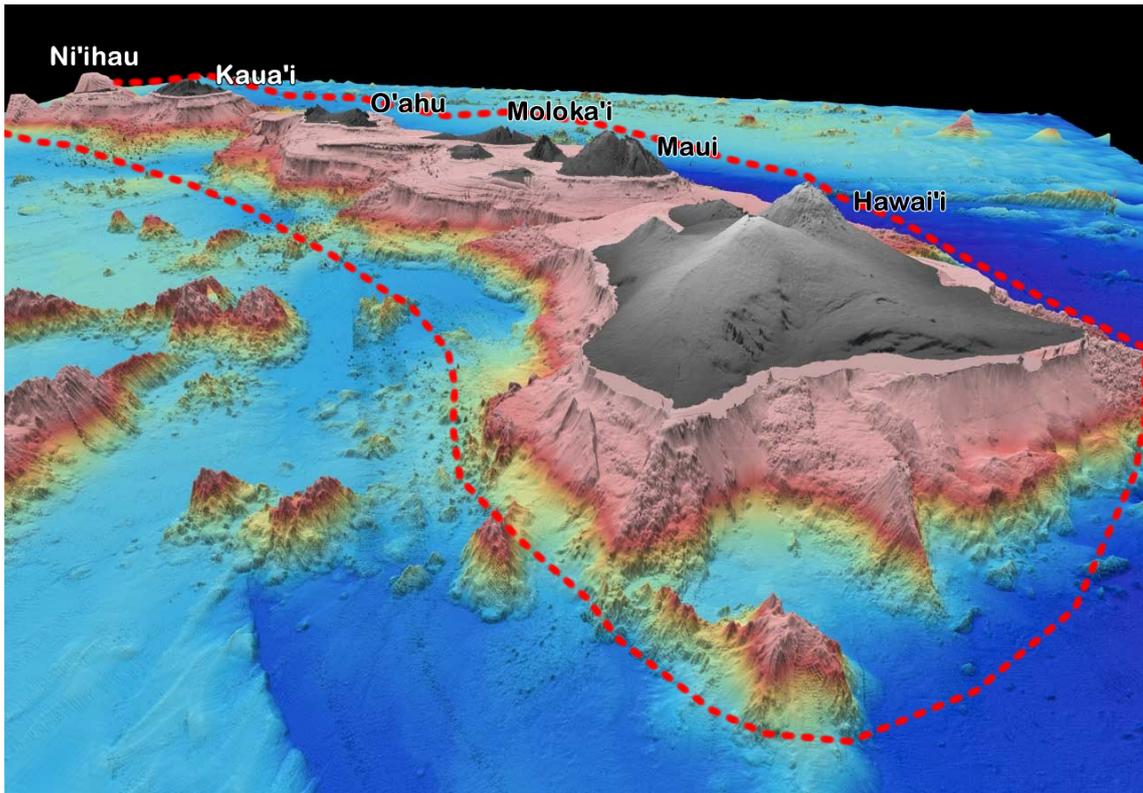


Figura 18: Perfil batimétrico mostrando o alinhamento das ilhas vulcânicas, montes submarinos e guyots formados pela passagem da crosta sobre o ponto quente do Havaí. (Retirado e modificado de <http://blog.thesietch.org/tag/hawaii/>)

Herz (1977) sugeriu que as províncias alcalinas e carbonatíticas do sudeste do Brasil teriam se desenvolvido quando a placa Sul Americana fez sua passagem sobre o *hotspot* conhecido como Trindade em sua deriva para Oeste. Gibson *et al.*, (1995 e 1997), interpretaram as rochas alto-K e alto-Mg da província basáltica alcalina do Poxoréu (GO) e a província ígnea do Alto Paranaíba (MG) como relacionadas ao impacto que este ponto com temperaturas anômalas causou na litosfera subcontinental a cerca de 85 Ma (Figura 19). Datações obtidas através do método K-Ar demonstraram que a cadeia Vitória-Trindade começou sua manifestação sobre a crosta oceânica entre 40 – 50 Ma, provavelmente onde hoje se localiza a Plataforma e as ilhas de Abrolhos (Cordani e Blazekovic, 1970). Estudos indicaram que toda a cadeia se encontra encaixada na zona de fratura Vitória-Trindade (ZFVT) de mesma orientação W-E, que corresponde a um deslocamento axial em torno de 6 km, como uma descontinuidade de segunda ordem. A extensão da ZFVT para oeste corresponde justamente à Cadeia Vitória-Trindade, representada por altos topográficos individualizados com mais de 400 m. Esta região encontra-se cortada por inúmeros diques e sills, indicando instabilidade

tectônica com a movimentação de falhas e ocorrência de transpressão, o que eleva o assoalho oceânico. Estes dados indicariam reativações recentes da crosta oceânica. Como dito anteriormente, há ligação do magmatismo presente na ZFVT e o presente na porção emersa (províncias de Poxoréu e Alto do Paranaíba), propondo-se que esta zona de fratura atuou e atua como conduto para a Pluma Mantélica de Trindade (Alves, 2005). Outra teoria de formação das províncias magmáticas e do próprio alinhamento foi levantada por VanDecar em 1995. Esta teoria diz que as províncias alcalinas do Cretáceo, presentes no sudoeste brasileiro estariam relacionadas ao final do vulcanismo dos basaltos em platô (*flood basalts*) da província do Paraná (entre 130 e 135 Ma). O vulcanismo nesta porção norte da província teria sido gerado durante a “morte” da fonte quente, a cerca de 85 Ma. Segundo VanDecar, o alinhamento de elevações na crosta oceânica teria sido gerado pela ativação de falhas transformantes nesta área, e não pela atividade de um *hotspot*. Para o presente trabalho se utilizou a primeira teoria, onde o *hotspot* de Trindade teria gerado este alinhamento de corpos vulcânicos. O “final” da atividade vulcânica na cadeia é representada pela Ilha da Trindade e Arquipélago de Martim Vaz, tendo suas formações iniciadas a cerca de 3.3 Ma.

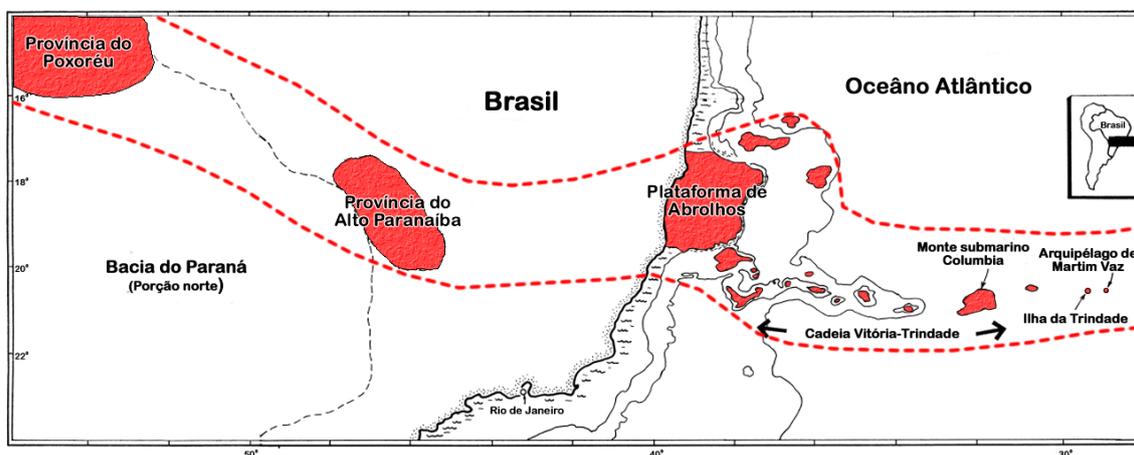


Figura 19: Em destaque (vermelho) as manifestações vulcânicas relacionadas à passagem da crosta sobre o *hotspot* de Trindade (modificado de Fodor, 1999).

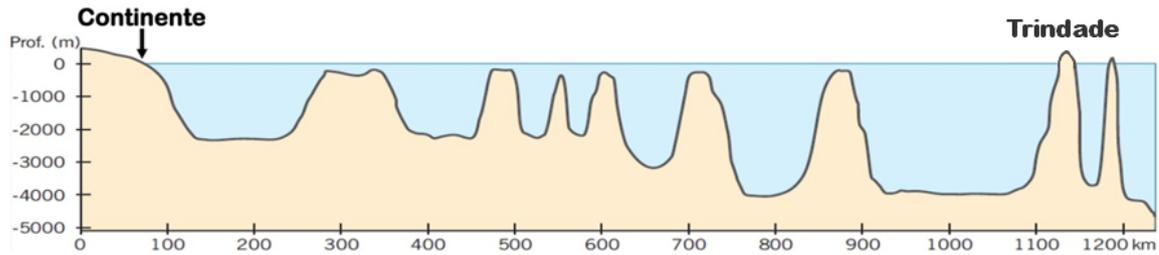


Figura 20: Perfil batimétrico mostrando as elevações vulcânicas geradas pela passagem da crosta oceânica sobre o hotspot de Trindade (Modificado de Almeida, 2006)

3.3 Geologia da Ilha da Trindade

A ilha da Trindade, como já dito anteriormente, está localizada à cerca de 1.300 quilômetros a leste da costa brasileira e possui em torno de 6 quilômetros de comprimento por 2,5 quilômetros de largura (Figura 21). Possui orientação NW-SE, coincidente com a encontrada em diques e fraturas, fato que demonstra haver controle tectônico no magmatismo da ilha. A direção determinada para σ_1 é paralela ao eixo maior do edifício vulcânico, sugerindo a vigência deste mesmo controle durante toda sua formação (Ferrari & Riccominni, 1999).

Constituída por rochas vulcânicas a subvulcânicas, todas subsaturadas em sílica e representando termos alcalinos-sódicos, Trindade foi subdividida em 5 unidades distintas (Almeida, 1961): Complexo Trindade (CT), Sequência Desejado (SD), Formação Morro Vermelho (FMV), Formação Valado (FV) e Vulcão do Paredão (VP).(Figura 22)



Figura 21: Imagem aérea da ilha (Landsat – Google Earth Pro) e fotografia retirada em helicóptero com vista da porção Norte de Trindade (Retirada de <https://www.mar.mil.br/secirm/portugues/trindade.html>)

Datações radiométricas através do método K-Ar foram realizadas em 27 amostras da ilha em 1970 (Cordani, 1970) e revisadas em trabalhos recentes (Pires *et al.*, 2016). O Complexo Trindade indicou idades entre 3,9 e 2,55 Ma. Esta unidade é a que possui maior volume de rochas expostas na ilha. São depósitos piroclásticos, estratificados ou não, normalmente de composição tannbuschíticas, manifestações eruptivas e, na maioria, intrusivas, cortados por inúmeros diques alimentadores desta unidade e provavelmente das mais recentes também. Os necks fonolíticos são as principais feições presentes nesta unidade, alguns chegando a atingir quase 700 metros de altura por 400 metros de diâmetro. Diques de rocha ultrabásica se destacam pela grande concentração em alguns pontos da ilha (NW principalmente). A Sequência Desejado é a segunda unidade mais antiga, indicada por idades entre 1,98 e 1,54 Ma, sendo composta por sucessão de derrames de fonólito, grazinitos e nefelinitos intercalados com piroclastos de composições equivalentes, em sua maioria estratificados. Possui topografia de um planalto estrutural sustentado por camadas pouco inclinadas e pode ser descrito na porção central da ilha. Deste planalto erguem-se os maiores picos da ilha como, por exemplo, o Pico do Desejado. Esta unidade da ilha provavelmente foi formada por um vulcanismo misto, alternando momentos mais explosivos com episódios eruptivos onde dominaram lavas fluídas. A terceira unidade formada e foco do presente trabalho (FMV) data de 1,18 a 1,11 Ma, conforme o resultado de análises realizadas em diques nefeliníticos e basaníticos. Composta pela intercalação de derrames nefeliníticos e depósito piroclásticos gerados por manifestação única e continuada, a FMV é composta por uma sequência vulcânica com mais de 400 metros de espessura. Uma sequência de derrames aflora desde a base sequência estendendo-se até cerca de 250 metros de altitude. Estes derrames possuem, em média, 2m de espessura cada com morfologia típica A'a'. Estes derrames são caracterizados por textura fanerítica fina com presença de quantidades consideráveis de fenocristais. Acima e lateralmente aos depósitos efusivos afloram sequências piroclásticas que variam de brechas de material vulcânico ressedimentado (relacionadas a deslizamentos) até lapilitos bem selecionados. As brechas podem apresentar ou não estratificação e/ou gradação inversa, sendo compostos basicamente por escória basáltica e fragmentos de fonólito e nefelinitos. A penúltima unidade formada, a Formação Valado, teria sido formada

isocronicamente à FMV, ou em um curto espaço temporal subsequente. A FV também é composta pela intercalação de derrames com depósitos piroclásticos, porém possuindo composição tannbuschíticas. Ainda é possível reconhecer o cone vulcânico preservado, visto que esta formação é de fato recente, mostrando depósitos vulcânicos ainda inclinados conforme o ângulo inicial de deposição. Os piroclastos são em sua maioria achatados, mostrando que foram ejetados e depositados ainda em estado pastoso em um processo de *fire fountaining*, formando aglutinados. Os derrames, em sua maioria, apresentam morfologia do tipo A'a' e parecem terem sido emitidos em rápida sucessão pelo fato de não haver quantidades apreciáveis de material piroclástico entre eles. E finalmente, representando o final do vulcanismo ativo na ilha da Trindade, têm-se a formação do Vulcão do Paredão, com idade avaliada em 253 ka. Nesta unidade houve a geração de cone de escórias e derrames nefeliníticos com morfologia final A'a' e termos morfológicos intermediários como é o caso do tipo *rubbly pahoehoe*. Há ótima exposição dos produtos gerados neste vulcanismo nas proximidades da Praia das Tartarugas, porção sudeste da ilha, podendo ser acompanhados até seu centro emissor (Cone de escórias) que se localiza no extremo sul da ilha. Trata-se de um cone estromboliano, com cerca de 200 metros de altura, sendo formado pela acumulação de fragmentos de escória em depósitos de lapilitos e lápili-tufos, estratificados ou não e por vezes intercalados com derrames. Ocorrem ainda depósitos de cinza vulcânica relacionados ao vulcão do Paredão, tanto em suas cercanias, quanto em pontos isolados da ilha. (Almeida, 1961a e 1992b).



Figura 22: Unidades da Ilha da Trindade. A- *Necks* do Complexo Trindade; B- Planalto estrutural da Sequência Desejado; C- Depósitos da Formação Morro Vermelho; D- Derrames da Formação Valado e E- Porção do cone de escórias da Formação Vulcão do Paredão.

4. METODOLOGIA

Os métodos de abordagem foram subdivididos em: etapa pré-campo, etapa de campo, etapa de laboratório e interpretação e integração dos dados.

4.1 Etapa Pré-Campo

Inserem-se nesta etapa a revisão bibliográfica e o chamado sensoriamento remoto da área.

4.1.1 Revisão bibliográfica

Refere-se à fase de compilação de dados disponíveis na literatura (artigos, periódicos, publicações, livros, etc) sobre a área de estudo, análogos e assuntos relacionados ao tema. Tal procedimento possibilita realizar comparações prévias entre feições e estruturas, suprimindo informações sobre quais objetivos necessitam ser alcançados e também métodos que podem ser utilizados para tal. Além disso, ajuda a definir qual a melhor escala de trabalho, visto que métodos utilizados em áreas análogas podem sugerir qual o melhor dimensionamento escolher. Esta aglutinação de dados quando finalizada serve como *background* informativo, onde eventuais dúvidas e prováveis ideias podem ser rapidamente acessadas.

4.1.2 Sensoriamento remoto

Identificar prováveis afloramentos a serem descritos, interpretar contatos entre diferentes litologias e/ou unidades, reconhecer estradas, trilhas ou caminhos para uma melhor acessibilidade; estas são algumas das funcionalidades possíveis e que a análise de fotografias e imagens aéreas possibilita. No trabalho foram utilizadas imagens de satélite Landsat TM, cedidas pelo Centro de Estudos e Pesquisa em Sensoriamento Remoto e Meteorologia da UFRGS. Para tal, utilizou-se estereoscópio de espelhos para interpretação de um par de estereogramas. Esta técnica possibilita que o usuário visualize o terreno em uma perspectiva em três dimensões (3D) do relevo a ser percorrido. Neste caso específico de estudo, onde a área a ser analisada conta com um relevo bastante acidentado, esta etapa torna-se bastante útil, ao passo que exclui porções inatingíveis para estudo e mostra prováveis áreas onde o trabalho pode ser feito sem maiores problemas, além de

mostrar os melhores percursos para se chegar a tais locais. Também se fez uso de programas de computador como, por exemplo, o Google Earth Pro, onde é possível se obter imagens em ótima resolução e bastante atualizadas das áreas de interesse, e de plataforma SIG, como o ArcGis da empresa ESRI. Com este último é possível georreferenciar mapas, imagens, fotos, descrições, possibilitando assim uma melhor localização dos alvos a serem trabalhados, bem como a geração de um banco de dados também georreferenciado de todos os dados agregados na etapa pré-campo. Com isso é possível ir a área de estudo com algumas ideias do que esperar e onde procurar os problemas e respostas para o projeto proposto.

4.2 Etapa de campo

Esta etapa envolveu a ida até a área de estudo para se proceder a aquisição de dados em suas diferentes formas de abordagem, englobando: dimensionamento da área, descrição detalhadas dos afloramentos e das litofácies, confecção de croquis e perfis colunares, coleta de amostras e geração de um banco de imagens. O presente trabalho foi desenvolvido com a realização de três etapas de campo. A primeira, em 2014, ocorreu priorizando-se o reconhecimento da geologia regional com a aquisição do maior número possível de dados descritivos das cinco unidades componentes da ilha. Esta primeira expedição, que teve duração de dois meses, resultou no levantamento de inúmeras seções colunares, litofácies descritas, amostras coletadas, análises e interpretações preliminares dos depósitos das cinco unidades da ilha. Também nesta primeira etapa foram definidos a área onde este trabalho seria realizado, visto que a ilha é bastante heterogênea e o tempo destinado para confecção do projeto temático não comportaria um trabalho que englobasse-a por inteira. Com os primeiros objetivos traçados para a confecção da monografia, uma segunda expedição foi realizada no ano de 2015, com o objetivo central de adquirir dados de espectrometria de raios gama e também de completar o levantamento de seções da Formação Morro Vermelho. Esta segunda etapa de campo teve duração de apenas quatro dias, pois não foi possível a permanência na estação científica. Já a terceira expedição, que durou cerca de vinte dias, ocorreu no mês de Junho de 2016 e teve como foco a aquisição de amostras e dados geofísicos que serão utilizadas para projeto de mestrado a se iniciar no ano de 2017. Com estas três etapas de campo concluídas, adquiriu-se uma gama grande de

dados para se trabalhar e chegar às respostas que responderam as perguntas que nortearam o projeto.

4.2.1 Dimensionamento da área

É o primeiro passo a ser realizado com a chegada na área a ser estudada. Dimensionar o tamanho da área a ser trabalhada, definindo corretamente seus limites, é um passo importantíssimo e está nos “alicerces” de um estudo bem dirigido. A partir deste primeiro passo foi definida uma escala de trabalho coerente, onde os produtos advindos foram confeccionados com clareza para a leitura e entendimento e puderam responder aos questionamentos e suportar as hipóteses de trabalho propostas.

4.2.2 Descrição detalhada das litofácies

Litofácie é a descrição de todas as características litológicas de um determinado corpo rochoso quanto a sua petrologia, estruturas e composição química. O método escolhido para descrição das diferentes litofácies encontradas na FMV foi o proposto por Andrew D. Miall em 1977, onde utilizam-se letras maiúsculas para referenciar a rocha quanto a sua granulometria e letras minúsculas que indicam as principais estruturas encontrada. Ex: LTm – “LT” significa a granulometria de um Lápili – Tufo, já a letra minúscula “m”, neste exemplo, indica uma estruturação maciça da rocha. Se outras estruturas ocorrem, como por exemplo, em um arenito médio (Am) com estratificação cruzada (e) e gradação normal (gn) coloca-se, por exemplo “Amegn”. Foram descritas sete litofácies para a Formação Morro Vermelho, prezando por uma riqueza de detalhes para melhor interpretação da litoestratigrafia (aspecto da rocha, grau de alteração, mineralogia, relações estratigráficas, etc).

4.2.3 Confeção de croquis e perfis colunares

Croquis esquemáticos possibilitam uma visualização do aspecto geral do afloramento, com uma rápida interpretação de suas principais estruturas. Seções colunares (Figura 23) são muito utilizadas em descrição de afloramentos de rocha sedimentar, mas são de grande auxílio, também, na descrição e interpretação de

sucessões vulcânicas. O uso desta técnica possibilita uma melhor e mais plausível interpretação dos depósitos, dando-nos clareza para apontar modos de deposição, prováveis tipos de vulcanismo gerador, etc, além de disponibilizar uma criteriosa descrição das fácies vulcânicas encontradas.

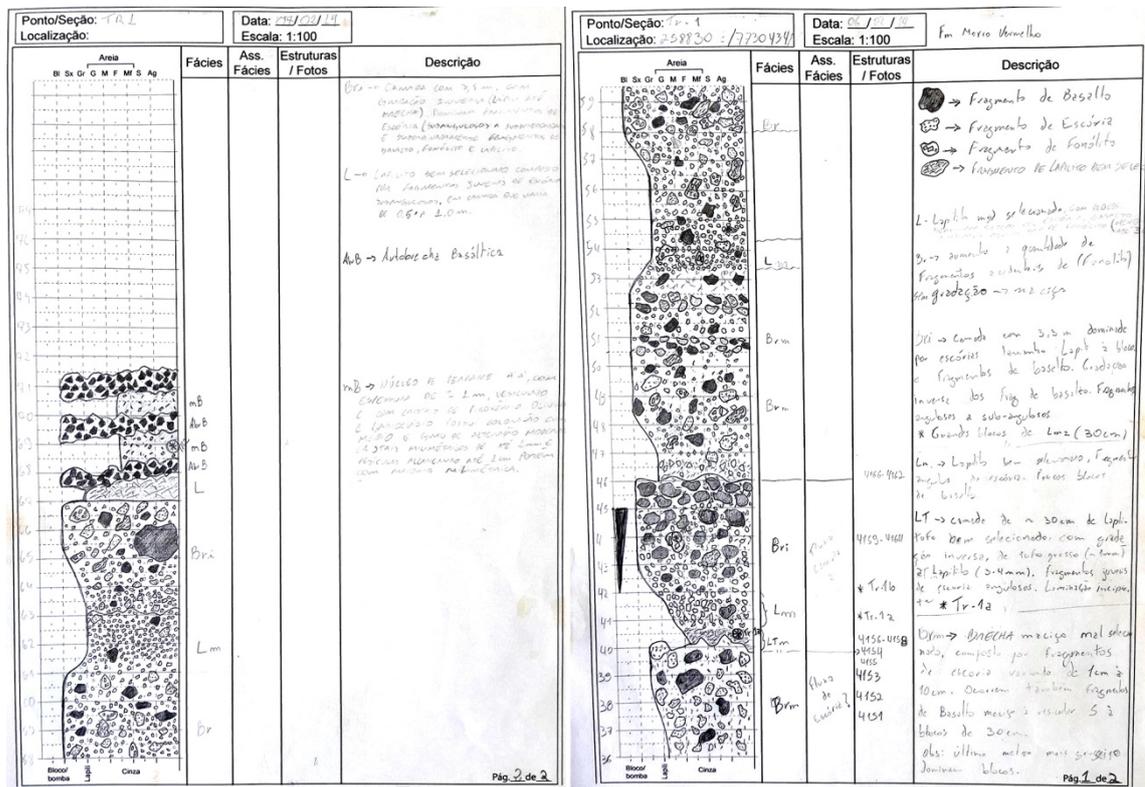


Figura 23: Porção relacionada a fluxos de escória da FMV em seção colunar sem nenhuma forma de tratamento em programa de vetorização.

4.2.4 Amostragem

Constituiu parte importantíssima dos trabalhos, tendo de ser realizada com cuidado e zelo. Neste trabalho objetivou-se coletar amostras para descrição macro e confecção de lâminas delgadas, bem como amostras para análises geoquímicas. No primeiro caso prioriza-se a coleta de uma amostra de bom tamanho, que mesmo após serragem para confecção da lâmina, possua um tamanho considerável para posteriores descrições ou análises. Já no caso de amostra para análise química, prioriza-se a coleta de amostra o mínimo intemperizada possível, com a menor quantidade de vesículas e/ou amígdalas, veios e etc para que o estudo não fique contaminado, mascarando assim a verdadeira geoquímica da rocha.

4.2.5 Banco de imagens

Muito importante para o trabalho, possuindo a função de consulta para se extinguir possíveis dúvidas, confecção de fotos mosaicos para interpretação dos depósitos e ilustração de trabalhos posteriores. A aquisição de fotos de detalhe mostra a relação de contato entre fácies, distribuição mineral e vesicular dentro da rocha e etc.

4.3 Etapa de laboratório

Visou o tratamento e interpretação dos dados obtidos nas etapas anteriores de campo. Tem como foco integrar todos os conhecimentos obtidos com técnicas de laboratório para produção de resultados que respondam as perguntas propostas para o trabalho. Nesta etapa propuseram-se realizar o geoprocessamento, descrições petrográficas e análises litoquímicas.

4.3.1 Geoprocessamento

Inclui todos os procedimentos de processamento dos dados, culminando na geração de um banco de dados georreferenciado que inclui localização e descrição de afloramentos, locais onde foram coletadas amostras e outros dados. Este passo possibilita a confecção de mapas temáticos (Figura 24) e modelamentos da área em estudo.

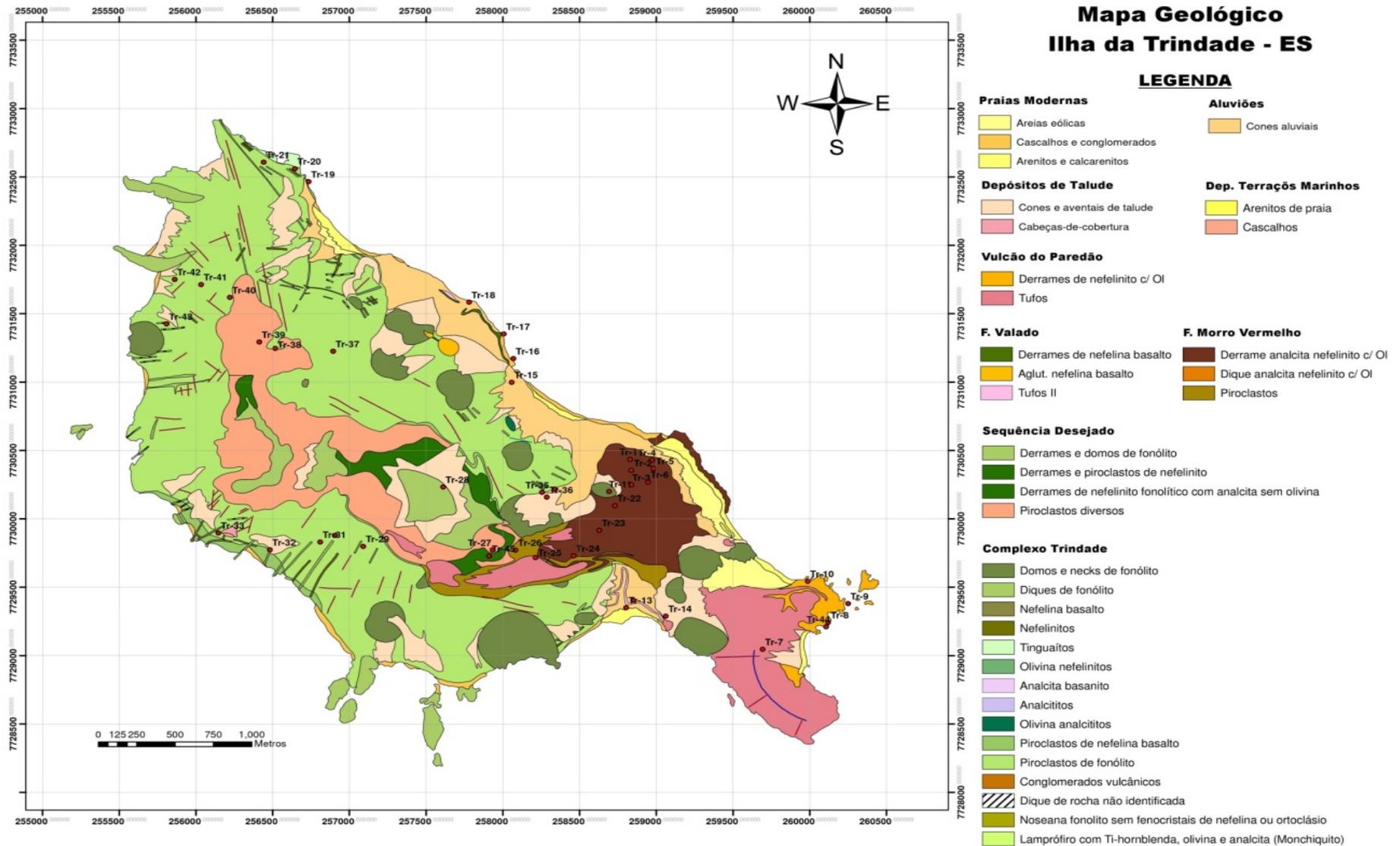


Figura 24: Mapa geológico da ilha da Trindade. (Extraído e modificado de Almeida, 1961)

4.3.2 Descrições petrográficas

Teve como objetivo classificar as rochas da unidade e caracterizar os padrões petrográficos das manifestações efusivas (texturas, estruturas, mineralogia, etc) e vulcanoclásticas (tipos e composição de clastos, esfericidade, arredondamento, seleção granulométrica). Com isto é possível caracterizar melhor as morfologias e gênese dos depósitos. Utilizou-se o microscópio de luz transmitida da marca *Leitz*[®] modelo Laborlux de 12 polegadas com uma câmera de marca *Scion Corporation*[®] modelo cfw-1612c acoplada para aquisição de fotomicrografias (Figuras 25 e 26). Para uma organização correta das descrições foi utilizado o software *Hardledge*[®], da empresa *ENDEEPER*[®].

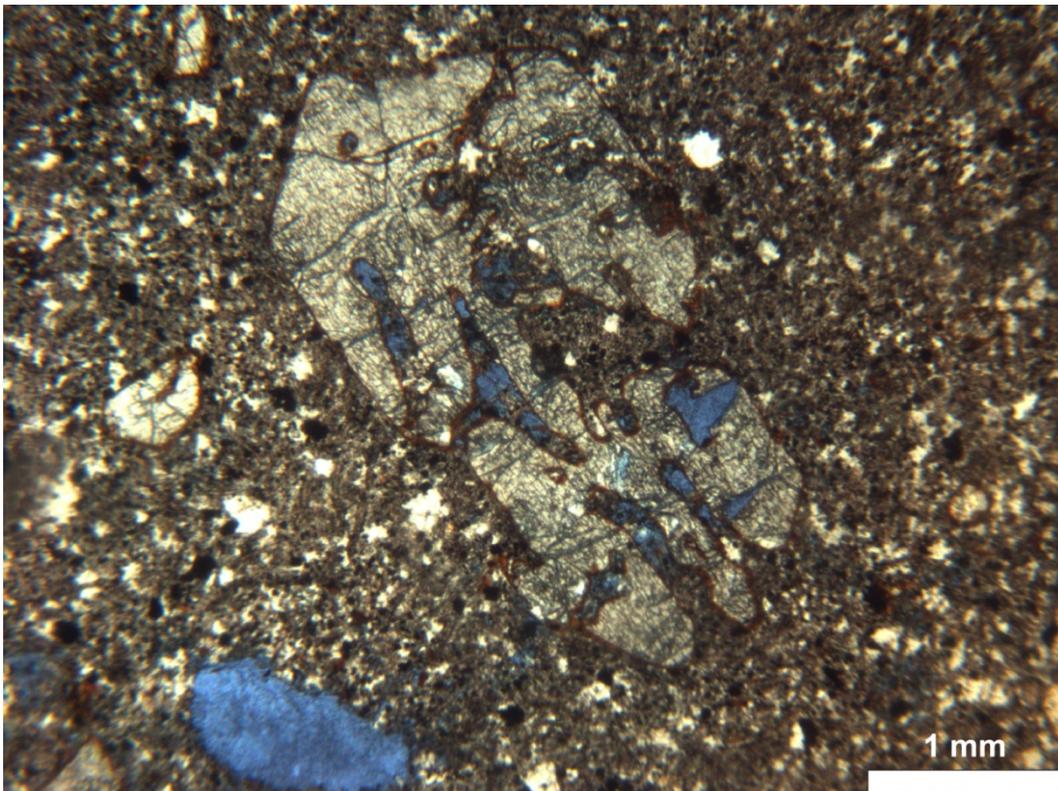


Figura 25: Fotomicrografia detalhando um cristal de olivina com textura esquelética.

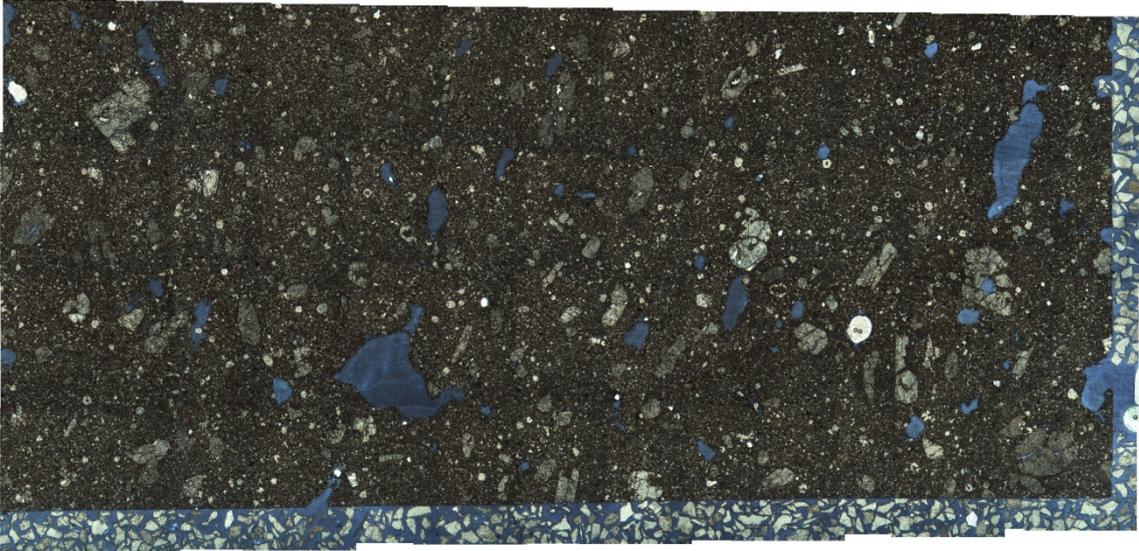


Figura 26: Detalhe da lâmina petrográfica (4.5x2.5 cm) do núcleo de um derrame de nefelinito. Pode-se notar a presença de fenocristais orientados emersos em uma matriz fanerítica fina e vesículas estiradas segundo o fluxo.

4.3.3 Litoquímica

Estes dados permitiram caracterizar geoquimicamente rochas efusivas e hipabissais, plotando estas em diagramas para visualização de possíveis mudanças químicas no decorrer do vulcanismo da formação. As análises foram realizadas no *Acme Analytical Laboratories Ltd.*, Vancouver, USA, utilizando-se ICP- AES (*Inductively coupled plasma atomic emission spectroscopy*) para os elementos maiores e menores e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*) para os ETR's. Ao todo foram coletadas 21 amostras da ilha toda durante etapa de reconhecimento da área. Destas, 4 pertenciam à Formação Morro Vermelho, e foram selecionadas para o presente trabalho. Uma porção de cerca de 300g de fragmentos, de cada amostra, foram enviadas ao laboratório, para que pudessem ser esterilizadas com o uso de água destilada e secagem em forno a uma temperatura inferior a 700°C. Após este procedimento, os fragmentos são arrefecidos por 24 horas arrefecendo. Após este tratamento prévio para retirada de qualquer contaminante, as amostras são então moídas e peneiradas em uma malha de 2 mm e, posteriormente, pulverizadas até 75µm. As amostras sofrem processo de quarteamento, separando-as em partes iguais com 0,25 g de pó. A esta pequena quantia de pó de rocha mistura-se metaborato de lítio e tetraborato de lítio para que possa ser fundida em um forno de indução. O resultado da fusão é, então,

despejado em solução de HNO_3 (Ácido Nítrico) a 5%, com padrão interno conhecido, e finalmente misturada até atingir dissolução completa. Feitos estes passos, as amostras podem ser inseridas dentro do espectrômetro de massa (ICP-MS), que é capaz de detectar concentrações baixíssimas dos elementos (No geral erro analítico para óxidos gira em torno de 0,01%, e é menor que 1 ppm para elementos traço e terras raras). No ICP-MS há indução de plasma acoplado, como método de produção de íons (ionização) e um espectrômetro de massa como um método de detecção e separação dos íons. Parte da solução foi analisada para detecção de elementos maiores, em estado de óxidos, e outra foi adicionada a padrões internos de In e Rh e diluída 6000 vezes antes da análise no ICP-MS para os elementos traços e ETR. A perda de peso após calcinação da amostras a uma temperatura de 1050°C por duas horas determina a perda ao fogo da amostra.

Para realização da classificação geoquímica os conteúdos de elementos maiores foram utilizados para confecção de gráficos como, por exemplo, do sistema TAS. Correlações destes elementos com os conteúdos de MgO também foram realizadas. Esta correlação demarca o grau de diferenciação do sistema. Correlações também foram realizadas entre elementos traços, em especial o trio Ni, Cr e Co, que marcam variações nos conteúdos das fases minerais máficas e os *LiLe* que expressam o comportamento de elementos com maior mobilidade. Na identificação da série magmática foram utilizadas correlações entre álcalis, MgO e FeO^T além dos padrões de distribuição dos elementos terras. Todos os dados foram tratados através do software Petrograph, de M. Petrelli do Departamento de ciências da Terra da Universidade de Perugia, Itália (Figura 27).

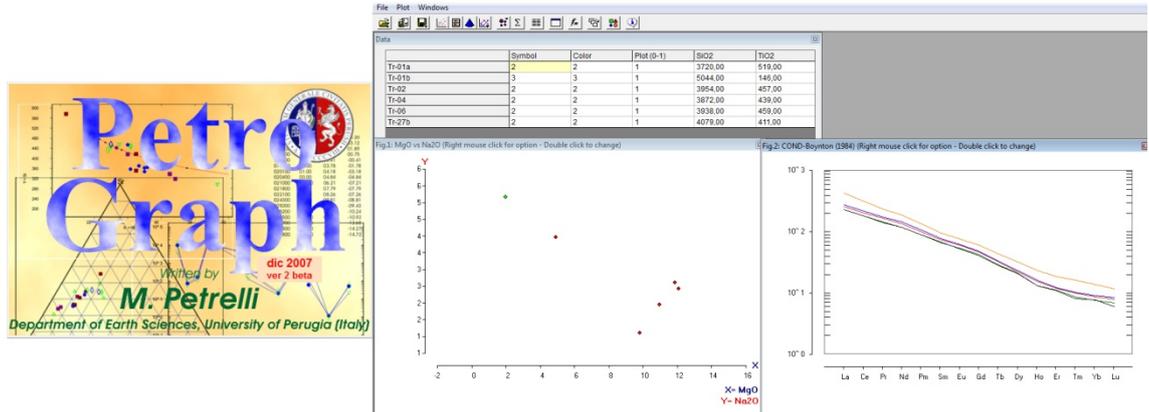


Figura 27: Detalhes do ambiente de trabalho no software Petrograph (Petrelli M., Poli G., Perugini D e Peccerillo A.), da Universidade de Perugia – ITA, e que foi utilizado para gerar gráficos químicos e interpretá-los. O download do software é gratuito em <http://accounts.unipg.it/~maurip/SOFTWARE.htm>.

4.4 Interpretação e integração dos dados

Corresponde a análise conjunta de todos os dados obtidos para geração de produtos que correspondem aos objetivos propostos.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo são apresentados os resultados e respectivas interpretações dos produtos gerados através das análises realizadas na Formação Morro Vermelho.

5.1 Formação Morro Vermelho (“FMV”)

Situada na porção Leste e estendendo-se até parte central da ilha (Figura 28), a FMV atinge suas maiores altitudes a cerca de 500 metros, onde se encontra em contato com a unidade antecessora (Sequência Desejado). Seus depósitos podem ser descritos desde a praia da Calheta, até patamar subindo pela trilha do Desejado, uma das mais realizadas por pesquisadores na ilha (Figura 29). A trilha para o Pico do Desejado acompanha os depósitos gerados na FMV desde sua base até o topo do cone vulcânico. A trilha progride através de uma série de ravinas e voçorocas, onde há ótima exposição, tornando possível fazer o acompanhamento dos depósitos da FMV, descrever suas diferentes fácies, empilhar seções colunares e verificar todas as mudanças ocorridas no vulcanismo gerador da unidade.

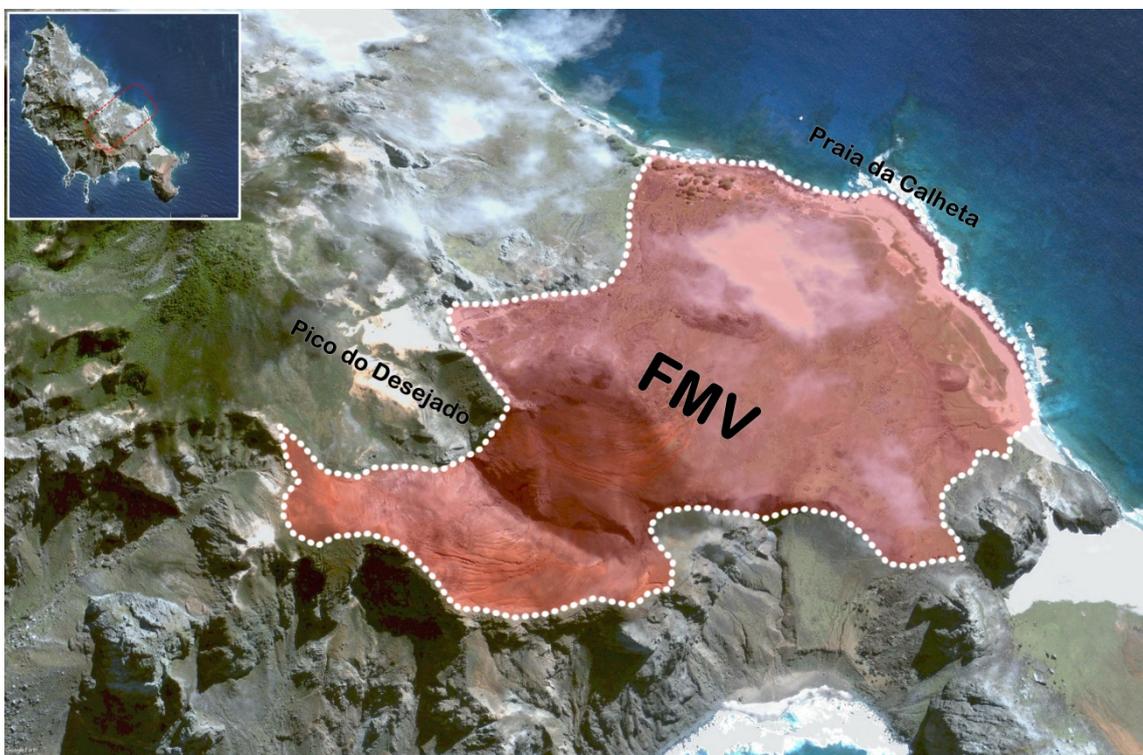


Figura 28: Detalhe da localização da FMV com indicação da referida Praia da Calheta e Pico do Desejado.

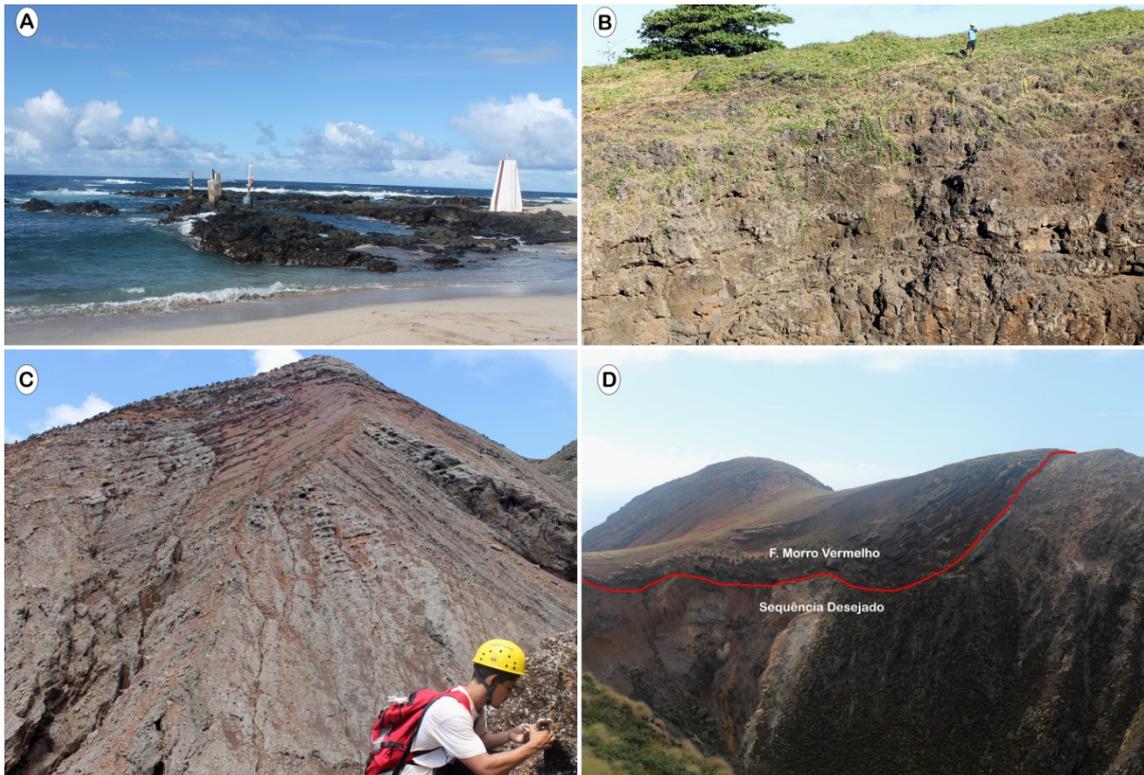


Figura 29: Trilha para o Pico do Desejado A= derrames de nefelinito aflorantes na praia da Calheta, B= sequência de derrames em voçoroca próxima à praia da Calheta, C= porção do cone vulcânico da FMV e D= destaque (linha vermelha) do contato entre FMV e SD.

Como detalhado anteriormente, a FMV é considerada como sendo a terceira unidade formada entre as cinco que compõem a ilha. Diques nefeliníticos e basaniticos com idades obtidas recentemente, variando entre 1,2 e 1,1 Ma (Pires *et al.*, 2016) são relacionados à FMV e possivelmente também à Formação Valado. Os depósitos da FMV encontram-se, na maioria dos casos, bem preservados e com boa exposição na porção leste da ilha. Uma grande voçoroca divide esta unidade em duas porções, ficando os depósitos da unidade expostos em suas paredes. A maior parte dos depósitos pode ser acessada e estudada facilmente, sendo algumas porções dificultadas por paredões íngremes e possibilidade constante de desmoronamentos. A FMV desenvolveu-se de certa forma encaixada entre os *necks* do Complexo Trindade e ancorada no planalto formado pela Sequência Desejado, como pode ser visto na fotografia “D” da Figura 27. Os *necks* e *plugs* originados no Complexo Trindade direcionaram os derrames e depósitos piroclásticos em direção à hoje conhecida Praia da Calheta (do centro da ilha para a porção Leste da ilha), enquanto que o planalto gerado pela Sequência Desejado, lugar onde a ilha atingiu suas maiores altitudes, limitou os depósitos somente à porção Leste.

Os depósitos da base da FMV são compostos por derrames de nefelinito rico

em fenocristais de olivina (ankaratrito*) facilmente identificados à beira-mar, logo atrás dos alojamentos e também na trilha de subida para o Pico do Desejado. Estes derrames apresentam morfologia típica 'A'a', com fácil discernimento entre zonas de autobrecha tanto superior como inferior, e núcleo maciço (Figura 5 A). Além de apresentarem o mesmo morfotipo, os derrames apresentam também uma razoável constância quanto às suas dimensões. A maioria dos derrames analisados possuem espessuras de aproximadamente dois metros, com autobrechas compreendendo entre 30-50 centímetros cada, e os núcleos variando de 1 a 1,40 metros. Macroscopicamente o núcleo dos derrames é composto por fenocristais de olivina (grande maioria milimétrico e atingindo no máximo 1 cm) que encontram-se orientados em uma matriz fina, de coloração cinza escuro, onde não se reconhecem os componentes. Os derrames apresentam alta taxa de vesiculação, sendo estes vazios estirados e orientados por conta do fluxo de lava. Os fragmentos escoriáceos pertencentes à autobrecha, tanto de base como de topo, são compostos por vidro vulcânico, com dimensões variando de milimétricas a decimétricas e presença comum de fenocristais de olivina. Estas porções foram classificadas como autobrechas granulares a autobrechas (Tabela 1). Neste nível composto por derrames intercalam-se raros e não muito espessos (máximo 50 cm) níveis piroclásticos, estratificados, provavelmente compostos por fragmentos de escória (lápili a lápili-tufo). Estes níveis piroclásticos encontram-se inacessíveis por estarem localizados em voçoroca com mais de 50 metros de altura em paredões subverticais. Assim, sua análise não pode ser completa quanto às suas características, já que a observação só é possível a certa distância.

*ANKARATRITO. Variedade de olivina nefelinito contend biotita. (Lacroix, 1916b, p.256; Ankaratra, Madagascar)



Figura 30: Sequência de derrames de morfotipo 'A' a aflorantes na porção basal da FMV.

Lateralmente e em mesma cota dos derrames, afloram depósitos vulcânicos ressedimentados estratificados, relacionados a deslizamentos e fluxos piroclásticos ocorrido concomitantemente à formação da unidade. Tais litologias podem ser acompanhadas a partir da cota de 35m, em média, aflorando logo atrás do rancho e alojamento dos pesquisadores. Na base da sequência afloram camadas variando entre 4 e 5 metros de espessura de uma brecha composta predominantemente por fragmentos juvenis de tamanho lúpili que suportam blocos e bombas de escória, lapilito, nefelinito e fonólito. Estes blocos possuem baixíssimo arredondamento e pouca esfericidade, mostrando que não houve grande retrabalhamento dos componentes. Algumas camadas desta brecha apresentam níveis onde estes blocos se concentram e/ou com gradação inversa bem marcada, resultado do choque e atrito entre as maiores partículas que são forçadas para porções superiores do fluxo (“efeito açucareiro”). Intercalados às camadas de brecha, ocorrem níveis com limites por vezes bem marcados e por vezes imperceptíveis (parecendo estarem contidos dentro da própria gradação do fluxo) de lúpili-tufo maciços e lapilítos maciços. Principalmente os que possuem seus limites marcados, indicativo de uma camada única, seriam fragmentos do próprio cone de escórias formado no MV. Subindo na estratigrafia da formação, na cota próxima aos 260 metros de altitude pode-se descrever o contato entre os derrames nefeliníticos da base com depósitos lapilíticos, de mesma composição, referentes ao próprio cone Estromboliano gerado. São depósitos friáveis, de coloração marrom-avermelhados, compostos exclusivamente por fragmentos juvenis de tamanho lúpili. Em paredão subvertical

exposto por processo de voçoroca é possível visualizar porção do cone vulcânico, com clara sobreposição de camadas lapilíticas. Nesta porção, ainda, é possível descrever superfície erosiva que estaria relacionada ao deslizamento que gerou os depósitos vulcanosedimentares anteriormente descritos. Sobre esta superfície nota-se a sobreposição de novas camadas lapilíticas que prosseguiram sendo depositadas enquanto o cone de escórias continuava a crescer.

5.2 Litofácies

A FMV, como descrita anteriormente, é provavelmente uma sucessão gerada por manifestação vulcânica única e continuada, de caráter heterogêneo. Foram identificadas sete litofácies (Tabela 5). Genericamente, ocorrem quatro tipos de produtos gerados que são essenciais para a interpretação do vulcanismo nesta formação: derrames *A'a'*, lapilítos bem selecionados, lúpili-tufos e brechas.

Os derrames descritos afloram na base da pilha vulcânica, desde o nível do mar até em torno de 300 metros de altitude. Todos os derrames mapeados possuem morfologia do tipo *A'a'*, havendo uma repetição nas dimensões destes fluxos. Excluindo-se um dos primeiros derrames descritos que possui maior espessura, todos os subseqüentes mantiveram constantes 2 metros de espessura em média. Destes dois metros, cerca de 1,4 metros representam a porção de núcleo maciço (nN), e os 60 centímetros restantes são divididos entre as zonas de autobrecha (AbrN) de topo e base. As zonas compostas por fragmentos escoriáceos variam de uma autobrecha granular até autobrecha, representando fragmentos com dimensões variando entre 2 e 64 mm. Estes fragmentos são escoriáceos, vesiculados e contém fenocristais subédricos principalmente de olivina (mm). A porção de núcleo é maciça, de coloração cinza médio ocorrendo com grau intermediário de alteração, normalmente. Fenocristais subédricos a euédricos de olivina ocorrem emersos em matriz fina onde não se reconhecem os constituintes ao olho nú. Vesículas milimétricas a centimétricas são comuns e mostram-se estiradas segundo o fluxo do derrame (Figura 31).

Tabela 05: Códigos de litofácies criados para identificação dos depósitos na F. Morro Vermelho.

Código de Litofácie	Descrição	Interpretação
Br	Brecha maciça com matriz lapilítica, mal selecionada. Fragmentos de escória variando de 1 a 10cm e de núcleo de derrame nefelinítico, maciço ou tipo "s", com até 30 cm.	Fluxo de escórias
Bri	Brecha com gradação inversa bem marcada. Partículas variam de lúpili à blocos. Dominam fragmentos de escória (subangulosos a subarredondados) com subordinados fragmentos de escória, nefelinito e fonólito.	Fluxo de escórias
Ltm	Lúpili tufo maciço, composto por tufo grosso (~1mm) até lúpili (3-4mm). Laminação incipiente visível.	Depósitos de queda (Estromboliano)
Lm	Lapilito bem selecionado, maciço, composto exclusivamente por fragmentos angulosos e juvenis de escória. Ocorrem raros fragmentos de nefelinito emersos.	Depósitos de queda (Estromboliano)
L	Lapilito mal selecionado com presença comum de blocos de nefelinito, fonólito e lapilito. Os maiores blocos são de fonólito, atingindo dimensões de até 30 cm de diâmetro.	Fluxo de escórias
nN	Núcleo de derrame nefelinítico de morfologia 'A'a, coloração cinza médio e grau de alteração moderado a avançado. Esta porção dos derrames apresenta em média 1,20 m de espessura e contem vesículas milimétricas a raramente centimétricas estiradas Segundo o fluxo. A matriz é fanerítica fina onde não se reconhecem os constituintes. Visível a lupa de mão são microfenocristais de piroxênio e feldspato alcalino e fenocristais de olivina, todos orientados segundo o fluxo.	Derrames (Vulcanismo Havaiano)
AbrN	Autobrecha encontrada no topo e base dos derrames de nefelinito. São compostas por fragmentos escoriáceos de tamanhos variados (mm-cm) e bastante angulosos. São visíveis a olho nú apenas alguns fenocristais de olivina emersos em uma matriz vítrea. Os fragmentos ocorrem com alto grau de vesiculação e alteração.	Derrames (Vulcanismo Havaiano)

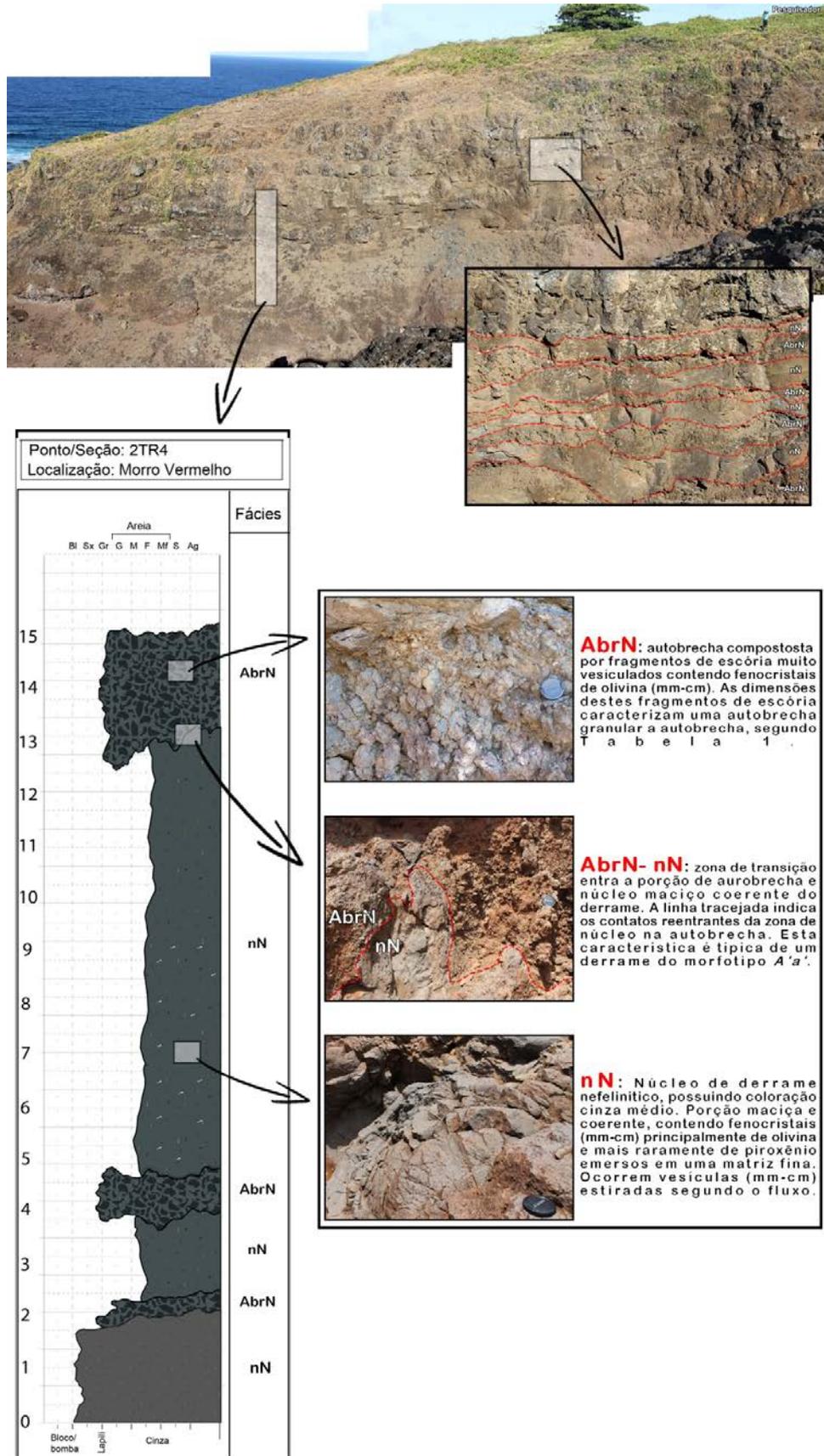


Figura 31: Detalhes da seção colunar da porção basal formada por derrames da FMV.

Lateralmente aos derrames da base da FMV, encontram-se depósitos relacionados à eventos de ressedimentação do material vulcânico (Figura 30 e 31). Estas litologias se formaram através de deslizamentos ocorridos em algumas porções da pilha vulcânica em formação. Relacionam-se a estes eventos os dois tipos de brechas descritas na Tabela 4 (Br e Bri), e, intercalados à estas, afloram níveis com pouca continuidade lateral de depósitos relacionados ao cone de escórias (L, Lm e Lti).

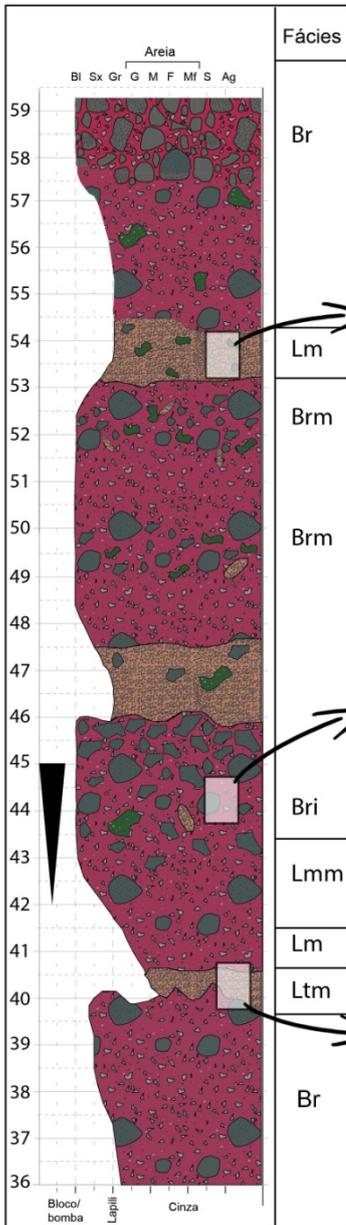
As brechas são compostas predominantemente por escória, fragmentos de porções coerentes do núcleo de derrames (nN), lapilito e fragmentos acidentais de fonólito. Estas litofácies apresentam-se em sua grande maioria maciças (Br), podendo ocorrer alguns níveis de concentração de clastos ou gradação inversa (Bri) bem marcada. Os clastos ocorrem com dimensões centimétricas até decimétricas, são em sua maioria angulosos e com baixa esfericidade. Intercalam-se a estes depósitos alguns níveis lapilíticos maciços (Lm), que marcam as bases dos fluxos. Ainda foram identificadas camadas lenticulares de lapilito (L) bem selecionado e também de lápili-tufos (Lti) que foram interpretadas como sendo fragmentos do cone de escórias da unidade que foram remobilizados juntamente com os outros materiais nos eventos de deslizamento. (Figura 32 e 33)



Figura 32: Detalhes em afloramento de brechas da FMV.



Ponto/Seção:
Localização:



Lm: Lapilito maciço composto exclusivamente por fragmentos juvenis de escória basáltica e raros fragmentos acidentais de fonólito.



Bri: Brecha com graduação inversa de um lapilito maciço até nível com concentração de clastos de escória, fragmentos de lava coerente e raros fonólitos. A base do fluxo é marcada por fina camada de Ltm.



Ltm: nível de lápili-tufo maciço, composto por fragmentos de escória tamanho lápili e cinza grossa.

Figura 33: sucessão de depósitos de fluxo de escórias da FMV.

Aproximadamente a 250 metros de altitude os derrames da FMV cessam, dando lugar aos depósitos relacionados ao cone vulcânico gerado. Até cerca de 475 metros ocorrem sucessões de camadas de lapilito e mais raras de lápili-tufo (Figura 36). O cone de escórias (Figura 35) da unidade pode ser facilmente reconhecido à esquerda da subida pela trilha que leva ao Pico do Desejado, onde é possível visualizar as sucessões de camadas e a superfície erosiva gerada durante o deslizamento que gerou os depósitos anteriormente descritos (Figura 32 e 33).



Figura 34: Início dos depósitos lapilíticos referentes ao cone de escórias da FMV. A origem do nome da unidade refere-se às cores avermelhadas dos depósitos nesta porção da formação.

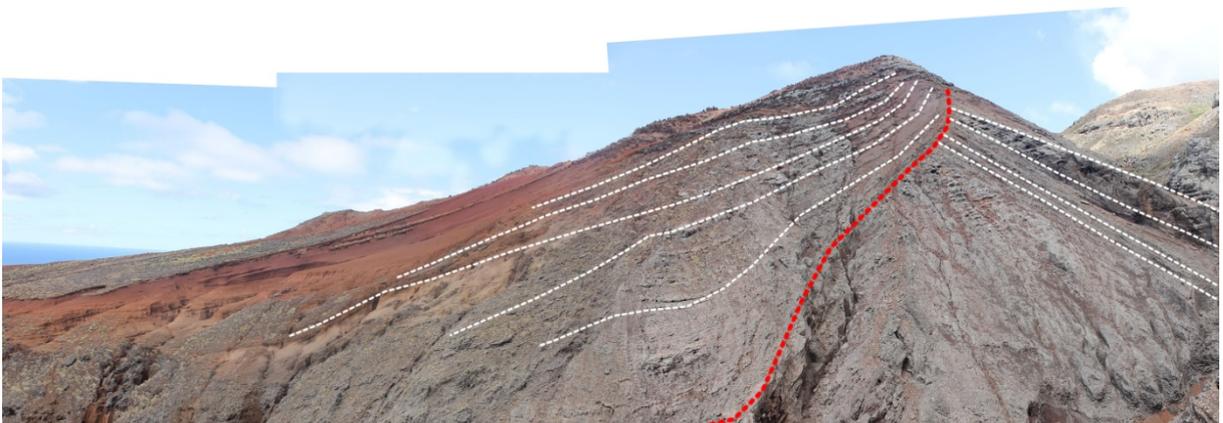


Figura 35: Fotomosaico mostrando porção ainda preservada do cone de escórias da FMV com destaque da superfície de deslizamento (vermelho) e diferentes inclinações nas camadas que o compõem (branco).

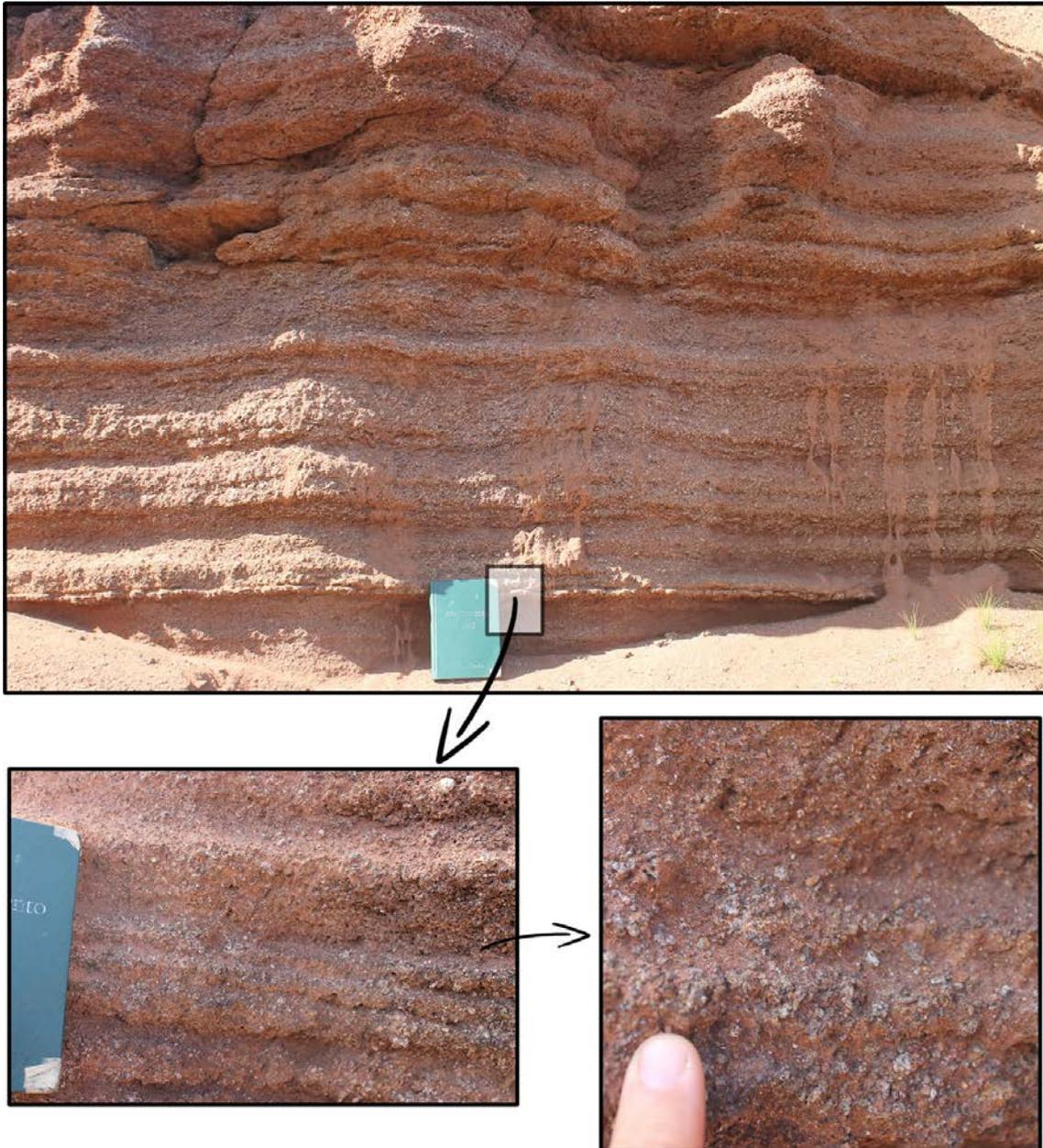


Figura 36: Alternância de camadas de lapilito e lúpili-tufo pertencentes ao cone da FMV e detalhe dos depósitos.

5.3 Petrografia

Foram confeccionadas quatro lâminas petrográficas da FMV. Destas quatro, uma pertence aos depósitos piroclásticos do cone (Tr-1A) e as outras três foram feitas a partir de núcleos de derrames (Tr-2, Tr-4 e Tr-6). Petrograficamente todas as amostras dos derrames foram classificadas como nefelinitos, sendo pertencentes, todas, à derrames do morfotipo A'a'. Abaixo encontram-se todas estas lâminas descritas quanto às suas principais características, texturas, estruturas e mineralogia, bem como fotomicrografias para ilustrar o que foi descrito. Fotomosaicos das lâminas foram montados e podem ser analisados nos Anexos deste trabalho.

Petrograficamente os depósitos piroclásticos descritos na lâmina Tr-1 A são compostos por fragmentos juvenis de escória, vidro, líticos e cristaloclastos. As partículas juvenis são em sua maioria vítreas, de coloração marrom-avermelhada (Sideromelano), vesiculadas e com um avançado estado de alteração (Figura 37). Estes fragmentos variam entre 0,2mm até 3mm, em média. Os maiores fragmentos encontrados ocorrem com 5mm e os menores com 0,05mm, definindo um lúpili-tufo. Estes fragmentos com maiores dimensões encontram-se mais arredondados do que os menores, apresentam proporcionalmente mais vesículas e normalmente contém fenocristais subédricos a euédricos de olivina emersos (com dimensões entre 0,8 a 4,8mm) (Figura 37 - A). Fragmentos vítreos em forma de placa e cúspide também puderam ser descritos. Além dos fragmentos, ocorrem cristaloclastos com em média 0,23mm, bastante alterados. Estes são representados por olivinas, feldspatos, feldspatóides (nefelina e noseana), ortopiroxênio (diopsídio) e flogopita. Os exemplares com maiores dimensões são olivinas. Os cristais de noseana são cúbicos e com dimensões de em média 0,2mm, enquanto a nefelina ocorre subédrica e hexagonal. Os cristaloclastos de flogopita (Figura 37 - C) possuem hábito lamelar, dimensões de até 0,31mm, são subédricas e apresentam algumas texturas de reação, parecendo zonadas. Os fragmentos líticos (Figura 37 - D) presentes na lâmina são principalmente de fonólitos, possuem dimensões milimétricas, estão bastante oxidados e contém muitos poros evidenciados pela impregnação a que a rocha foi submetida para confecção da lâmina. O avançado estado de alteração faz com que restem apenas alguns fantasmas dos cristais, que

já foram dissolvidos. Possuem textura fanerítica fina, composta por cristais de feldspato alcalino, feldspatóides e piroxênio. Textura traquítica pode ser descrita nos litoclastos de maiores dimensões, bem como fenocristais de olivina com até 0,55mm.

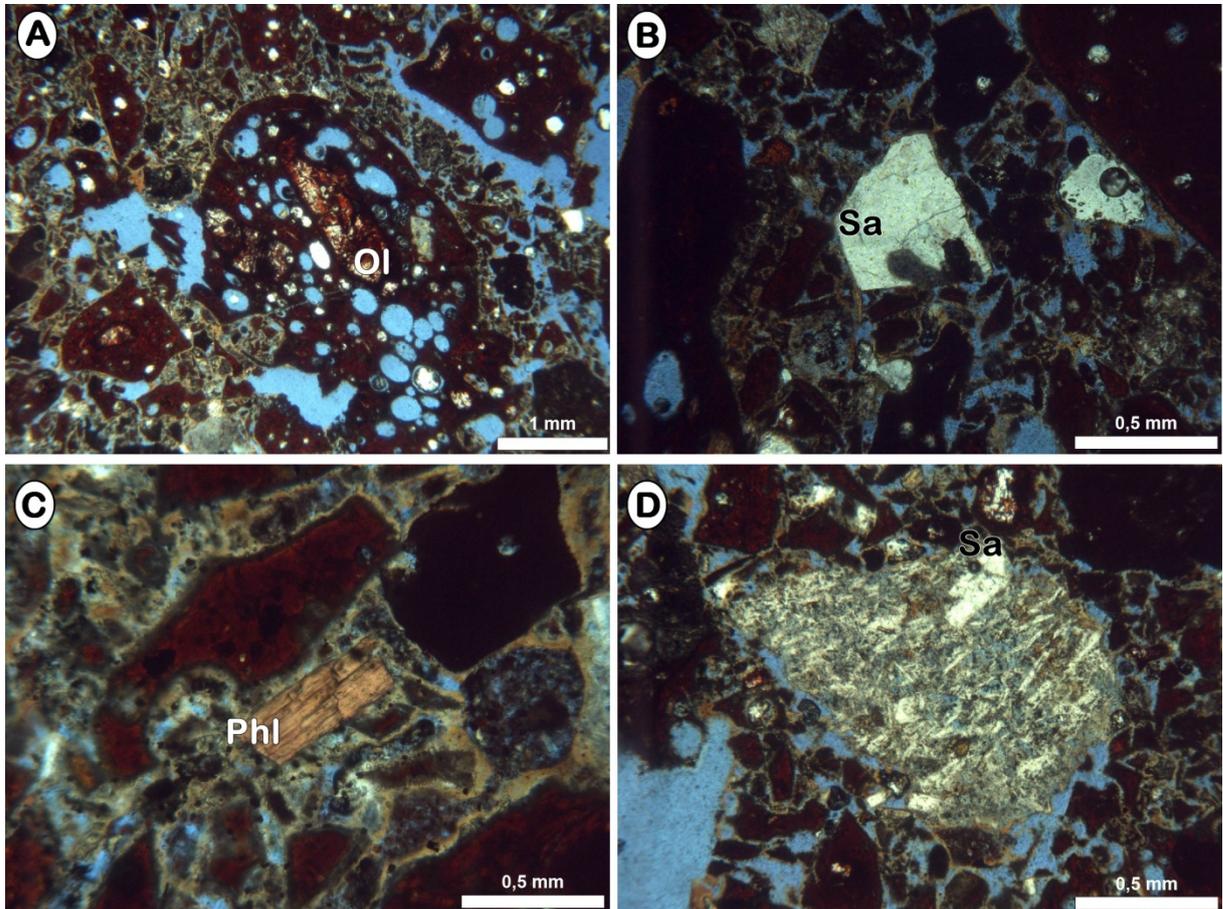


Figura 37: Todas as fotomicrografias foram adquiridas a nicóis paralelos. A- detalhe de um fragmento de escória, vítreo e vesiculado com fenocristal de olivina (Ol) oxidado emerso; B- cristaloclasto de feldspato potássico (sanidina - Sa); C- fenocristal de flogopita e fragmentos vítreos angulosos; D- fragmento lítico alterado de composição fonolítica onde se reconhece fenocristal de sanidina e textura traquítica marcada em cristais de feldspato potássico.

Os derrames descritos nas lâminas Tr-2, Tr-4 e Tr-6 encontram-se abaixo descritos.

A lâmina Tr-2 tem matriz holocristalina fina a muito fina, composta por pequenos cristais e cristalitos de olivina, piroxênio, feldspatóide, feldspato alcalino e opacos. Emersos nesta matriz ocorrem fenocristais (dominantemente de olivina) e microfenocristais de olivina e piroxênio. Com dimensão média de 2,86mm e sendo em sua maioria subédrica, a olivina apresenta estado de oxidação mediano, sendo discernível ainda suas cores de interferência, hábito e clivagens. Alguns fenocristais deste mineral apresentam uma maior oxidação, com ocorrência de óxidos l_{he} substituindo quase que completamente. A textura glomeroporfirítica (Figura 38 - B)

entre olivinas é comum, com a ocorrência de textura esquelética (Figura 38 – C) em grãos maiores. Esta textura é gerada quando ocorre um grande choque de temperatura entre o líquido e o meio, indicando que o mineral estava cristalizando provavelmente em câmaras magmáticas profundas, e foi rapidamente transportado juntamente com o líquido até profundidades mais rasas ou mesmo até a superfície por uma erupção. O piroxênio ocorre na matriz como pequenos cristais milimétricos ($>0,1\text{mm}$), e também como microfenocristais subédricos. Estes piroxênios foram interpretados como sendo diopsídio. Destaca-se a ocorrência de considerável presença de vesículas, com média de 2mm de dimensão (menores possuindo 0,4 e maiores chegando até 9mm). Tanto fenocristais, microfenocristais e vesículas (estiradas) encontram-se orientados segundo o fluxo do derrame (Figura 38 - D), fato este facilmente visível ao se analisar o fotomosaico da referida lâmina presente na seção de Apêndices do trabalho.

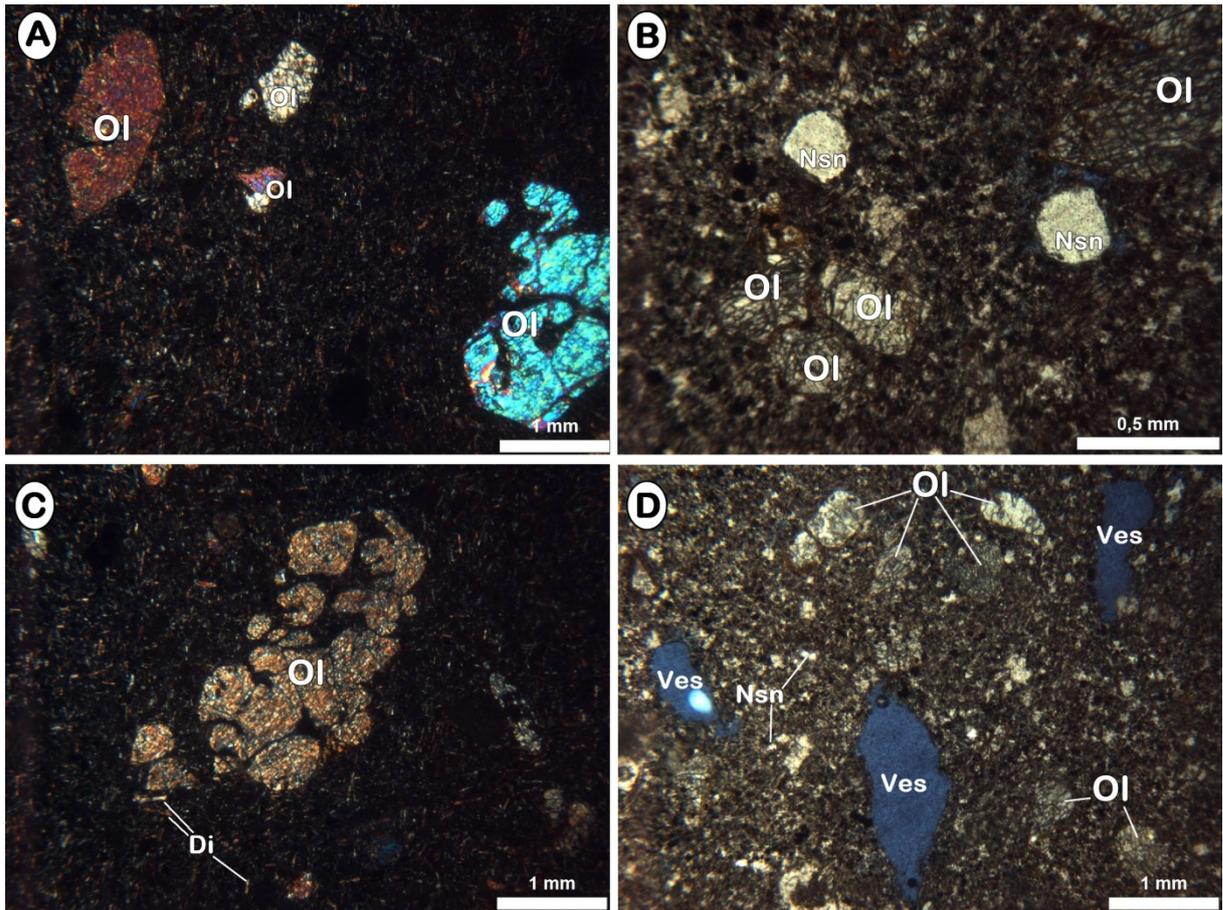


Figura 38: As fotomicrografias A e C foram adquiridas com nicóis cruzados, enquanto a B e D em nicóis paralelos. A- fenocristais subédricos a euédricos de Ol emersos em matriz fanerítica fina composta por cristais de Ol, Di e Nsn, além de óxidos. Nicóis cruzados; B- textura glomeroporfírica entre fenocristais de olivina e cristais de noseana (Nsn) emersos em na matriz fina; C- fenocristal de Ol com textura esqueletal causada pelo rápido resfriamento do sistema e indicação de microfeno-cristais de piroxênio (Di); D- indicação de fenocristais de Ol, pequenos cristais de Nsn e vesículas (Ves) estiradas segundo o fluxo.

Já a lâmina Tr-4 pertence à uma porção do núcleo próxima à zona brechada do derrame. A rocha possui matriz holocristalina muito fina, bastante alterada e fragmentada. Não se reconhecem os constituintes a não ser fenocristais. Estes fenocristais ocorrem normalmente emersos em fragmentos também bastante alterados e vítreos. Por pertencer a uma porção próxima às autobrechas, pensa-se que estes fragmentos tenham origem no autobrechamento da parte superior do sistema e que tenham sido englobados na porção de núcleo do derrame com o prosseguimento do fluxo de lava. No geral há orientação incipiente dos constituintes segundo este fluxo, como indicado pelos cristais de noseana em fragmento vítreo da Figura 39 – A. Os fenocristais são de olivina subédrica e bastante alterada, com dimensões variando entre 0,8 e 2 mm e de noseana com dimensões inferiores e variando entre 0,3 e 0,1 mm.

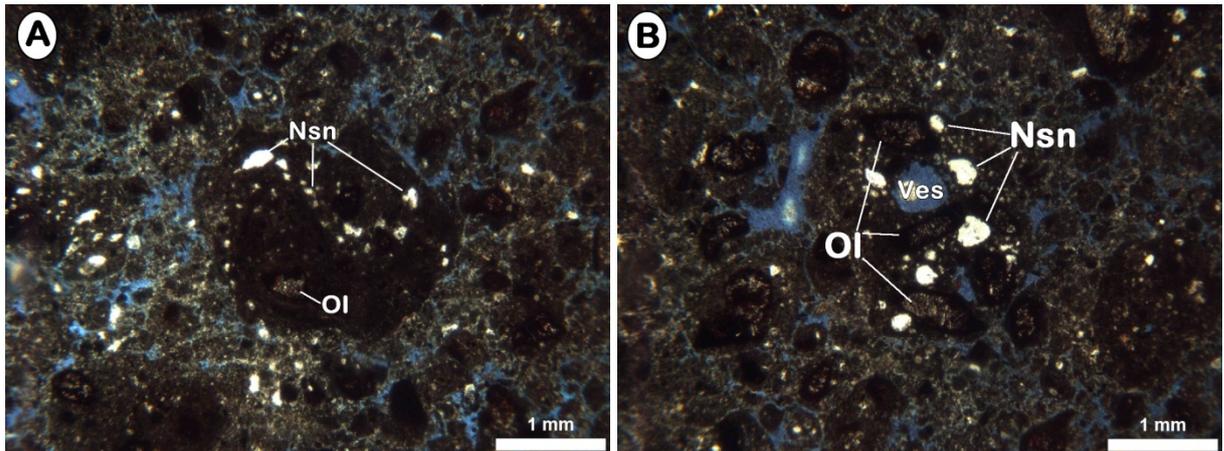


Figura 39: Fotomicrografias adquiridas a nicóis paralelos. A- fragmento de escória com cristais de Nsn orientados segundo o fluxo e fenocristal de Ol em matriz muito fina, fragmentada e alterada onde não se reconhecem os constituintes originais; B- fragmento de escória vesiculado com fenocristais de Ol e Nsn.

A lâmina Tr-6, assim como a Tr-4, faz parte de porção maciça do núcleo, onde descreve-se matriz holocristalina fina a média, composta essencialmente por cristais milimétricos de olivina e ortopiroxênio intercrescidos com feldspatóides do grupo da noseana. Com estrutura maciça e vesiculação, também é porfirítica, apresentando fenocristais subédricos de olivina com dimensão média de 1,75 mm e ortopiroxênio subédrico identificado como diopsídio com em média 1,23mm de dimensão emersos na matriz fina a média (Figura 40 - B). Textura glomeroporfirítica e esquelética (Figura 40 A e C, respectivamente) são comuns e ocorrem normalmente em fenocristais de olivina.

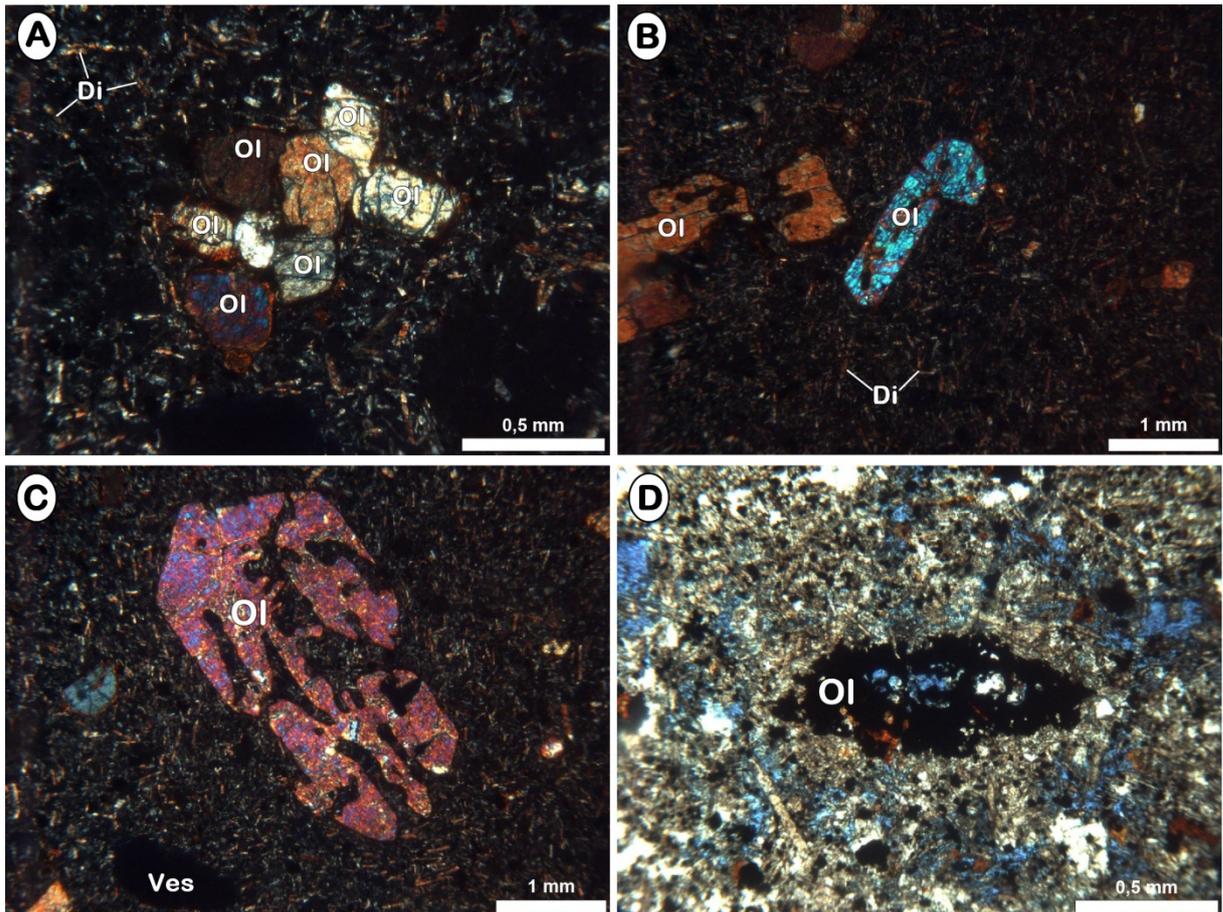


Figura 40: As fotomicrografias A, B e C foram adquiridas a nicóis cruzados. A- textura glomeroporfirítica entre fenocristais de Ol em matriz fanerítica de fina a média composta basicamente por cristais de Ol e Di; B- Fenocristais de Ol; C- textura de rápido resfriamento (esqueletal) em fenocristal de Ol e indicação de vesícula em matriz fanerítica de fina a média; D- fenocristal de olivina completamente oxidado e substituído por óxidos em porção menos maciça da lâmina.

5.4 Caracterização Químicas

Foram utilizadas quatro amostras para a caracterização da Formação Morro Vermelho. As análises químicas (Tabela 6) indicaram que o conteúdo de SiO_2 nas rochas da formação variam entre 37.2 a 40.79 %, indicando portanto rochas ultrabásicas e subsaturadas. A concentração de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) mostrou variação de 2.06 a 7.39 %. A Tabela 6 apresenta a concentração de elementos maiores (% em peso), menores, traços e ETR (em PPM).

Tabela 6: Óxidos de elementos maiores, elementos menores e ETR das amostras da FMV.

	Tr-01a	Tr-02	Tr-04	Tr-06
SiO ₂	37.2	39.54	38.72	39.38
TiO ₂	5.19	4.57	4.39	4.59
Al ₂ O ₃	10.84	9.97	10.1	9.86
Fe ₂ O ₃	2.34	2.24	2.06	2.25
FeO	13.44	12.71	11.7	12.77
MnO	0.2	0.19	0.19	0.19
MgO	9.82	12.09	10.97	11.89
CaO	11.44	10.99	11.89	11.08
Na ₂ O	1.6	2.91	2.44	3.1
K ₂ O	0.46	0.35	0.5	0.38
Cr ₂ O ₃	0.064	0.055	0.064	0.055
P ₂ O ₅	1.22	0.92	1.15	1.00
LOI	5.5	2.9	5.2	2.8
TOTAL	99.37	99.42	99.39	99.42

	Tr-01a	Tr-02	Tr-04	Tr-06
La	81.9	72.8	87.3	72.4
Ce	170.5	150.6	181.4	149.3
Pr	20.71	18.08	21.58	17.8
Nd	83.4	72.5	89.3	72.5
Sm	14.91	13.32	15.5	13.35
Eu	4.51	4.00	4.66	3.92
Gd	12.54	11.24	12.71	10.83
Tb	1.58	1.41	1.59	1.37
Dy	7.36	7.02	7.79	6.85
Ho	1.15	0.97	1.2	0.97
Er	2.6	2.42	2.63	2.35
Tm	0.33	0.29	0.34	0.27
Yb	1.85	1.62	1.97	1.65
Lu	0.26	0.23	0.28	0.2
Sc	23	21	22	21
Be	<1	1	<1	1
Ni	146	106	140	109
V	276	327	285	326
Co	63.1	61.8	59.3	59.7
Ni	136.7	105.2	116.1	102.5
Cu	42.0	30.8	11.5	32.7
Zn	75	99	40	94
Ga	22.1	19.0	18.1	19.0
Rb	27.2	21.7	116.6	52.2
Sr	1497.9	1066.2	1338.1	1035.2
Y	31.4	28.2	32.1	28.7
Zr	303.6	284.6	270.6	286.2
Nb	77.2	75.6	74.6	73.5
Mo	1.8	1.6	0.7	1.7
Sn	2	2	2	3
Cs	1.4	1.4	0.7	0.6
Ba	1049	814	986	884
Hf	7.8	7.1	6.6	7.2
Ta	5.1	4.6	4.3	4.6
W	0.6	<0.5	1.4	0.7
Pb	6.1	1.7	0.8	1.6
Th	6.9	6.1	7.6	6.0
U	1.8	1.3	1.8	1.3
As	0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cd	0.3	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	<0.5	<0.5	0.7	<0.5
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5

Plotando os valores adquiridos para a FMV no diagrama TAS (LeBas, 1986) (Figura 41), que é puramente descritivo sem implicações genéticas, observa-se que uma amostra ocupa o campo dos foiditos as outras três estão representadas no limite entre foiditos e basanitos/tefritos.

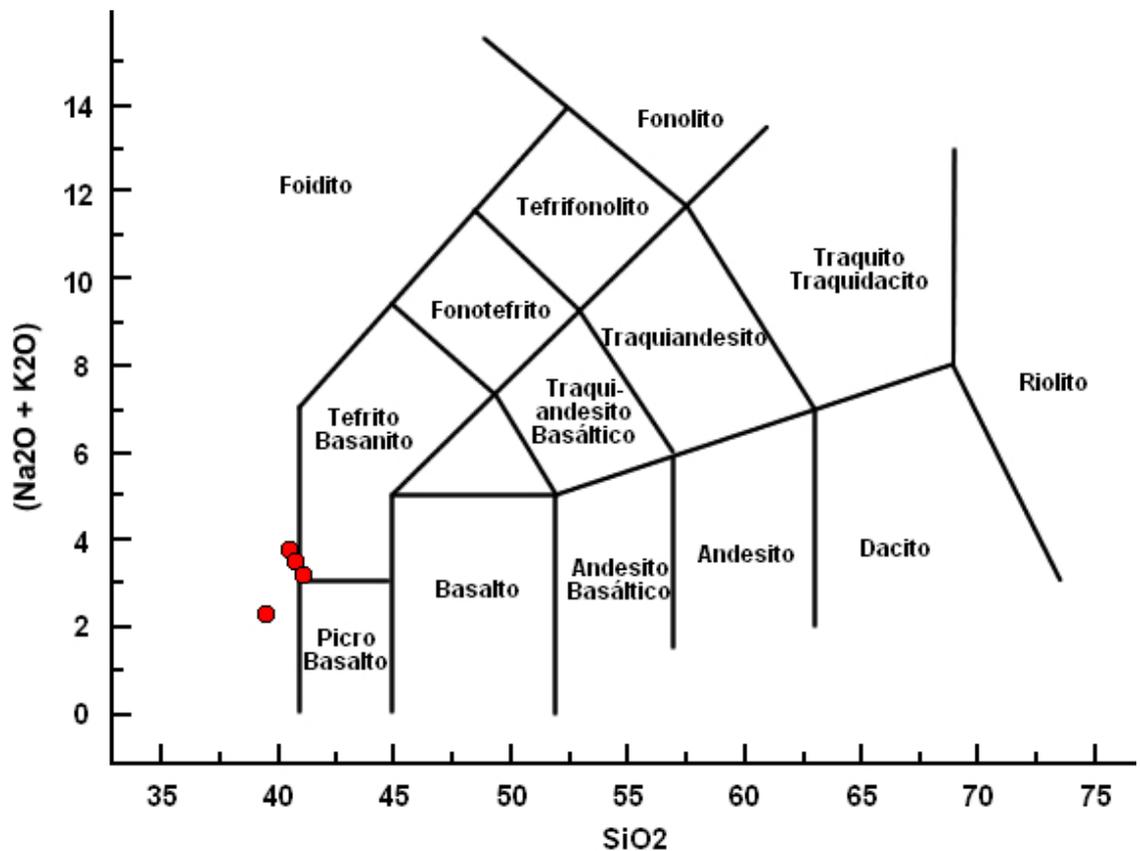


Figura 41: Diagrama TAS (SiO_2 vs Álcalis) para rochas vulcânicas. (LeBas et al. 1986).

Utilizou-se a razão MgO como índice de diferenciação (Figura 42 e 43). A distribuição dos elementos maiores e traços são sugestivos de um “*trend*” que pode estar relacionado à diferenciação magmática (provavelmente por cristalização fracionada na câmara magmática), porém é necessário um maior número de amostras analisadas para sustentar esta hipótese. Destaca-se, também, que as composições são semelhantes, com as amostras ocupando o campo dos foiditos e limite com tefrito-basanito (nefelinitos), conforme o diagrama TAS (Figura 29). A relação entre o índice versus elementos maiores sugerem um decréscimo de SiO_2 e Na_2O aliado a um aumento relativo em CaO , TiO_2 , Al_2O_3 e P_2O_5 com a diferenciação. Os tipos mais evoluídos possuem um menor conteúdo de Ne_n e um maior conteúdo de An_n em comparação às composições mais primitivas (Tabela 6).

O padrão de distribuição dos elementos traços em relação ao índice de diferenciação indica um aumento nos conteúdos de Ni, Co, Zr, Hf e Ta, com o decréscimo de MgO , que podem indicar um menor fracionamento de olivina +

piroxênio + feldspatóide e de fases acessórios. Uma das amostras (TR- 4) possui uma queda acentuada nos conteúdos de Fe_2O_3 e TiO_2 , podendo estar relacionado a extração de fases do tipo titanomagnetita.

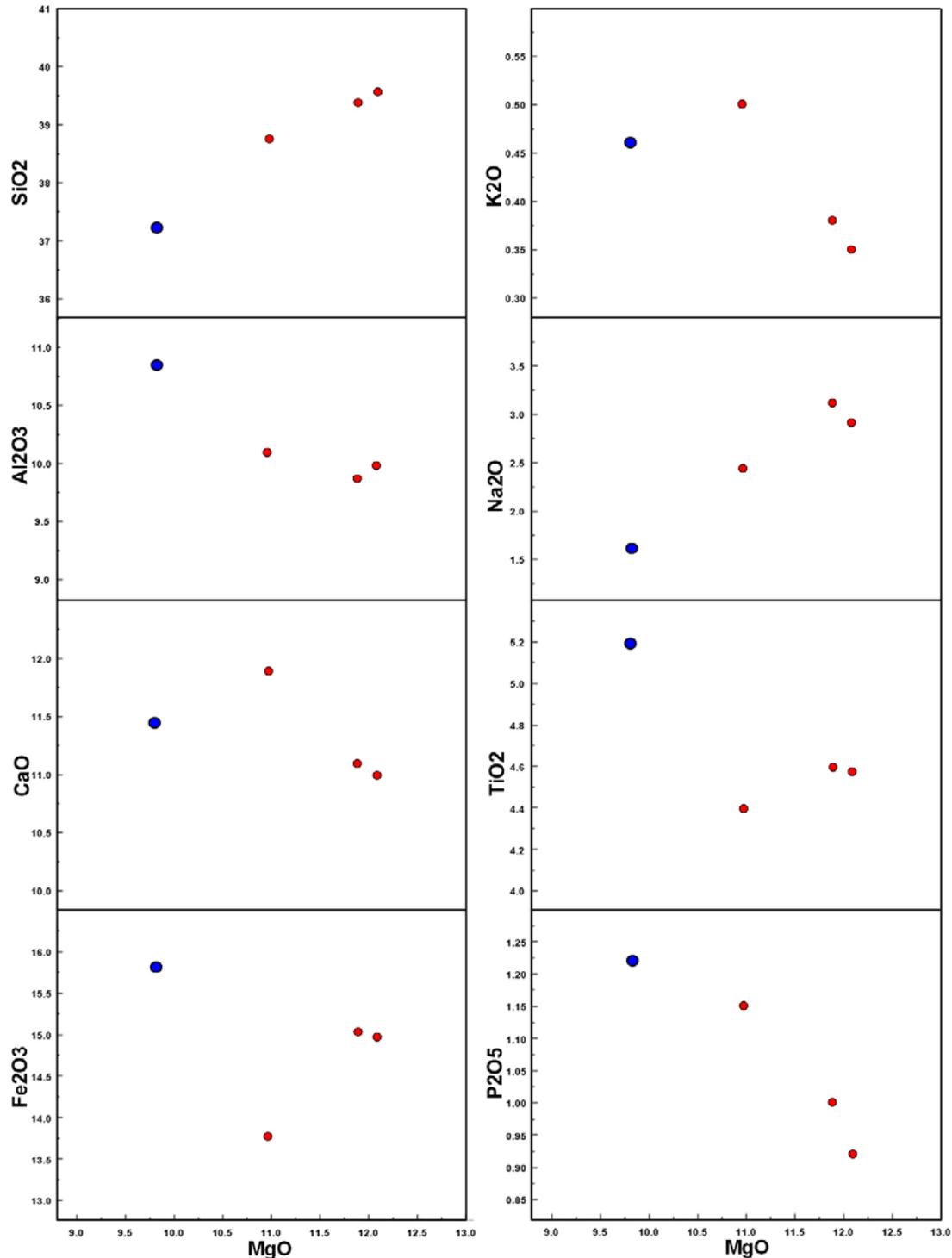


Figura 42: Gráficos MgO (%wt) vs elementos maiores (%wt) da FMV. O círculo em azul representa o termo piroclástico analisado (Tr-1 A), enquanto os vermelhos representam os termos efusivos (Tr-2, Tr-4 e Tr-6).

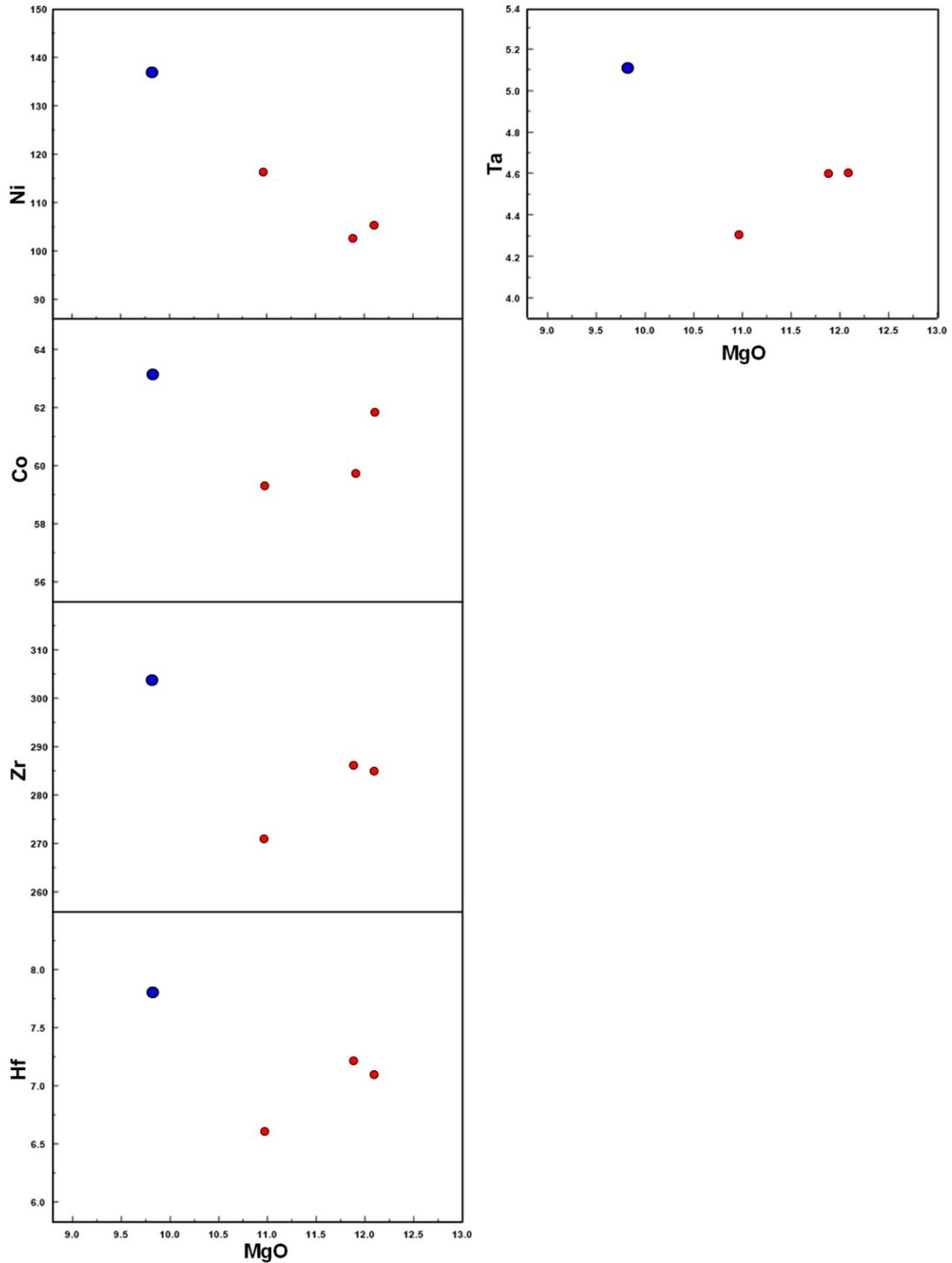


Figura 43: Diagramas para MgO (%) vs Ni (ppm), Co (ppm), Zr (ppm), Hf (ppm) e Ta (ppm). Círculos em azul representam o termo piroclástico analisado (Tr-1 A), enquanto os vermelhos representam os termos efusivos (Tr-2, Tr-4 e Tr-6).

O cálculo da norma CIPW (Tabela 7) utilizou uma razão $\text{FeO}/\text{FeO}_3 = 0,85$ e não foi calculado em base anidra, que influenciaria especialmente os conteúdos de SiO_2 (Tabela 5). Todos os nefelinitos da FMV são ricos em Di_n (Wo_n), Ol_n (rica em

Fo_n), além de Mt_n, Il_n e Ap_n. Todas as amostras apresentam Ne_n que permitem classificar as amostras da FMV como ultrabásicas, subsaturadas em SiO₂ e pertencentes à série alcalina sódica. Os elevados conteúdos de High Field-strenght elements HFSe (Zr,Nb,Ta,Hf) indicam esta mesma tendência.

Tabela 7: Norma CIPW calculada em base anidra e razão FeO/Fe₂O₃ = 0.85.

	Tr-1A	Tr-2	Tr-4	Tr-6
SiO ₂	37.2	39.54	38.72	39.38
TiO ₂	5.19	4.57	4.39	4.59
Al ₂ O ₃	10.84	9.97	10.10	9.86
Fe ₂ O ₃	2.373	2.244	2.07	2.2545
FeO	13.477	12.716	11.70	12.7755
MnO	0.2	0.19	0.19	0.19
MgO	9.82	12.09	10.97	11.89
CaO	11.44	10.99	11.89	11.08
Na ₂ O	1.6	2.91	2.44	3.1
K ₂ O	0.46	0.35	0.50	0.38
P ₂ O ₅	1.22	0.92	1.15	1
CO ₂	0.00	0	0.00	0
TOTAL	93.82	96.49	94.12	96.5
Ortoclásio (Or)	2.72	2.07	2.95	2.25
Albita (Ab)	7.90	6.89	5.79	6.12
Anortita (An)	21.04	13.11	15.13	11.87
Nefelina (Ne)	3.06	9.61	8.05	10.89
Diopsídio (Di)	22.61	28.67	29.42	29.63
Olivina (Ol)	20.41	22.13	18.82	21.48
Magnetita (Mt)	3.44	3.25	2.99	3.27
Ilmenita (Il)	9.86	8.68	8.34	8.72
Apatita (Ap)	2.83	2.13	2.67	2.32
Olivina fo	12.31	14.53	12.38	14.00
Olivina fa	8.09	7.60	6.44	7.49
Diopsídio wo	11.59	14.78	15.18	15.27
Diopsídio en	6.89	9.39	9.65	9.64
Diopsídio fs	4.11	4.46	4.55	4.68

O padrão de ETR das FMV normalizado pelo condrito (Sun & Mcdonough, 1989) indica em forte enriquecimento de ETRL em relação a ETRP ($La_n/Yb_n = 44.3441$) sugerindo uma fonte que não envolveu a fusão de granada (profundidade inferior a 100 km) (Figura 44). A fonte deste magmatismo, que não é objeto deste

trabalho, possuiria origem em fontes mantélicas heterogêneas, onde há mistura de HIMU (Ilhas oceânicas basálticas com alta razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), EM (Manto enriquecido) e N-MORB (MORB depletado em ETRL e incompatíveis), como indicado por diversos autores (Marques et al, 1999, Siebel et al., 2000 e Bongiolo et al., 2015).

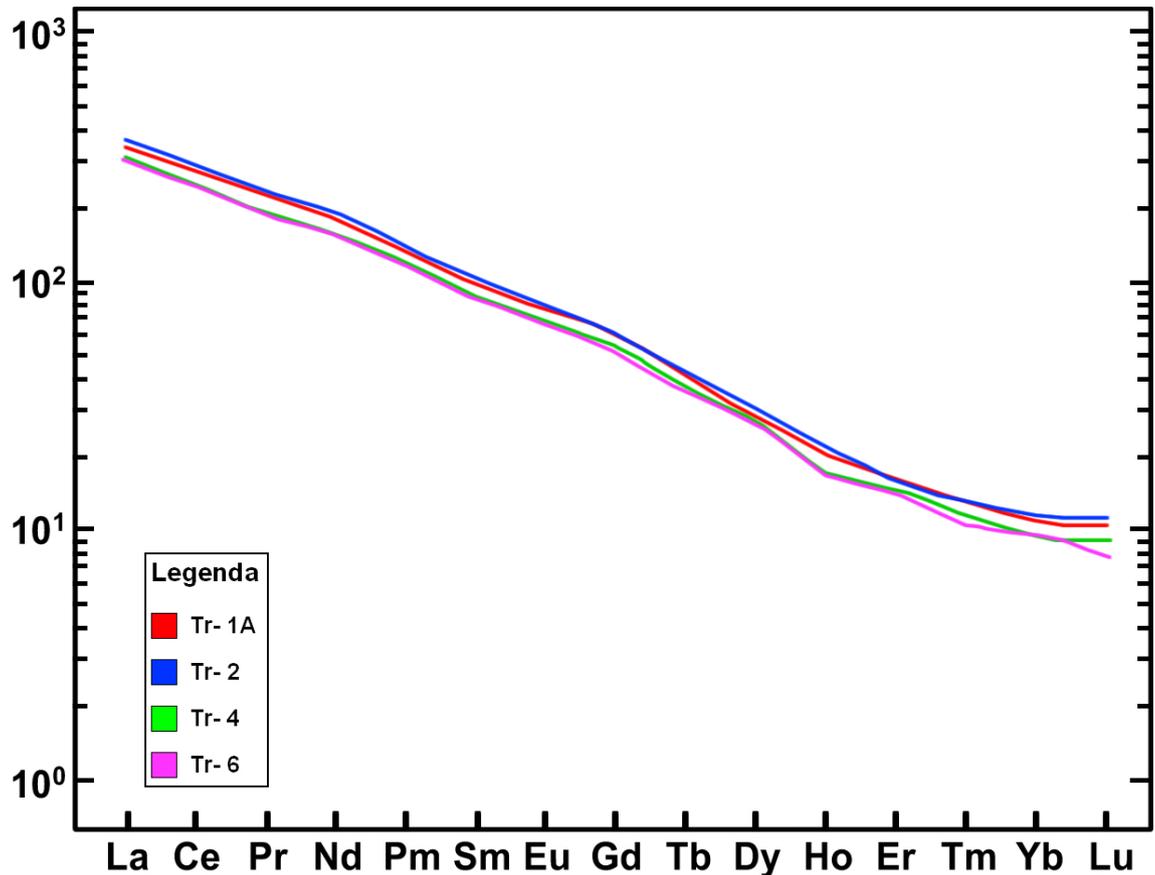


Figura 44: Distribuição de elementos terra rara (ETR) normalizados para Condrito (Sun & Mcdonough, 1989) nas amostras da FMV.

5.5 Modelo Geológico

Com base nos dados coletados e analisados expostos anteriormente, foi possível remontar o histórico evolutivo da Formação Morro Vermelho. A evolução do vulcanismo nesta unidade efêmera da ilha é marcada por dois distintos momentos: 1. Início com vulcanismo predominantemente do tipo Havaiano onde foram formados os derrames que compõe a porção basal da unidade; e 2. Momento onde o vulcanismo foi predominantemente explosivo do tipo Estromboliano, quando se formaram os depósitos piroclásticos associados a um cone central. Características

peculiares como o deslizamento de porção do cone (Figura 31) foram tratadas em um segundo momento com o intuito de explicar a ocorrência de depósitos de fluxo de escórias juntamente com os depósitos coerentes do estilo eruptivo Havaiano. Esta análise focando as características de cada um dos estilos permitiu remontar todo o vulcanismo que gerou a terceira unidade mais antiga da Ilha.

Hoje se sabe que o pico de atividade vulcânica na Ilha da Trindade ocorreu entre 3.6 e 1.6 Ma, idades de formação do Complexo Trindade (CT) e Sequência Desejado (SD), respectivamente. Após 1.6 Ma houve período de pausa nesta grande atividade, que passou a ocorrer de forma pontual e efêmera, formando as últimas três unidades da ilha. Entre 1.55-1.13 Ma e 250 ka, teve início o processo gerador da Formação Morro Vermelho (único e continuado), que evoluiu ancorada nos depósitos da SD e delimitada pelos corpos intrusivos do CT. Os primeiros depósitos gerados foram os derrames nefeliníticos aflorantes desde a praia da Calheta até 250 metros de altitude (Seção 7.1 e Figura 29). Raros níveis piroclásticos são observados entre estes derrames, configurando um vulcanismo com baixa explosividade e tipicamente Havaiano (Subseção 2.2.1), onde há geração de derrames fluídos com pouco ou nenhum material piroclástico envolvido. A orientação dos derrames, fluindo no geral de oeste para leste, e ângulo de repouso original preservado, indica que a fonte deste magmatismo localiza-se próximo à porção central da ilha, nas cercanias do pico da SD, entre oeste e sudoeste. A constância no morfotipo encontrado e espessuras associadas, indica que as manifestações que geraram estes depósitos ocorreram sem pausas e em rápida sucessão. A autobrechação dos derrames estaria relacionada principalmente com a declividade do terreno e possibilidade de canalização dos derrames. Descreveu-se derrame mais espesso (Figura 31) próximo à base da formação, estando relacionado à diminuição da declividade do terreno e desaceleração do fluxo, fazendo com que haja uma inflação e por consequência que este atinja uma maior dimensão quando comparado aos demais. Este fato não pode ser acompanhado verticalmente na seção por conta do avançado estado de desagregação desta porção aflorante. Entre os derrames descritos na praia da Calheta, ao nível do mar, e início dos depósitos na voçoroca são mais de 50 metros encobertos por blocos de fonólito, nefelinito e areia, além das construções pertencentes ao POIT.

A cerca de 250 metros de altitude observa-se uma brusca mudança no estilo

eruptivo da FMV. O vulcanismo passa a ser predominantemente explosivo, gerando depósitos essencialmente piroclásticos, não sendo mais descritos derrames. Estes depósitos podem ser seguidos pela trilha do Desejado por quase 250 metros, na forma de uma sucessão de camadas compostas basicamente por fragmentos juvenis de escória em tamanho predominantemente lápili. Ocorrem alguns raros níveis de tufo compostos por cinzas grossas. Estes depósitos representam uma atividade francamente Estromboliana (Subseção 2.2.2) do sistema, com a geração de um cone de escórias que cresce a medida que mais e mais fragmentos são lançados ao ar. Estes fragmentos referem-se à fragmentação do magma pela explosão de bolhas de gases concentrados em um processo de “*fire fountaining*”. Na altitude de 400 metros é observado contato entre o cone de escórias da FMV com necks fonolíticos do CT e depósitos estratificados da SD.

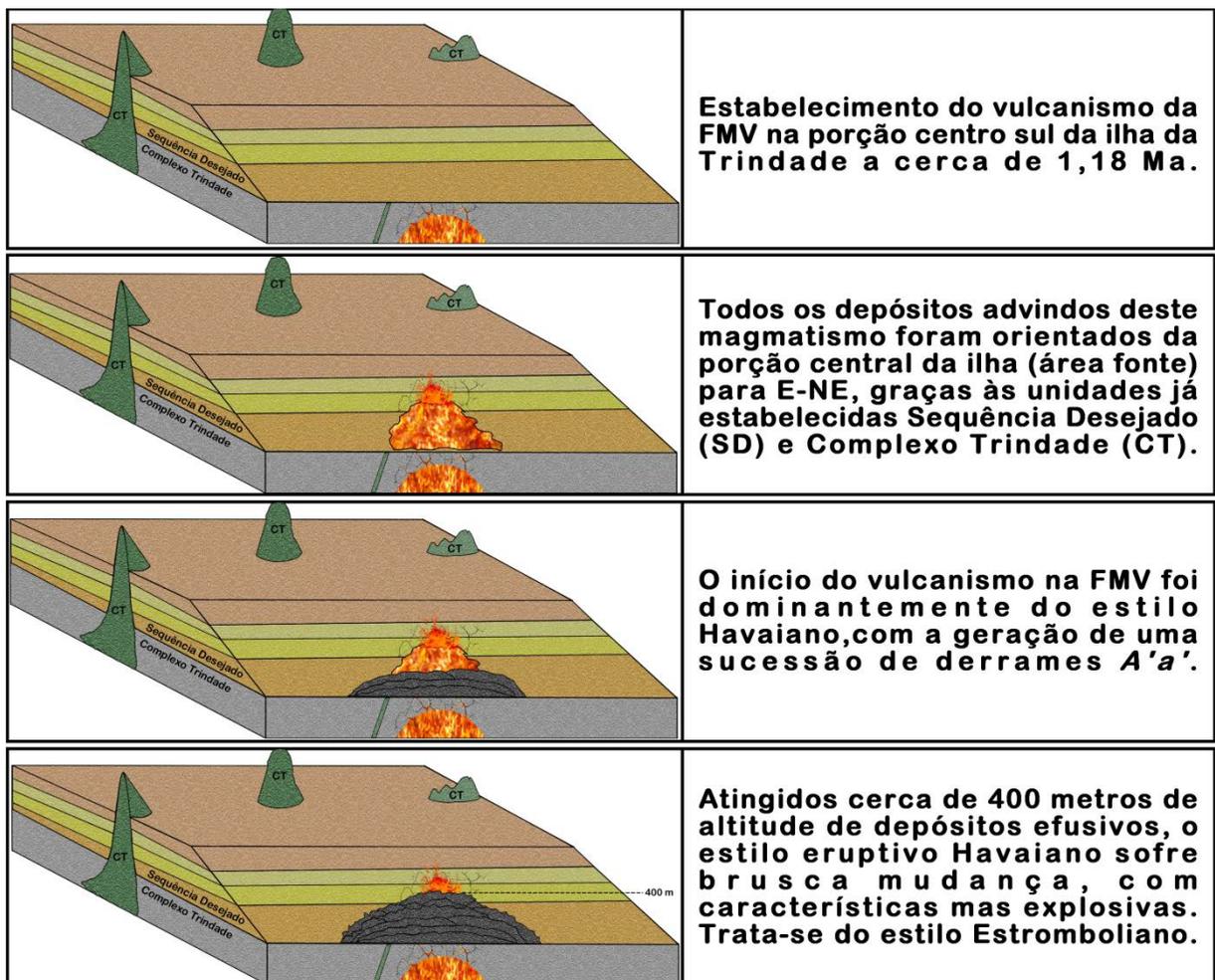


Figura 45: Modelo de geração dos depósitos efusivos (Vulcanismo Havaiano) da FMV.

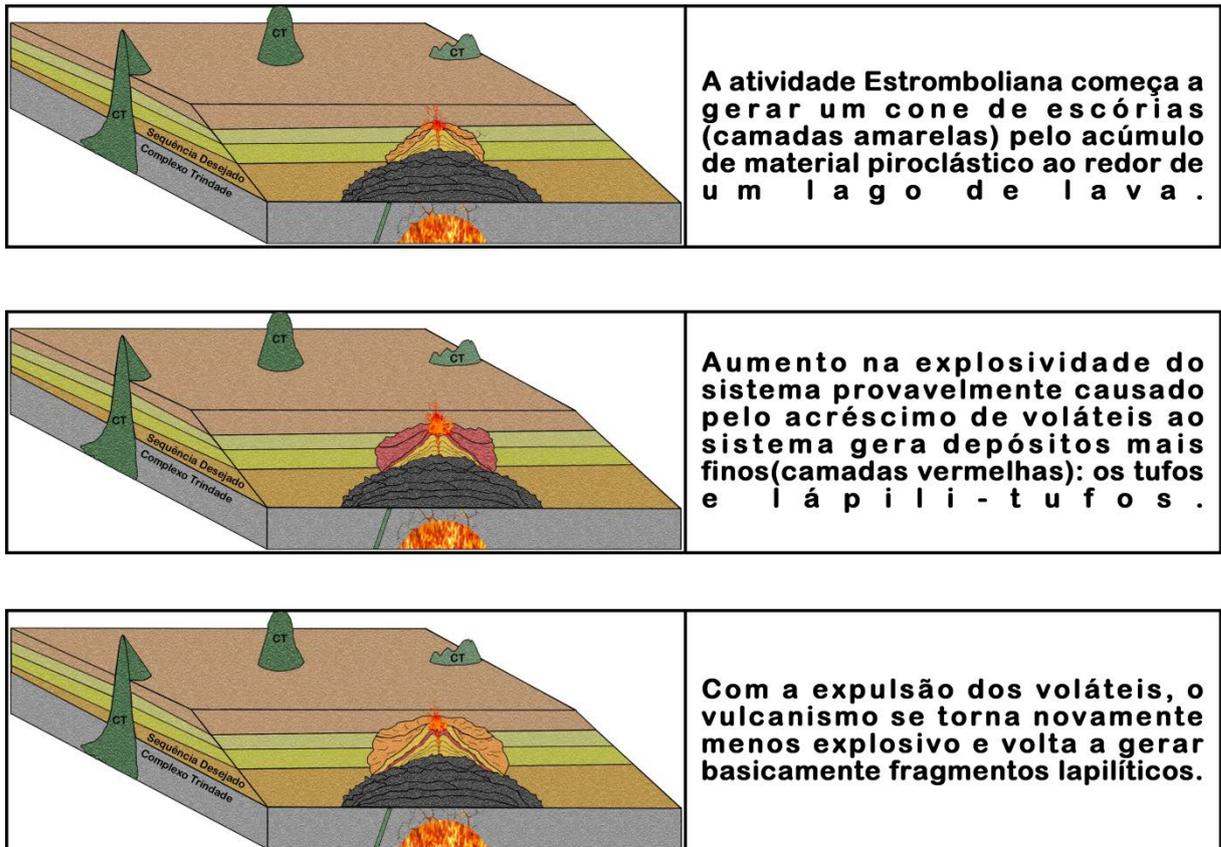


Figura 46: Modelo de geração dos depósitos piroclásticos (Vulcanismo Estromboliano) da FMV.

Em determinado momento, provavelmente causado por abalos sísmicos relacionados às erupções, há a instabilização de uma porção do cone vulcânico, e conseqüentes deslizamentos da estrutura vulcânica se formaram. Esta ressedimentação dos produtos vulcânicos, formada principalmente pelos fragmentos juvenis de escória do momento Estromboliano da FMV, carrou consigo toda a matéria em seu caminho, depositando a totalidade nas proximidades dos derrames de base. Como descrito anteriormente (Figuras 32 e 33), estes depósitos são compostos por fluxos que geraram brechas maciças ou com gradação inversa através do choque entre os grãos e ascensão dos maiores e com maior área de contato, sendo suas porções basais marcadas por lapilitos maciços. Fragmentos de fonólito do CT, porções inteiras do cone de escórias, e porções das lavas nefeliníticas podem ser identificados nestes depósitos. Não há relação entre o deslizamento com uma pausa do vulcanismo, que prosseguiu em seu momento Estromboliano, fazendo com que um “novo” cone de escórias fosse gerado sobre a superfície de deslizamento. Este passo do desenvolvimento da formação ficou

marcada em voçoroca onde esta porção do cone esta exposta, sendo facilmente visível a superfície de deslizamento gerada e o truncamento das camadas (Figura 29 C e D, Figura 48).

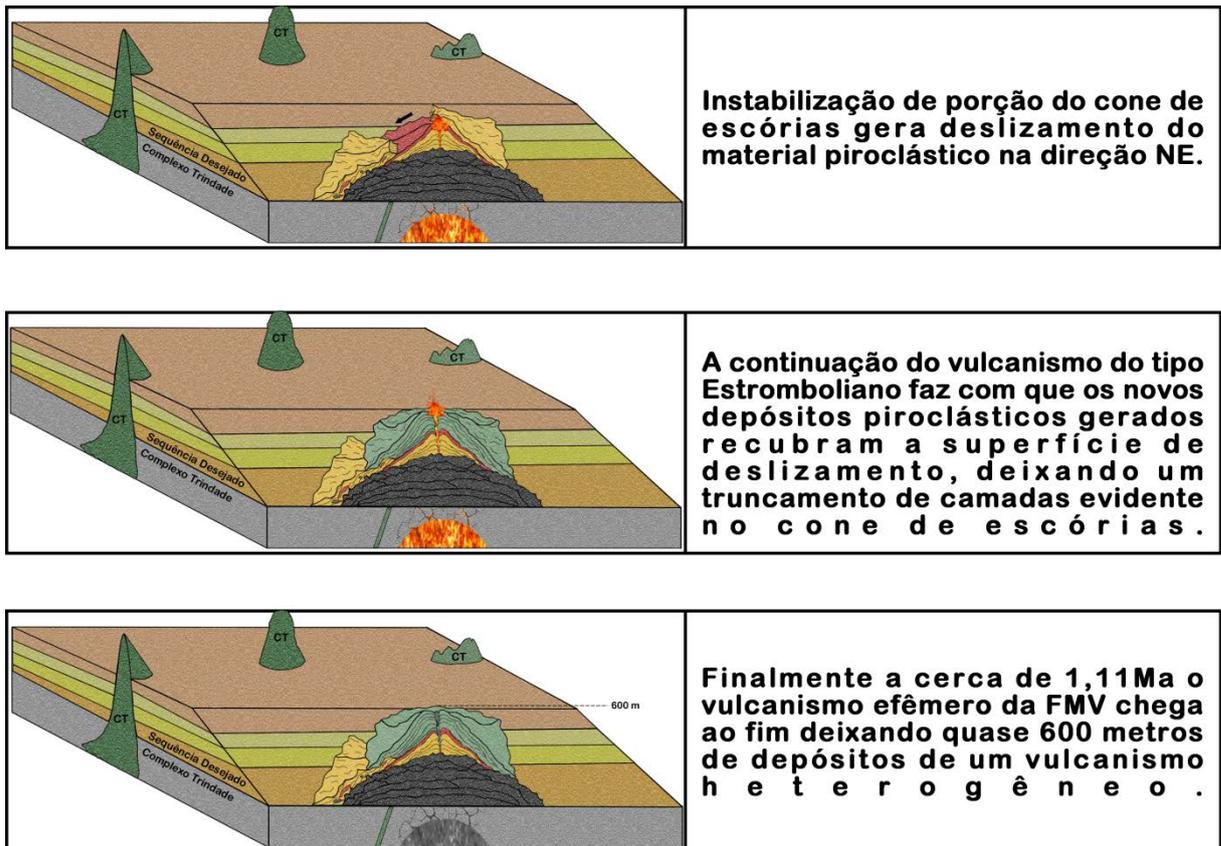


Figura 47: Deslizamento e vulcanismo Estromboliano no final do magmatismo na FMV.

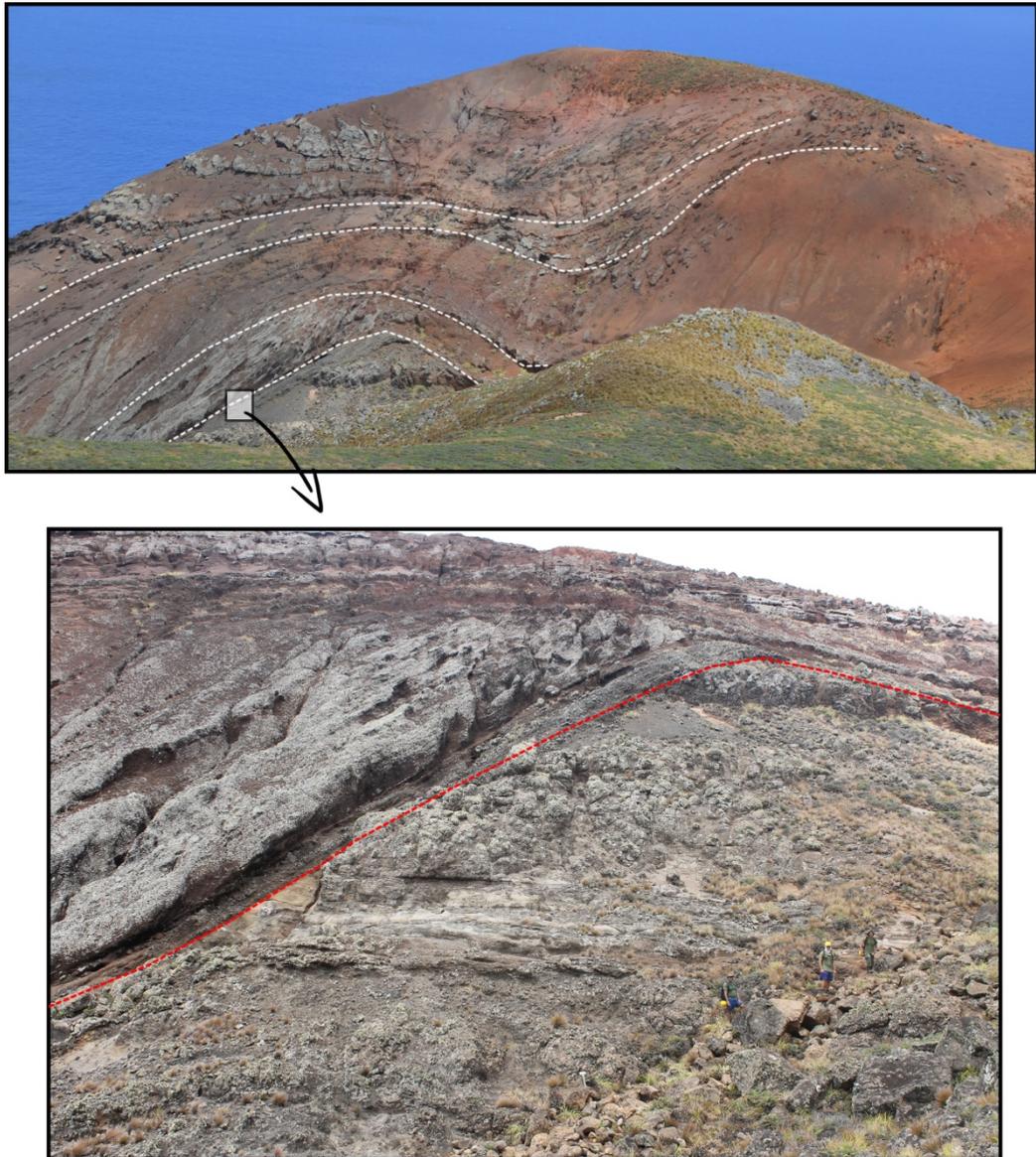


Figura 48: Detalhe da superfície erosiva e truncamento das camadas do cone de escórias da FMV.

6. CONCLUSÕES

No presente trabalho foram identificados dois estilos eruptivos distintos e suas relações temporais no vulcanismo gerador da Formação Morro Vermelho, na Ilha da Trindade. O estudo, em escala de afloramento, dos diferentes depósitos gerados possibilitou remontar a breve história evolutiva da terceira unidade mais antiga da ilha, abrindo novos rumos de pesquisa para as demais formações que compõem Trindade.

Foi identificado que o vulcanismo na FMV teve seu início marcado por atividade com baixa explosividade e geração quase exclusiva de derrames. Estas características tornaram possível relacionar estes primeiros produtos a um vulcanismo do estilo Havaiano. Os derrames gerados são em sua totalidade pertencentes ao morfotipo *A'a'*, ocorrendo desde a base da formação até 250 metros de altitude. Acima desta cota, identificaram-se depósitos piroclásticos e ausência de derrames, tornando possível a interpretação de uma mudança no estilo eruptivo. O vulcanismo Havaiano dá lugar ao estilo Estromboliano, mais explosivo, que através de processo de *fire fountaining* gera um cone central composto basicamente por escória basáltica e finos níveis de cinza. Durante a formação deste cone, houve momentos de instabilização da pilha vulcânica, gerando fluxos piroclásticos que se depositaram quase ao nível do mar, sobre os derrames de base. Esta fase é considerada sin-vulcânica, ao passo que o vulcanismo prosseguiu com um estilo explosivo e uma nova fase de crescimento do cone de escórias foi identificada. Este novo momento pode ser visualizado através de uma superfície onde há truncamento das camadas do cone central da FMV.

Petrograficamente todas as rochas demonstraram ser nefelinitos. Foram confeccionadas lâminas dos derrames, em porções distintas destes, e também de um depósito lapilítico referente ao momento mais explosivo do sistema. Ambos os tipos demonstraram as mesmas características mineralógicas, corroborando o dado de que na FMV foram gerados apenas nefelinitos.

Quimicamente, todos os nefelinitos da FMV são ricos em Di_n , OI_n , além de Mt_n , Il_n e Ap_n . Todas as amostras apresentam Ne_n que permitem classificar as amostras da FMV como ultrabásicas, subsaturadas em SiO_2 e pertencentes à série alcalina sódica. Os elevados conteúdos de HFSe (Zr,Nb,Ta,Hf) indicam esta mesma tendência. Destaca-se, também, que as composições são semelhantes, com as

amostras ocupando o campo dos foiditos e limite com tefrito-basanito (nefelinitos). Dados que corroboram a análise de que o vulcanismo nesta unidade foi continuado e também efêmero, já que não são observadas mudanças bruscas nas análises químicas. A relação entre o índice versus elementos maiores sugerem um decréscimo de SiO_2 e Na_2O aliado a um aumento relativo em CaO , TiO_2 , Al_2O_3 e P_2O_5 com a diferenciação. Os tipos mais evoluídos possuem um menor conteúdo de Ne_n e um maior conteúdo de An_n em comparação às composições mais primitivas.

O detalhamento estratigráfico aliado à caracterização química e petrográfica em sequências vulcânicas ainda é pouco utilizado, de modo que o presente trabalho é uma contribuição para este método de estudo. Ao passo que o uso de análogos foi de suma importância para o entendimento e “conclusão” da pesquisa, esta própria se torna objeto para ser utilizada como tal em estudos que tratem de ilhas vulcânicas de formação semelhante.

REFERÊNCIAS

- Almeida F. F. M. de. (1961). *Geologia e Petrologia da Ilha da Trindade*. Rio de Janeiro, DGM/DNPM. 206p. (Monografia 18)
- Almeida F. F. M. de. (1992). *Ilha de Trindade: Registro de vulcanismo cenozóico no Atlântico sul*. SIGEP/CPRM
- Almeida, F. F. M. de. (2006). *Ilhas oceânicas brasileiras e suas relações com a tectônica atlântica*. *Terræ Didática*, 2(1), 3-18
- Alves E.C., Maia M., Sichel S.E., Campos C.M.P. (2005). *Zona de fratura Vitória-Trindade no oceano Atlântico Sudeste e suas implicações tectônicas*. *Revista Brasileira de Geofísica*, 24(1): 117-127
- Bongiolo, E. M., Pires, G. L. C., Geraldés, M. C., Santos, A. C., Neumann, R. (2015). *Geochemical modeling and Nd-Sr data links nephelinite-phonolite successions and xenoliths of Trindade Island (South Atlantic Ocean, Brazil)*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 306, 58-73.
- Cas, R. A. F., & Wright, J. V. (1987). *Volcanic Successions, Modern and Ancient: A Geological Approach to Processes, Products and Successions*, 528 pp.
- Collinson, J. D. (1969). *The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England*. *Journal of Sedimentary Research*, 39(1).
- Cordani, U. G. (1970). *Idade do vulcanismo do Oceano Atlântico Sul*. São Paulo: Instituto de Geociências e Astronomia, *Boletim IGA*, 1, 9-75
- Cordani, U. G., & Blazekovic, A. (1970). *Idades radiométricas das rochas vulcânicas dos Arolhos*. *Cong. Bras. Geol*, 24, 265-270.
- Derrame do morfotipo A'a'. Recuperado de <http://hvo.wr.usgs.gov/multimedia/archive/>
- Derrame do morfotipo Pahoehoe. Recuperado de <http://hvo.wr.usgs.gov/multimedia/archive/>
- Duraiswami, R.A., Dole, G., Bondre, N., (2003). *Slabby pahoehoe from the western Deccan Volcanic Province: evidence for incipient pahoehoe-aa transitions*. *Journal of volcanology and geothermal research*, 121, 195-217.
- Duraiswami, R.A., Bondre, N., Managave, S., (2008). *Morphology of rubbly pahoehoe (simple) flows from the Decan Volcanic Province: Implications Fo style of emplacement*. *Journal of volcanology and geothermal research*, 177, 822-836.
- Duraiswami, R.A., Gadpallu, P., Shaikh, T.N. & Cardin, N. (2013). *Pahoehoe—a'a transitions in the lava flow fields of the western Deccan Traps, India-implications for emplacement dynamics, flood basalt architecture and volcanic stratigraphy*. *Journal Asian Earth Science*, 84, 146–166.
- Dutton, C.E. (1884). *Hawaiian volcanoes: U. S. Geological Survey professional paper 4th Annual Report*, pp. 75-219.

Farrell, R. E. (2010). *Volcanic facies architecture of the Chilcotin Group basalts at Chasm Provincial Park, British Columbia* (Doctoral dissertation, University of British Columbia).

Ferrari A.L., Riccomini C. (1999). *Campo de esforços Plio-Pleistocênico na Ilha da Trindade (Oceano Atlântico Sul, Brasil) e sua relação com a tectônica regional. Revista Brasileira de Geociências* 29(2): 195-202

Fodor R.V., Hanan B.B. (2000). *Geochemical evidence for the Trindade hotspot trace: Columbia seamount ankaramite. Lithos* 51: 293-304.

Fotografias da ilha da Trindade. Recuperadas de <https://www.mar.mil.br/secirm/portugues/trindade.html>

Fragmento da superfície de derrame em fluxo *Slabby Pahoehoe*. Recuperado de <https://hilo.hawaii.edu/~kenhon/GEOL205/flows/default.htm>

Jerram, D. A. (2002). *Volcanology and facies architecture of flood basalts. Volcanic Rifted Margins*, 362, 119.

LeBas, M.J., LeMaitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986). *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology*, v. 27, p. 745-50.

Le Maitre, R. W. (2002). *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*, 2nd ed. XVI+236 pp. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press.

Marques L.S, Ulbrich M.N.C., Ruberti E., Tassinari C.G. (1999). *Petrology, geochemistry and Sr-Nd isotopes of the Trindade and Martin Vaz volcanic rocks (Southern Atlantic Ocean). Journal of volcanology and geothermal research* 93: 191-216.

McDonald, G.A. (1953). *Pahoehoe, aa, and block lava. American Journal of Science*, 51:169-191.

McPhie, J., Doyle, M., Allen, R. (1993). *Volcanic Textures*. CODES, University of Tasmania, 190 pp.

Miall, A. D. (1977). *Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary*.

Middleton, G. V. (1978). *Facies. Encyclopedia of sedimentology: Hutchinson & Ross*, 323-325.

Petrelli, M. (2007). *Petrograph: A new Software to visualize, model, and present geochemical data for Windows. Version beta 2. Perugia (Itália)*.

Pires, G. L. C., Bongiolo, E. M., (2016). *The nephelinitic-phonolitic volcanism of the Trindade Island (South Atlantic Ocean): Review of the stratigraphy, and inferences on the volcanic styles and sources of nephelinites. Journal of South American Earth Sciences*. 72, 49-62.

Posamentier, H. W., & Vail, P. R. (1988). *Eustatic control on clastic sedimentation II- sequence and systems tract models. Sea Level Changes: An Integrated Approach. CK Wilgus, BS Hastings, CA Ross, HW Posamentier, J. van Wagoner and CG St. C. Kendall*

(eds.). *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 42, 125-154.

Oversby V.M. (1971). *Lead in oceanic islands: Faial, Azores and Trindade. Earth and planetary science letters* 11:401-406

Rossetti, L. M., Lima, E. F., Waichel, B. L., Scherer, C. M., & Barreto, C. J. (2014). *Stratigraphical framework of basaltic lavas in Torres Syncline main valley, southern Parana-Etendeka Volcanic Province. Journal of South American Earth Sciences*, 56, 409-421.

Rowland, S.K., Walker, G.P.L. (1990). *Pahoehoe and aa in Hawaii: volumetric flow rate controls the lava structure. Bulletin of Volcanology* 52, 615–628.

Schmincke, H.–U. (2004). *Volcanism. Springer Science & Business Media*. 324 pp.

Selley, R. C. 1978. *Ancient sedimentary environments, 2nd edition. London: Chapman & Hall*.

Siebel W., Becchio R., Volker F., Hansen M.A.F., Viramonte J., Trumbull R.B., Haase G., Zimmer M. (2000). *Trindade and Martín Vaz Islands, South Atlantic: Isotopic (Sr, Nd, Pb) and trace element constraints on plume related magmatism. Journal of South American Earth Sciences* 13: 79-103

Sommer, C. A., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Liz, J. D., Pierosan, R. (2003). *Depósitos de Fluxo Piroclástico Primários: Caracterização e Estudo de um Caso no Vulcanismo Ácido Neoproterozóico do Escudo Sul-rio-grandense. Instituto de Geociências, UFRGS. Pesquisas em Geociências*. 30(1), 3-26

Vandecar, J. C., James, D. E., Silver, P., Assumpção, M. S. de, Myers, S., Beck, S., et al. (1995). *Mantle structure beneath central South America. Eos Transactions American Geophysical Union*. Washington.

Vulcão Kilauea. Recuperado de <http://hvo.wr.usgs.gov/multimedia/archive/>

Vulcão Montserrat. Recuperado de www.montserratvolcano.org

Vulcão Santa Helena. Recuperado de https://volcanoes.usgs.gov/volcanoes/st_helens

Vulcão Stromboli. Recuperado de <http://geology.com/volcanoes/stromboli/>

Waichel, B. L., de Lima, E. F., Viana, A. R., Scherer, C. M., Bueno, G. V., & Dutra, G. (2012). *Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná–Etendeka Continental Flood Basalt Province. Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 215, 74-82.

Walker, R. G. (1984), General Introduction: facies, facies sequences and facies models, in Walker, R.G., ed., *Facies Models, 2nd edition: Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint Series* 1,1-9.

APÊNDICES

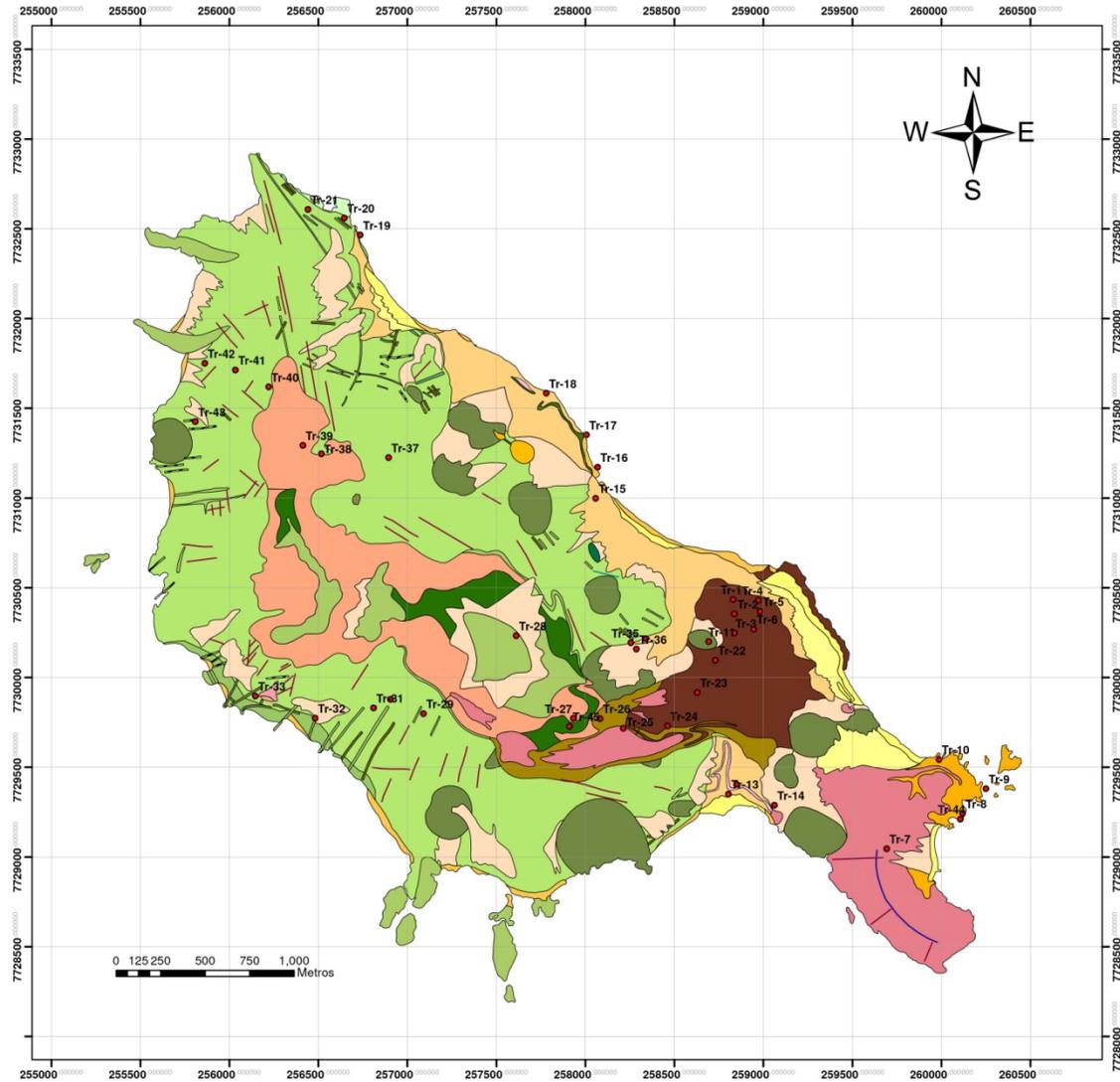
Apêndice A: Mapa Geológico.....	94
Apêndice B: Seções colunares.....	95
Apêndice C: Descrições petrográficas.....	98
Apêndice D: Modelo geológico.....	105

Apêndice A: Mapa Geológico

Mapa Geológico Ilha da Trindade - ES

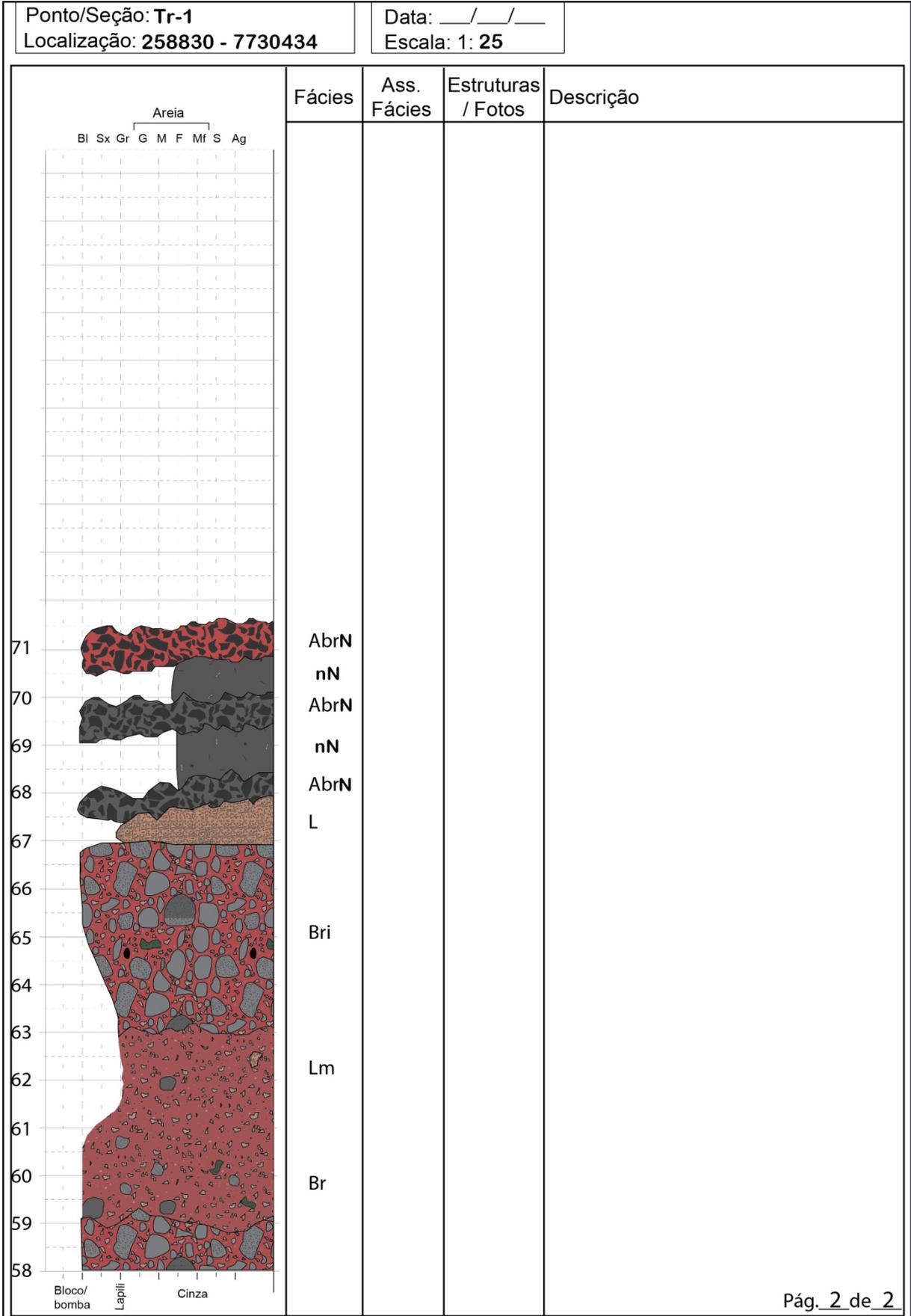
LEGENDA

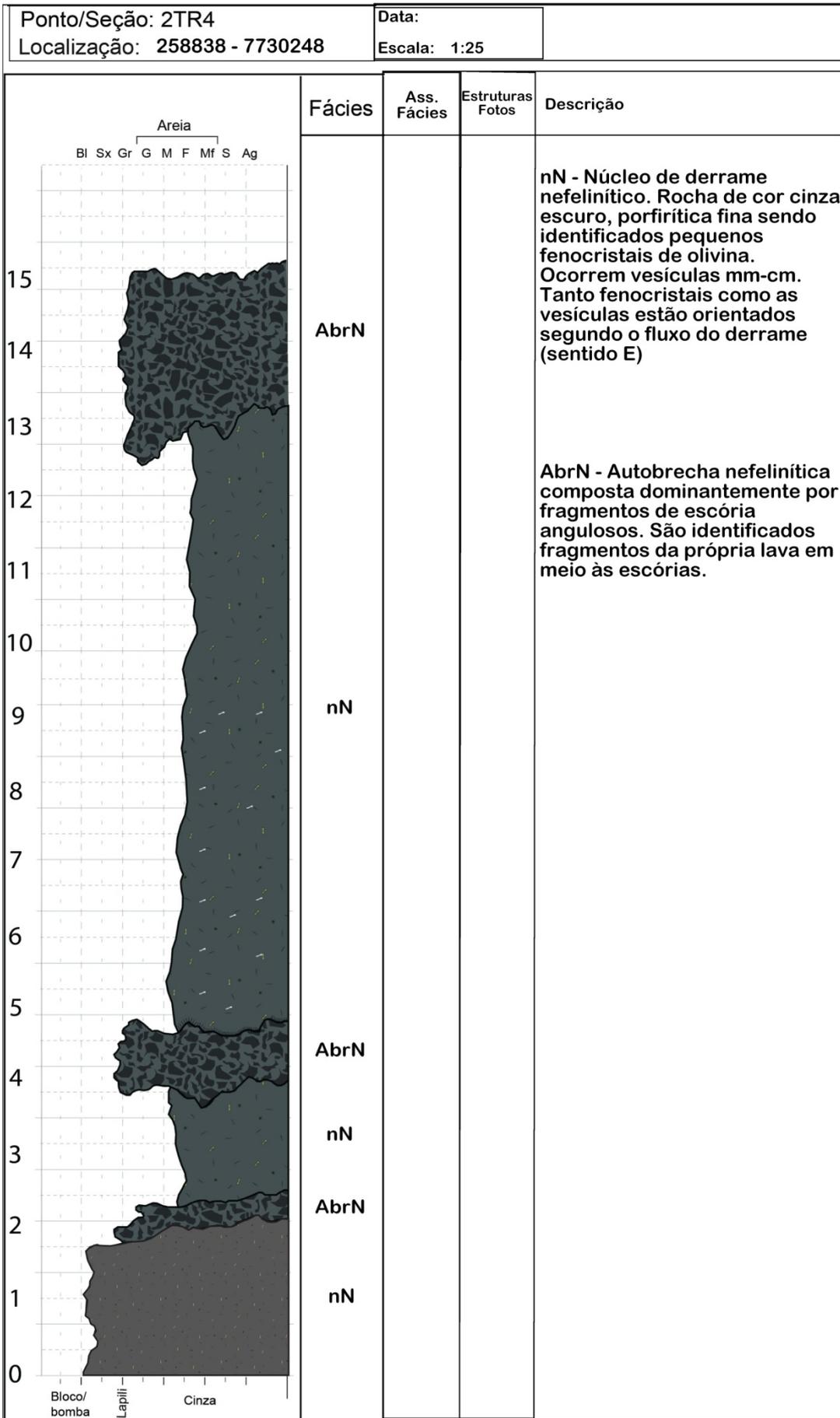
- | | |
|----------------------------------------------------------------|-----------------------------------|
| Praias Modernas | Aluviões |
| Areias eólicas | Cones aluviais |
| Cascalhos e conglomerados | |
| Arenitos e calcarenitos | |
| Depósitos de Talude | Dep. Terraços Marinhos |
| Cones e aventais de talude | Arenitos de praia |
| Cabeças-de-cobertura | Cascalhos |
| Vulcão do Paredão | |
| Derrames de nefelinito c/ Ol | |
| Tufos | |
| F. Valado | F. Morro Vermelho |
| Derrames de nefelina basalto | Derrame analcita nefelinito c/ Ol |
| Aglut. nefelina basalto | Diqe analcita nefelinito c/ Ol |
| Tufos II | Piroclastos |
| Seqüência Desejado | |
| Derrames e domos de fonólito | |
| Derrames e piroclastos de nefelinito | |
| Derrames de nefelinito fonolítico com analcita sem olivina | |
| Piroclastos diversos | |
| Complexo Trindade | |
| Domos e necks de fonólito | |
| Diques de fonólito | |
| Nefelina basalto | |
| Nefelinitos | |
| Tinguaitos | |
| Olivina nefelinitos | |
| Analcita basanita | |
| Analcittos | |
| Olivina analcittos | |
| Piroclastos de nefelina basalto | |
| Piroclastos de fonólito | |
| Conglomerados vulcânicos | |
| Diqe de rocha não identificada | |
| Noseana fonolito sem fenocristais de nefelina ou ortoclásio | |
| Lamprófiro com Ti-hornblenda, olivina e analcita (Monchiquito) | |



Apêndice B: Seções colunares

Ponto/Seção: Tr-1		Data: ___/___/___		
Localização: 258830 - 7730434		Escala: 1:25		
<p>Areia</p> <p>BI Sx Gr G M F Mf S Ag</p> <p>59</p> <p>58</p> <p>57</p> <p>56</p> <p>55</p> <p>54</p> <p>53</p> <p>52</p> <p>51</p> <p>50</p> <p>49</p> <p>48</p> <p>47</p> <p>46</p> <p>45</p> <p>44</p> <p>43</p> <p>42</p> <p>41</p> <p>40</p> <p>39</p> <p>38</p> <p>37</p> <p>36</p> <p>Bloco/bomba</p> <p>Lapilli</p> <p>Cinza</p>	Fácies	Ass. Fácies	Estruturas / Fotos	Descrição
	Br			Fragmento de lapilito bem selecionado Fragmento de fonólito Fragmento de basalto Fragmento de escória Br - brecha composta por fragmentos de basalto vesiculado, fonólito e alguns mais raros de escória.
	Lm			Bri - camada apresentando gradação inversa de lápili até brecha, composta predominantemente por fragmentos de escória (subangulosos a subarredondados) e subordinariamente por fragmentos de basalto vesiculado, fonólito e lapilito.
	Brm			Brm - brecha maciça composta por fragmentos de basalto vesiculado, fonólito, escória e lapilito. Apresenta por vezes alguns níveis com maior concentração de fragmentos.
	Brm			L - lapilito bem selecionado composto por fragmentos de escória basáltica, subangulosos.
				Lm - lapilito bem selecionado composto por fragmentos angulosos de escória e poucos de basalto
				Lmm - lapilito maciço, mal selecionado composto por fragmentos de escória variando de 1 até 10 centímetros. Ocorrem também fragmentos de basalto maciço à vesicular S com até 30 centímetros. O último metro é mais grosseiro.
	Bri			LT - lápili-tufo, bem selecionado, apresentando gradação inversa de tufo grosso até lapilito, e a mineração incipiente. Composto por fragmentos juvenis de escória angulosos.
	Lmm			LTm - lápili-tufo maciço, bem selecionado, apresentando gradação inversa de tufo grosso até lapilito. Composto por fragmentos juvenis de escória angulosos.
	Lm			AbrB - autobrecha basáltica.
	Ltm			mB - núcleo de derrame basáltico do tipo <i>a'a'</i> com espessura de ± 1 metro. Possui vesículas de até 1 cm e contém cristais de piroxênio, olivina e plagioclásio milimétricos com até 2mm. Apresenta coloração cinza médio e grau moderado de alteração.
	Brm			





Apêndice C: Descrições petrográficas

HARDLEDGE®

Descrição Petrográfica

Identificação

Identificação da descrição:	Tr-1
Tipo da rocha:	Ígnea
Nome do projeto:	Trindade
Unidade/Idade:	Morro Vermelho
Bloco/Província:	TRINDADE
País:	Brasil
Estado:	ES
Lugar:	Ilha da Trindade
Instituição:	UFRGS
Petrógrafo:	Fernando R. da Luz
Digitador:	Fernando R. da Luz
Data da primeira edição:	21/10/2014
Data da última edição:	21/10/2014
Usos:	Estratigráfico

Características Macroscópicas:

Estruturas:	Estratificação(1.0-2.0 cm)
Tamanho de grão modal:	Lapilli: partículas, Cinza fina: partículas
Cor(es):	Marrom avermelhado pálido 10 R 5/4
Forma dos cristais / fragmentos	
Forma tridimensional dos cristais ou fragmentos:	Irregular
Textura(s):	Escoriácea

Características Microscópicas Texturais

Estrutura(s):	Vesicular (8.0-1.0mm), Amigdaloidal (8.0-56.0)
Tamanho de grão modal:	Lapilli: partículas (0.0 mm)
Forma dos cristais / fragmentos	
Forma tridimensional dos cristais ou fragmentos:	Irregular
Textura(s):	Vitroclástica, Vesicular, Amigdaloidal

Gerado por [Hardledge®](#) - ENDEEPER®

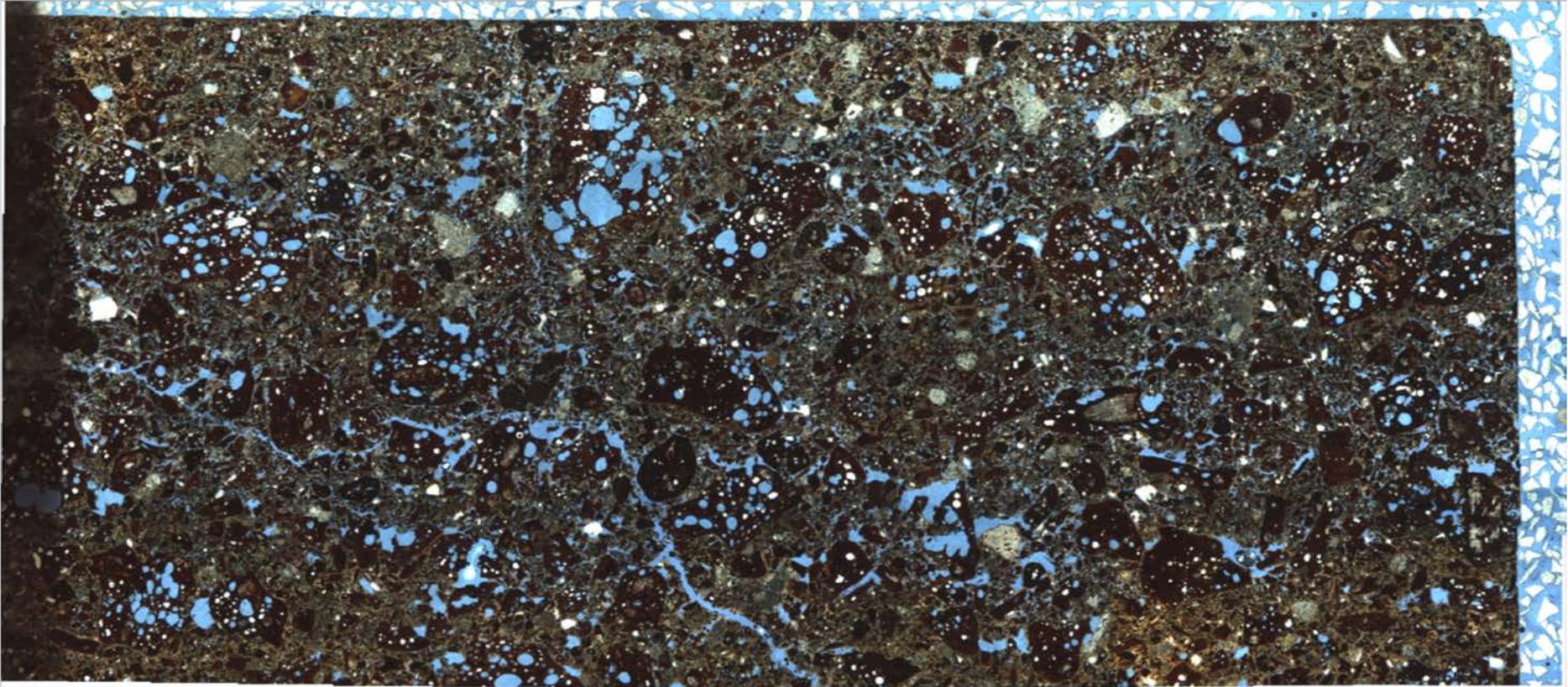


Figura 01: Lâmina Tr-1 A. Trata-se de um lúpili-tufo pertencente aos depósitos piroclásticos da Formação Morro Vermelho.

Descrição Petrográfica

Identificação

Identificação da descrição:	Tr-2
Tipo da rocha:	Ígnea
Nome do projeto:	Trindade
Unidade/Idade:	Morro Vermelho
Bloco/Província:	TRINDADE
País:	Brasil
Estado:	ES
Lugar:	Ilha da Trindade
Instituição:	UFRGS
Petrógrafo:	Fernando R. da Luz
Digitador:	Fernando R. da Luz
Data da primeira edição:	10/12/2014
Data da última edição:	10/12/2014
Usos:	Estratigráfico

Características Macroscópicas:

Estruturas:	Vesicular(1.0-1.0 cm), Fluxo(0.0-0.0)
Cristalinidade:	Holocristalina
Tamanho de cristal modal:	Fino, Médio
Cor(es):	Cinza escuro N 3
Granularidade:	Fanerítica
Tamanho relativo dos cristais:	Equigranular
Forma dos cristais / fragmentos	
Perfeição do formato cristalino:	Subédrica
Forma tridimensional dos cristais ou fragmentos:	Prismática
Textura(s):	Vesicular, Porfírica

Características Microscópicas Texturais

Estrutura(s):	Vesicular (0.0-8.0mm), Fluxo (0.0-0.0)
Cristalinidade:	Holocristalina
Granularidade:	Fanerítica
Tamanho relativo dos cristais:	Inequigranular
Tamanho de cristal modal:	, Médio (1.6 mm), Médio (5.0 mm)
Forma dos cristais / fragmentos	
Perfeição do formato cristalino:	Subédrica
Forma tridimensional dos cristais ou fragmentos:	Prismática
Textura(s):	Vesicular, Porfírica, Glomeroporfírica

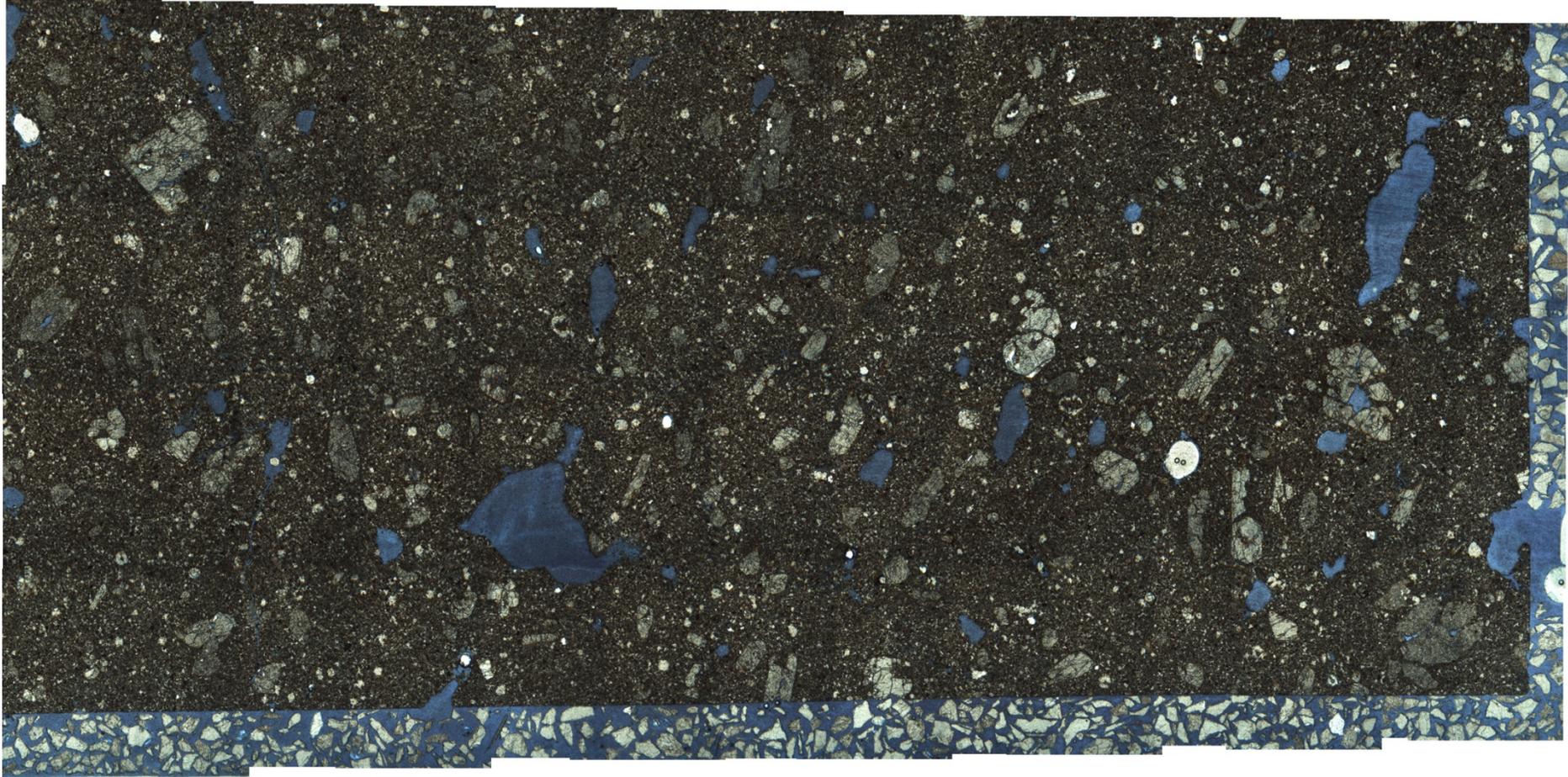


Figura 02: Lâmina Tr-2. Trata-se de um núcleo vesiculado de Nefelinito pertencente aos depósitos basais da FMV.

Descrição Petrográfica

Identificação

Identificação da descrição:	Tr-4
Tipo da rocha:	Ígnea
Nome da ocorrência:	Ankaratrito
Unidade/Idade:	Morro Vermelho
Bloco/Província:	TRINDADE
País:	Brasil
Estado:	ES
Lugar:	Ilha da Trindade
Instituição:	UFRGS
Petrógrafo:	Fernando Rodrigues da Luz
Digitador:	Fernando Rodrigues da Luz
Data da primeira edição:	15/12/2014
Data da última edição:	15/12/2014
Usos:	Estratigráfico

Características Macroscópicas:

Estruturas:	Maciça(0.0-0.0), Vesicular(0.0-0.0 mm)
Cor(es):	Marrom claro 5 YR 6/4
Granularidade:	Fanerítica
Tamanho relativo dos cristais:	Equigranular
Forma dos cristais / fragmentos	
Perfeição do formato cristalino:	Subédrica
Forma tridimensional dos cristais ou fragmentos:	Prismática
Textura(s):	Vesicular

Características Microscópicas Texturais

Estrutura(s):	Vesicular (0.0-0.0mm), Amigdaloidal (0.0-0.0mm)
Cristalinidade:	Hipocristalina
Granularidade:	Fanerítica
Tamanho relativo dos cristais:	Inequigranular
Intervalo de tamanho de cristal:	Fino (0.0 mm) ao Médio (4.0 mm)
Tamanho de cristal modal:	Médio (1.6 mm), Fino (0.5 mm)
Forma dos cristais / fragmentos	
Perfeição do formato cristalino:	Euédrica
Forma tridimensional dos cristais ou fragmentos:	Prismática
Textura(s):	Escoriácea,Vesicular,Amigdaloidal

Composição

- 0.0% Piroxênio indiferenciado;
- 0.0% Zeolita indiferenciada;
- 0.0% Flogopita;
- 0.0% Fragmento de rocha vulcânica com textura porfírica;

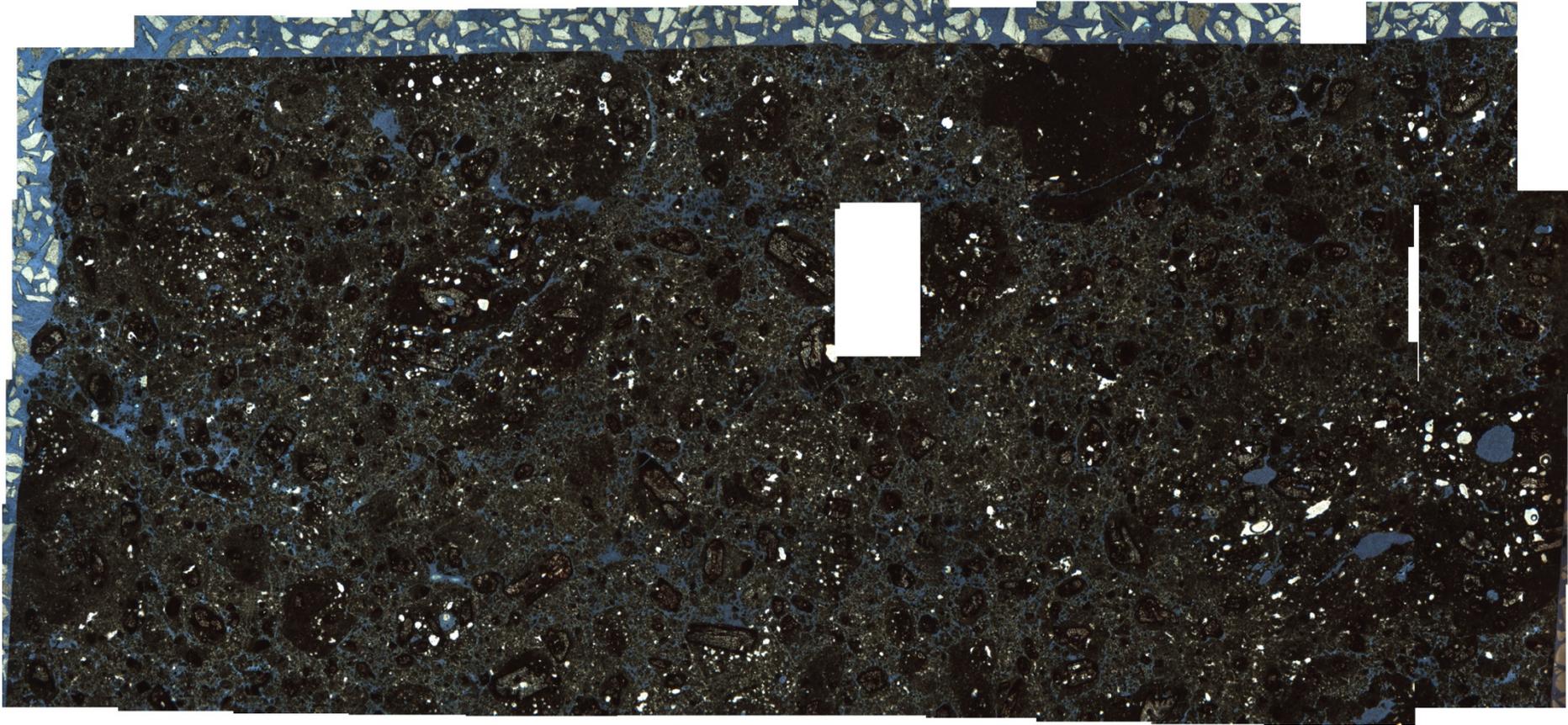


Figura 03: Lâmina Tr-4. Refere-se à porção de núcleo de um derrame nefelinítico, próximo à zona de autobrecha.

Descrição Petrográfica

Identificação

Identificação da descrição:	Tr-6
Tipo da rocha:	Ígnea
Nome da ocorrência:	Ankaratrito
Unidade/Idade:	Morro Vermelho
Bloco/Província:	TRINDADE
País:	Brasil
Estado:	ES
Lugar:	Ilha da Trindade
Instituição:	UFRGS
Petrógrafo:	Fernando Rodrigues da Luz
Digitador:	Fernando Rodrigues da Luz
Data da primeira edição:	15/12/2014
Data da última edição:	15/12/2014
Usos:	Estratigráfico

Características Macroscópicas:

Estruturas:	Maciça(0.0-0.0)
Cor(es):	Oliva claro 5 Y 5/2Marrom amarelado crepúsculo 10 YR 2/2
Granularidade:	Afanítica
Tamanho relativo dos cristais:	Inequigranular
Forma dos cristais / fragmentos	
Perfeição do formato cristalino:	Subédrica
Textura(s):	Porfírica

Características Microscópicas Texturais

Estrutura(s):	Maciça (0.0-0.0), Vesicular (0.0-0.0)
Cristalinidade:	Holocristalina
Granularidade:	Fanerítica
Tamanho relativo dos cristais:	Inequigranular
Intervalo de tamanho de cristal:	Fino (0.0 mm) ao Médio (5.0 mm)
Tamanho de cristal modal:	Fino (0.0 mm), Médio (1.63 mm), Médio (1.23 mm)
Forma dos cristais / fragmentos	
Perfeição do formato cristalino:	Euédrica
Forma tridimensional dos cristais ou	Prismática

fragmentos:

Textura(s):	Porfírica,Intercrescimento lamelar,Glomeroporfírica,Vesicular
-------------	---------------------------------------------------------------

Composição

0.0% Ortopiroxênio indiferenciado;
0.0% Olivina;
0.0% Opaco indiferenciado;
0.0% Vesícula;
0.0% Poro intracristalino;

Análises Adicionais:

Observação	Ocorre textura de reabsorção nos fenocristais de Olivina e Piroxênio.
------------	-----------------------------------------------------------------------

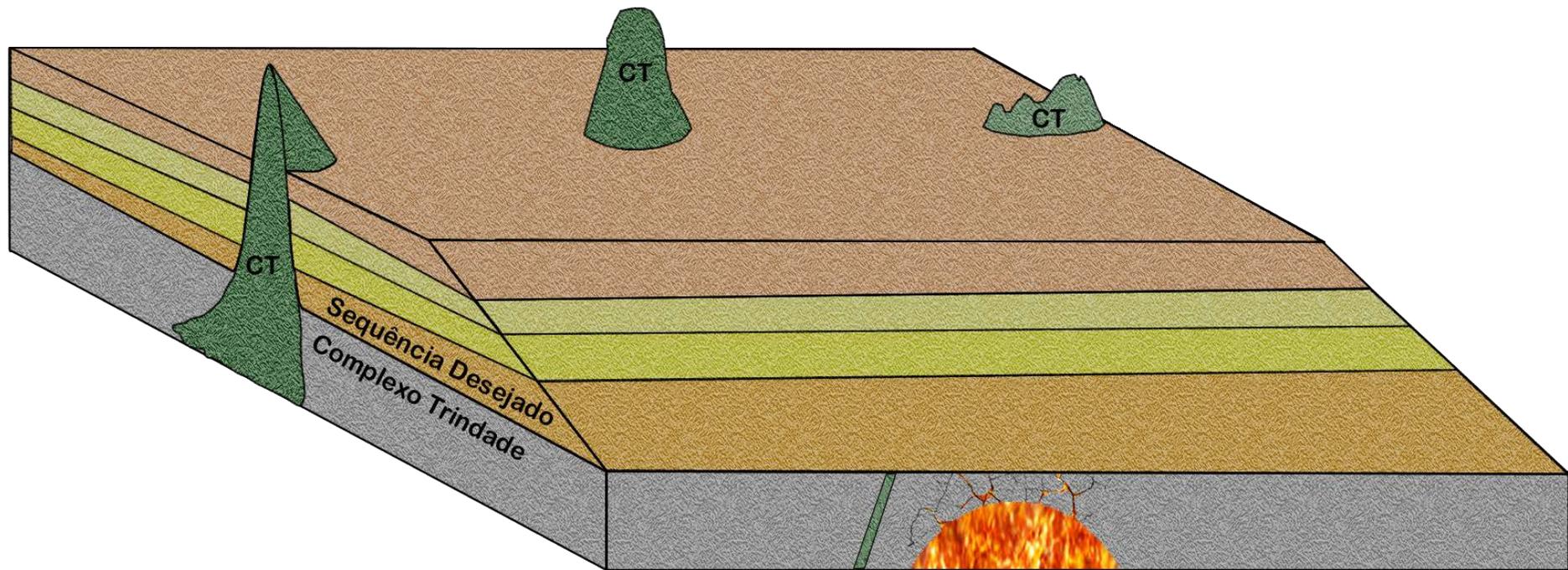
Apêndice D: Modelo geológico

Figura 04: Estabelecimento do vulcanismo da Formação Morro Vermelho.

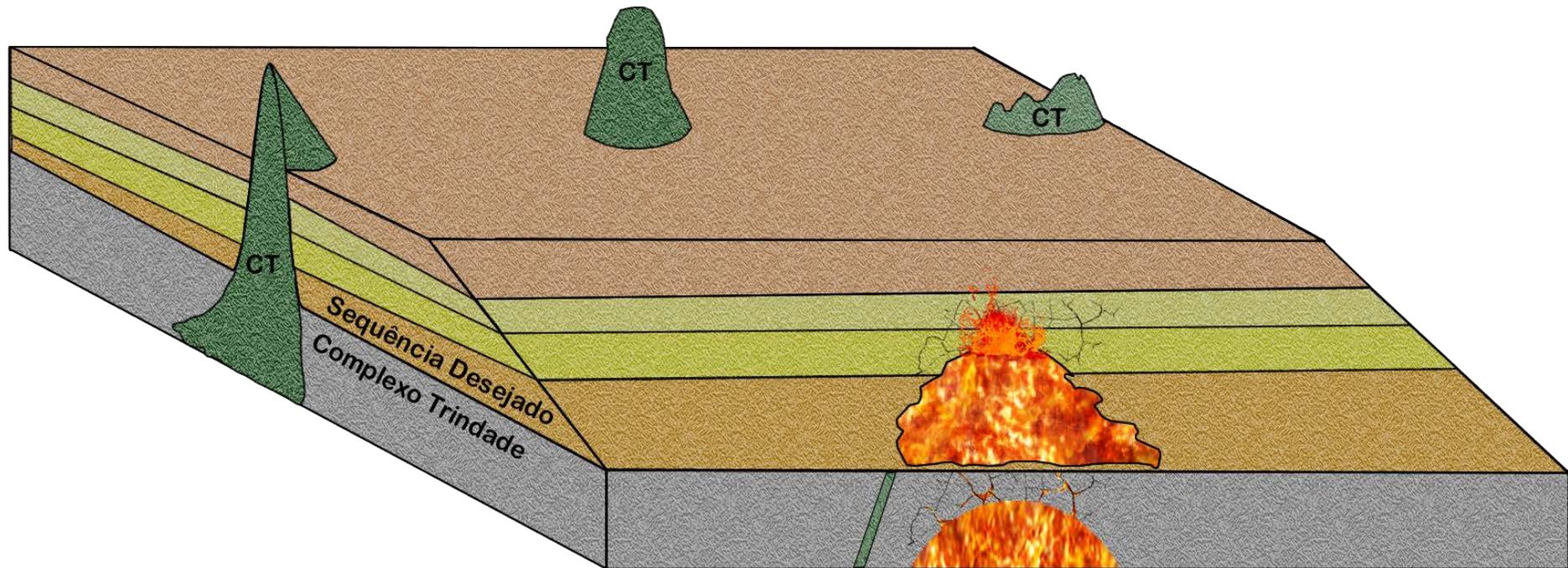


Figura 05: Sucessão de derrames nefeliníticos com morfologia A'a' sendo gerados no sentido E em um vulcanismo Havaiano.

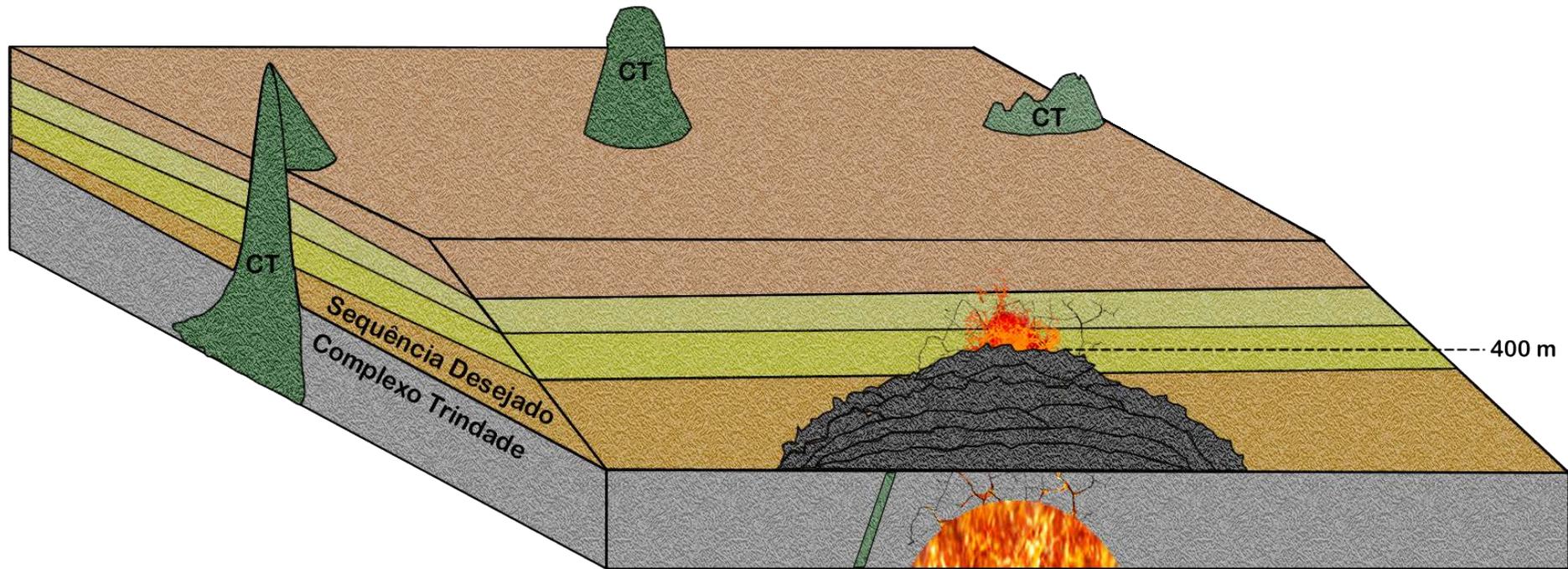


Figura 06: Sobreposição dos derrames por depósitos piroclásticos e de queda gerados por vulcanismo do tipo Estromboliano.

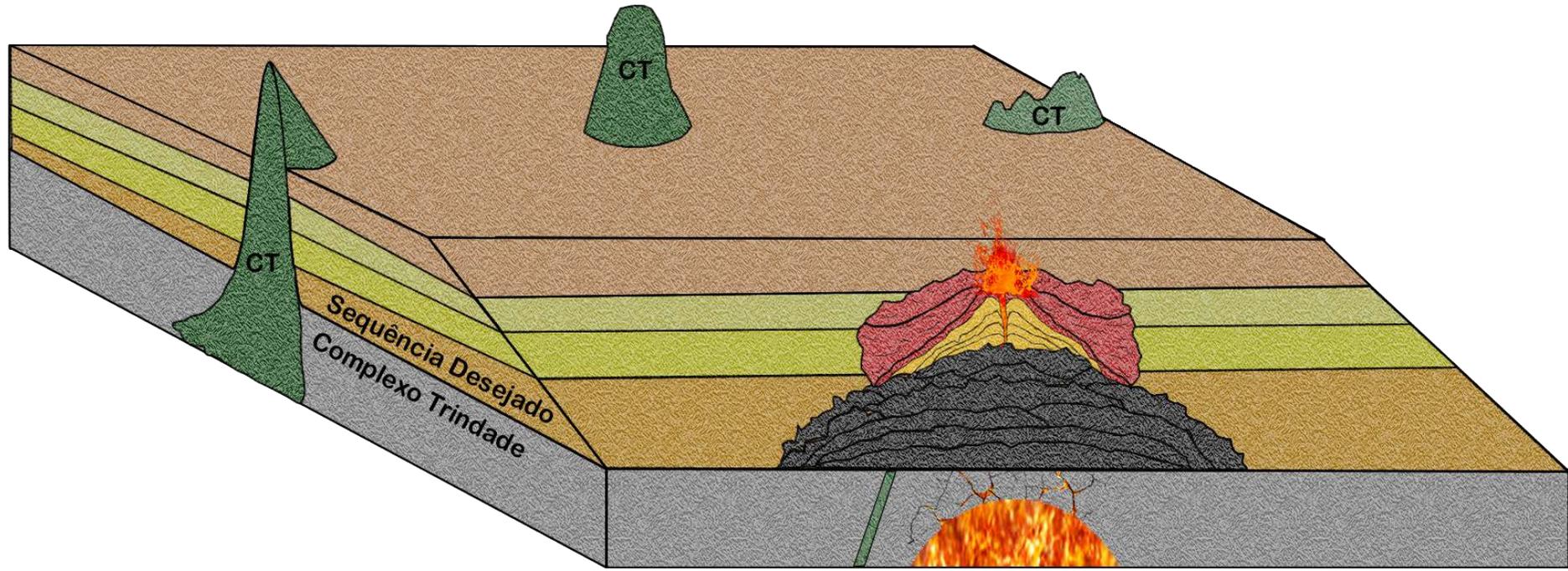


Figura 07: Aumento na explosividade do sistema gerando lapilitos finos e depósitos de queda.

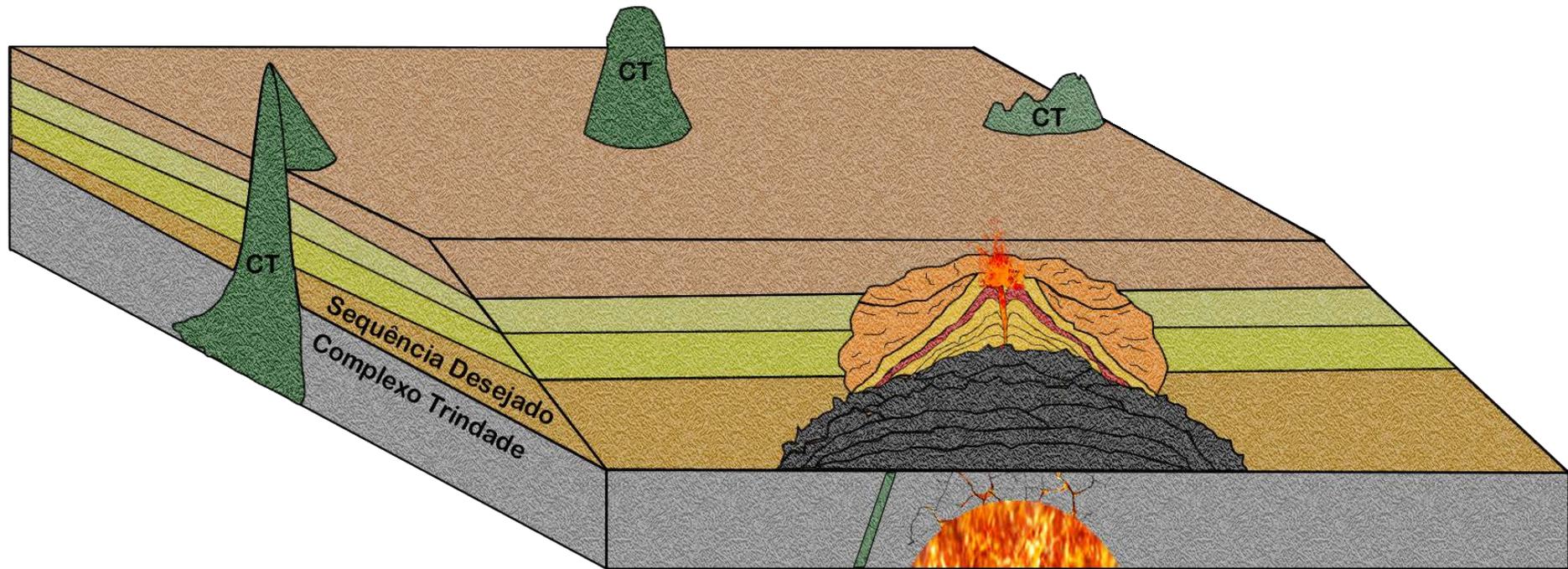


Figura 08: Crescimento do cone de escórias em vulcanismo do estilo Estromboliano.

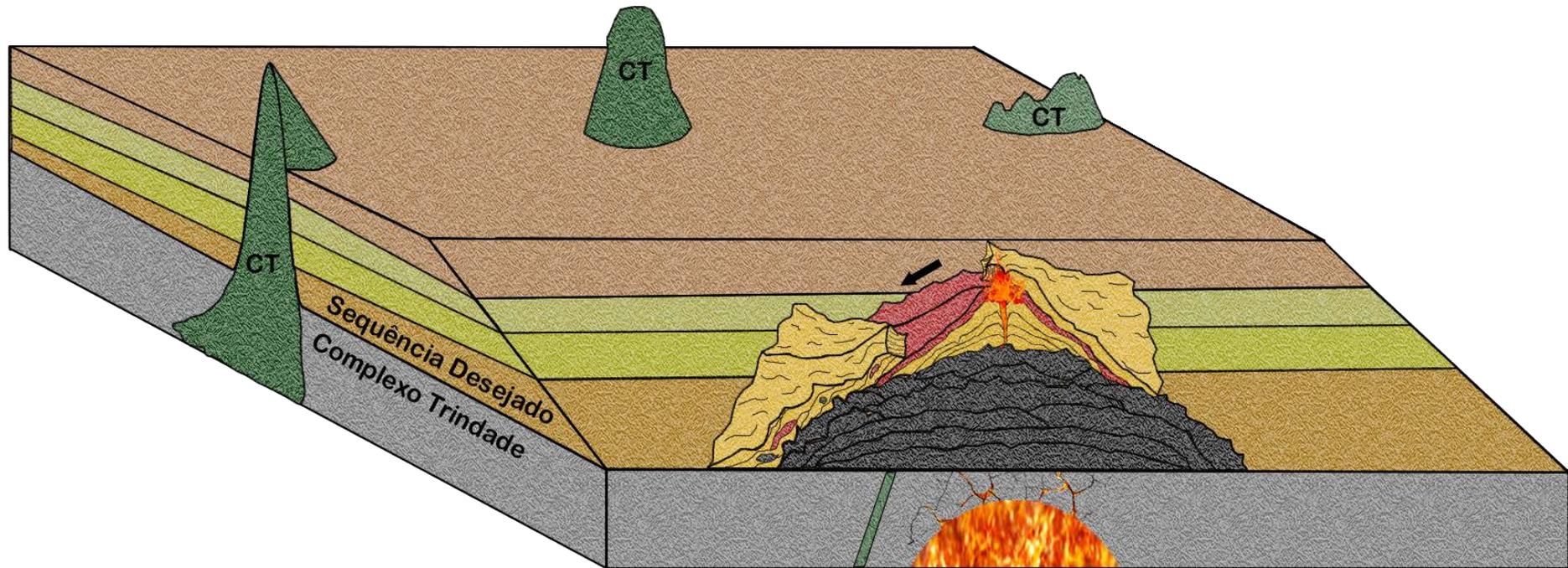


Figura 09: Instabilização do cone e conseqüente deslizamento de porção deste. Formam-se depósitos brechóides de material vulcânico ressedimentado.

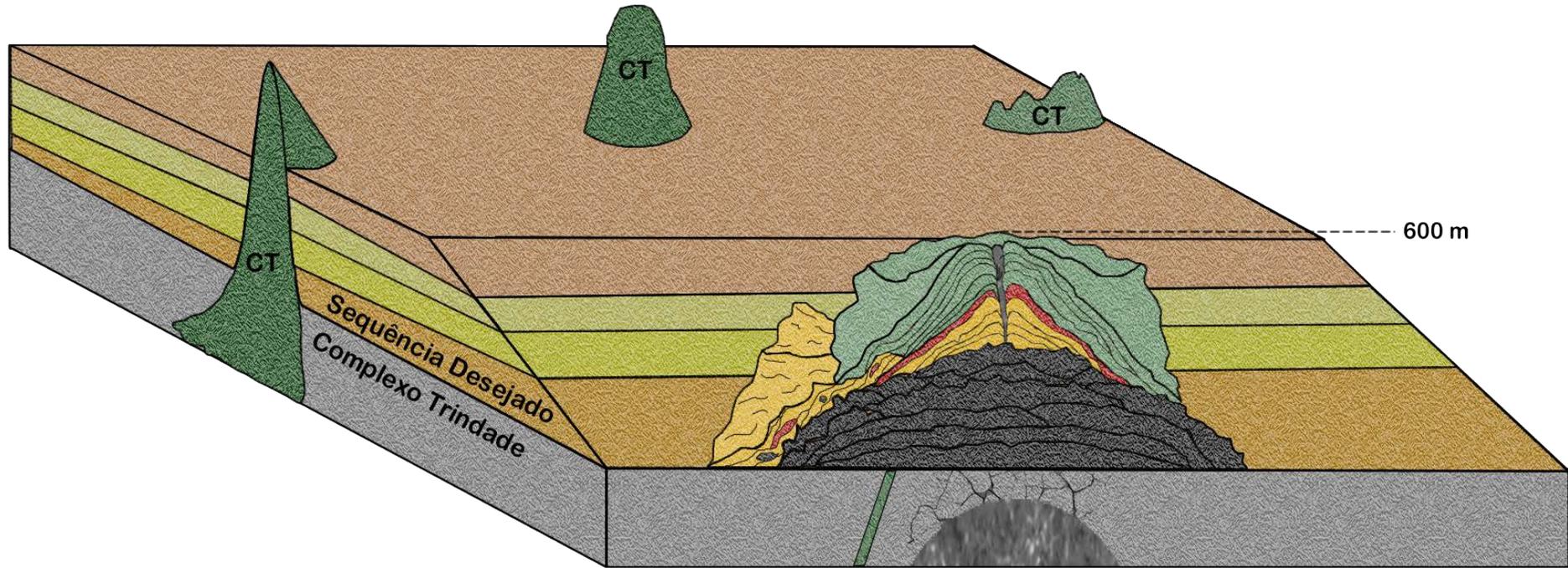


Figura 10: Prosseguimento do vulcanismo do tipo Estromboliano com recobrimento da superfície de deslizamento por novas camadas piroclásticas e de queda que formam o cone de escórias da FMV.