

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO - GEOLOGIA SEDIMENTAR E AMBIENTAL

Felipe Ribeiro de Santana

**ANÁLISE DOS DEPÓSITOS DA SEQUÊNCIA VULCANOCLÁSTICA ALBIANA DA
FAIXA COSTEIRA DA BACIA DE PERNAMBUCO**

Dissertação de Mestrado

Orientador: Prof. Dra. Lúcia Maria Mafra Valença

Co-orientador: Prof. Dr. Breno Leitão Waichel

Recife-PE

Agosto – 2016

FELIPE RIBEIRO DE SANTANA
Geólogo, Universidade Federal de Pernambuco, 2014

**ANÁLISE DOS DEPÓSITOS DA SEQUÊNCIA VULCANOCLÁSTICA ALBIANA DA
FAIXA COSTEIRA DA BACIA DE PERNAMBUCO**

Dissertação que apresenta à Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Profa. Dra. Lúcia Maria Mafra Valença e co-orientado pelo Prof. Dr. Breno Leitão Waichel como preenchimento parcial dos requisitos para a obtenção do grau de Mestre em Geociências, área de concentração em Geologia Sedimentar e Ambiental.

Recife, PE
2016

Catálogo na fonte
Bibliotecária Valdicéa Alves, CRB-4 / 1260

- S232a Santana, Felipe Ribeiro de.
 Análise dos depósitos da sequência vulcanoclástica albiana da faixa
 costeira da bacia de Pernambuco / Felipe Ribeiro de Santana. - 2016.
 93folhas, Il.; e Tab.
- Orientadora: Profa. Dra. Lúcia Maria Mafra Valença.
 Coorientador: Prof. Dr. Breno Leitão Waiche.
- Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
 Programa de Pós-Graduação Geociências, 2016.
 Inclui Referências.
1. Geociências. 2. Bacia de Pernambuco. 3. Rochas vulcanoclásticas.
 4. Rochas piroclásticas. 5. Depósitos Sedimentares Vulcanogênicos.
 I. Valença, Lúcia Maria Mafra. (Orientadora). II. Waiche, Breno
 Leitão.(Coorientador). III.Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2017-08

Felipe Ribeiro de Santana

**ANÁLISE DE DEPÓSITOS DA SEQUÊNCIA VULCANOCLÁSTICA ALBIANA D
FAIXA COSTEIRA DA BACIA DE PERNAMBUCO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências.

Aprovada em: 17/08/2016

BANCA EXAMINADORA

Prof.^a Dr.^a Lúcia Maria Mafra Valença (Orientadora)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. José Antonio Barbosa (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer (Examinador Externo)
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

*“Aí fora havia esse mundo
imenso, que existe
independentemente dos
seres humanos, e está
diante de nós como um
grande e eterno enigma,
pelo menos parcialmente
acessível à nossa inspeção
e ao pensamento”
Albert Einstein*

AGRADECIMENTOS

A ANP – Agência Nacional do Petróleo Gás e Biocombustíveis, pelo apoio financeiro através da bolsa de estudos (PRH-26/ANP/UFPE), e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFPE (PPGEOC-UFPE) em especial ao professor Adauto por todo seu esforço e excelente trabalho à frente do PRH-26.

A Profa. Dra. Lúcia Maria Mafra Valença, pela orientação, apoio e ajuda na execução deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Breno Leitão Waichel, pela orientação, dedicação e ajuda, indispensáveis durante o andamento deste trabalho. Por sempre estar disposto a ajudar e a esclarecer dúvidas e por todos os momentos de conversas e descontração.

Ao professor José Antônio Barbosa, pela orientação e ajuda imprescindível no desenvolvimento desse trabalho, professor Marcelo Arnosio e Carlos Augusto Sommer pelos ensinamentos necessários para elaboração desse trabalho.

Ao professor Marcelo Metri Correa do Laboratório de Cristaloquímica e Micromorfologia do solo(UFRPE-UAG Gênese e Mineralogia de Solos) pela imensa ajuda prestada nas análises de DR-X e pelo Gerson pelas horas de discussão acerca dos dados de DR-X.

Aos amigos do Laboratório de Sismoestratigrafia (SISMO-UFPE) e do DGEO pelo apoio e convívio ao longo desses dois anos, Artur (Baboo), Bruno (Frodo, catatau, etc.),Jefferson (Jeff), José Ricardo (Zé) e em especial a Osvaldo (Osv) e Patrícia França pela ajuda e grandes discussões nos trabalhos de campo.

A minha família, por todo apoio e paciência, minha Mãe Edna, meu Pai Carlos, e minhas irmãs.

A administração da Usina Trapiche representada pelo Dr. Rafael Menezes e Luiz Antônio de Andrade Bezerra, pelo apoio logístico fornecidos durante a execução dos trabalhos de campo.

Ao convênio de cooperação em P&D FADE/UFPE/SINOCHEM (convênio 31/13-UFPE) pelo apoio logístico e financeiro disponibilizado durante a execução desta pesquisa.

A todos os funcionários e demais docentes do Departamento de Geologia da UFPE, pelo convívio e aprendizado. Ao Laboratório de Geologia Sedimentar, LAGESE, pelo apoio recebido durante o período de graduação e ao Maurílio funcionário do laboratório de laminação pela ajuda.

APRESENTAÇÃO

A presente dissertação foi elaborada como requisito de conclusão do Curso de Mestrado em Geociências do Programa de Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da UFPE PPGEOC-UFPE. A execução deste trabalho foi financiada pela Agência Nacional do Petróleo (ANP), através de bolsa de estudos concedida ao autor através do Programa de Formação de Recursos Humanos PRH-26/ANP/UFPE.

A pesquisa teve como foco principal a análise dos depósitos vulcanoclásticos que abrangem o final do Aptiano e início Albiano e o Turoniano, na faixa costeira da Bacia de Pernambuco. Esses depósitos devido a sua grande alteração provocada pelo intemperismo, passaram de forma despercebida, sendo tratados muitas vezes como depósitos siliciclásticos associados às formações Suape (Albiano) e Algodoais (Turoniano).

O capítulo I traz a introdução ao tema, localização da Bacia de Pernambuco, justificando a pesquisa e apontando os principais objetivos da investigação.

O capítulo II aborda a metodologia utilizada na elaboração do trabalho apontando as principais ferramentas utilizadas.

O capítulo III apresenta a geologia da Bacia de Pernambuco, fazendo uma breve revisão bibliográfica do contexto geológico regional, em seguida, tratando da origem e evolução estratigráfica e estrutural da Bacia de Pernambuco, Por fim sua geologia local.

O capítulo IV apresenta uma revisão sobre conceitos e classificação de depósitos vulcanoclásticos e a caracterização de erupções explosivas. Aborda também um histórico sobre descrições anteriores desse tipo de rocha na Bacia de Pernambuco.

O capítulo V apresenta as ocorrências das rochas vulcanoclásticas na Bacia Pernambuco, tratando da caracterização e descrição das litofácies com base nos conceitos da classificação de rochas vulcanoclásticas.

O capítulo VI trata das discussões acerca dos resultados obtidos no trabalho de campo, elaborando modelos para gênese das rochas vulcanoclásticas da bacia de Pernambuco além de sua possível associação com sistemas petrolíferos.

O capítulo VII disserta sobre as conclusões da pesquisa.

O capítulo VIII trata das referências bibliográficas.

RESUMO

As pesquisas realizadas na Bacia de Pernambuco, do ponto de vista litoestratigráfico, sempre abordaram as rochas sedimentares e sua associação e/ou relação com as rochas ígneas efusivas da Suíte Magmática Ipojuca (SMI) de modo que não existem estudos tratando apenas as rochas vulcanoclásticas. Dessa forma, o presente trabalho traz novas informações a respeito das rochas vulcanoclásticas. Foram realizadas cinco etapas de campo no qual foram feitos perfis estratigráficos, coleta de amostras para confecção das lâminas delgadas e análise por difratometria de Raios-x (DRX). A junção de todos os dados permitiu estudar com maior detalhe, as condições de geração, deposição e evolução no processo de formação dessas rochas, na bacia, durante os períodos envolvidos. Os dados reunidos foram interpretados sob a ótica dos modernos conceitos de interpretação de sequências estratigráficas e vulcanologia.

A partir do estudo realizado, foram identificados dois litotipos de rochas vulcanoclásticas na bacia de Pernambuco, sendo o primeiro tipo representado pelas rochas piroclásticas primárias e o segundo pelas rochas sedimentares vulcanogênicas. As rochas piroclásticas primárias estão associadas à Suíte magmática Ipojuca (SMI), e sua gênese tem ligação direta com o sistema de falhas que afetaram a bacia durante a fase rifte, sua composição química indica afinidade com as rochas ácidas (riolitos) da SMI. Os depósitos sedimentares vulcanogênicos estão ligados ao início da deposição da formação Suape (fase sin-rifte II), onde a influência de leques aluviais da fase sin-rifte I se estende até a base dessa formação indicando uma idade que pode ir do Aptiano superior ao Albiano inferior. Esses leques retrabalham rochas do embasamento e da SMI formando depósitos sedimentares ricos em componentes vulcanogênicos.

Palavras-chave: Bacia de Pernambuco, Rochas Vulcanoclásticas, Rochas Piroclásticas, Depósitos Sedimentares Vulcanogênicos

ABSTRACT

From the lithostratigraphic point of view, prior studies done in Pernambuco Basin have primarily focused on sedimentary rocks and their association and/or relationship with effusive igneous rocks of Ipojuca Magmatic Suite (IMS). Thus, there are no studies approaching only volcanoclastic rocks. This research will then provide new information on volcanoclastic rocks. We carried out 5 stages of fieldwork, where we made stratigraphic profiles, collected samples to be made into thin sections and analyzed with X-ray diffraction (DRX). We crossed the data obtained to provide an in-depth study of the generation, deposition and evolution of these rocks in the basin, throughout relevant eras. All the data was interpreted in light of modern concepts in interpretation of stratigraphic sequences and volcanology.

Two lithotypes of volcanoclastic rocks reside in the Pernambuco Basin. The first is represented by primary pyroclastic rocks, and the second by volcanogenic sedimentary rocks. The primary pyroclastic rocks are linked to the Ipojuca Magmatic Suite (IMS), and their genesis is directly connected to the fault system that affected the basin during the rift phase. Their chemical composition suggests affinity with IMS's acid rocks (rhyolite). The volcanogenic sedimentary deposits relate to the beginning of the deposition in Suape Formation (syn-rift II phase). There, the influence of alluvial fans from syn-rift I phase extends to the base of this formation, indicating an age between the upper Aptian and lower Albian eras. These fans rework basement and IMS's rock, creating sedimentary deposits rich in volcanogenic components.

Keywords: Pernambuco Basin, Volcanoclastic rocks, Pyroclastic rock, Volcanogenic Sedimentary deposits

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Localização da Bacia de Pernambuco e bacias adjacentes, Bacia da Paraíba e Plataforma de Natal, ambas ao norte e Bacia de Alagoas ao sul (Correia Filho et al., 2015).

4

Figura 2- Mapa Geológico da Bacia Pernambuco (XX), (adaptado de Lima Filho 1998).

10

Figura 3 - Mapa esquemático da Bacia de Pernambuco apresentando seus domínios estruturais: a Bacia interna; o Alto do Maracatu, que forma uma charneira entre a ZCPE e o Alto de Maragogi; e a região profunda formada pela Bacia do Platô (Modificado de Maia *et al.* 2012)

13

Figura 4 - Perfis magnético, gravimétrico e sísmico (Linha 0250-0378), com a estimativa da profundidade do embasamento e da espessura da crosta. Crosta continental (C.C), crosta oceânica (C.O), Rocha vulcânica intrusiva (INT), Sedimento (Sed). Horizonte vermelho - embasamento cristalino, em Marrom- topo do Rife, horizonte azul - topo do sal, horizonte laranja - topo do Albiano, horizonte verde - topo do Cretáceo, horizontes rosa e magenta - topo e base vulcânicas, horizonte azul claro - discordância que marca o Oligoceno, horizonte amarelo - superfície do fundo do mar adaptado de Oliveira (2013).

15

Figura 5 - Modelo gravitacional (superior) ao longo da linha sísmica 1 (abaixo), que atravessa a plataforma da Bacia Paraíba, adaptado de Magalhães *et al.* (2013).

16

Figura 6 - Mapas de anomalia gravimétrica residual da região *onshore* da Bacia de Pernambuco. (Modificado a partir de Barbosa *et al.* 2014).

17

Figura 7 – Modelo esquemático da evolução da Bacia de Pernambuco, ao sul da ZCPE, e da Bacia da Paraíba ao norte. 1-Rifte do Cupe, 2-Zona de Cisalhamento Patos, 3-Zona de Cisalhamento Pernambuco, 4-Alto de Tamandaré, 5-Graben de Olinda, 6-Graben de Piedade, 7-Granito do Cabo de Santo Agostinho, 8-Graben do Cupe, 9-Sub-bacia de Canguaretama, 10-Sub-bacias Alhandra/Miriri, 11-Sub-bacia Olinda, 12-Talude da Bacia da Paraíba, 13-Alto de Mamanguape, 14-Alto de Goiana. (Adaptado de Barbosa & Lima Filho, 2006 e Lima Filho *et al.*, 2005).

19

Figura 8 - Localização da Província da Borborema com os principais domínios e terrenos (Van Schmus *et al.* 2008).

21

Figura 9 - Carta Estratigráfica da Bacia de Pernambuco, segundo Maia (2012). Esta proposta considera as evidências reunidas pela autora na porção emersa, e por estudos sismoestratigráficos realizados na região do Platô de Pernambuco.

23

Figura 10 – Diagrama de classificação dos tipos de fragmentos que formam um depósito vulcanoclástico, e os tipos de depósitos vulcanoclásticos primários e secundários (adaptado de Murcia *et al.* 2013)

30

Figura 11 - a) Classificação granulométrica para depósitos piroclásticos primários polimodais (modificado de Fisher, 1966); b) Classificação de cinzas e tufos conforme a composição dos piroclastos (modificado a partir de Schmid, 1981).

34

Figura 12 -. Exemplos da geração de PDC's a partir de diferentes mecanismos de eruptivos. a) Colapso de Domo do vulcão Soufriere Hills (foto do Montserrat Volcano Observatory website); b) PDC's gerados pelo colapso parcial da coluna eruptiva, 23 de setembro de 1984, erupção do vulcão Mayon; c) PDC gerado pela explosão do domo, vulcão Soufriere Hills (foto do Montserrat Volcano Observatory website); d) Expansão radial de um PDC gerado durante uma atividade freatomagmática, Capelinhos – Açores (foto da Universidade Estadual de San Diego website); e) Geração de PDC por explosão lateral, Vulcão Santa Helena (USGS website); f) PDC gerado pelo colapso contínuo da coluna eruptiva (foto de Dana Stephenson); g) Exemplo da geração de PDC por *boiling over* (foto de detalhe da parte f. Adaptado de Sulpizio et. al 2014). 37

Figura 13 - Diagrama de Fragmentação (F) *versus* Dispersão (D) para os diferentes tipos de depósitos de queda (adaptado de Walker 1973 e modificado por Wright et al 1980). 39

Figura 14 - Figura explicando (*D-F*) em termos da altura da coluna de erupção *versus* explosividade (modificado de Cas & Wright 1987). 39

Figura 15 – Diagrama total álcali-sílica (TAS) (Le Maitre, 1989), mostrando a natureza riolítica dos ignimbritos do Engenho do Saco. Os dados químicos foram retirados de Nascimento (2003). 44

Figura 16 – Fotomicrografia: a) fragmento de granito (aumento de 5x, polarizadores paralelos); b) (polarizadores cruzados); c) *fiamme* com terminação em pluma evidenciando a textura eutaxítica (aumento de 5x, polarizadores paralelos); d) fragmento de ignimbrito reomórfico (Reo) com textura parataxítica (aumento de 5x, polarizadores paralelos); fotografia em lupa, esferulitos (setas vermelhas) em *fiamme* evidenciando o processo de devitrificação (aumento de 60x); f) fragmento de traquito alterado (seta vermelha) (aumento de 60x). 46

Figura 17 – Difractogramas das amostras IG1_1, IG1_3, IG1_4 e IG3_1 com os respectivos tratamentos para determinação de minerais expansíveis. Picos em nanômetros. Legenda: Esmeclita (Es), Plagioclásio (Plag), Ilmenita (Ilm) e Hematita (Hm). 48

Figura 18 – a) Esferulitos em *fiammes* (aumento de 5x, polarizadores paralelos); b) Esferulitos em *fiammes* (polarizadores cruzados); c) amostra de mão de rocha do afloramento FS-02. Setas pretas indicam os esferulitos nos *fiammes*. 50

Figura 19 – Painel esquemático do afloramento FS-03, localizado dentro do complexo industrial de Suape, e suas principais litofácies 52

Figura 20 – Detalhe da fácies Smv (seta preta na figura 19) mostrando os fragmentos de púmice (preto), traquitos (laranja), basaltos (amarelo) e embasamento (vermelho). 53

Figura 21 – Difractogramas da matriz do afloramento FS-03 com os respectivos tratamentos para determinação de minerais expansíveis. Picos em nanômetros. Legenda: Esmeclita (Es), Caulinita (Ct), Quartzo (QZ) e Hematita (Hm). 54

Figura 22 – a) fragmento de granito (aumento de 5x, polarizadores paralelos); b) (polarizadores cruzados); c) visão geral dos grãos e matriz argilosa granito (aumento de 5x, polarizadores paralelos); d) (polarizadores cruzados); e) quartzo policristalino circundado por filme de argilomineral (seta vermelha) anisopaco (aumento de 20x, polarizadores paralelos); f) (polarizadores cruzados). 55

Figura 23 – Afloramento FS-04 e suas fácies: Flha; Smv; Flhaa; Fsm e Vc 56

Figura 24 – Detalhe da fácies Smv, com destaque (círculos vermelhos) para os litoclastos de basalto. 57

Figura 25 – a) Recorte do mapa de anomalia gravimétrica residual (Figura 6); b) com a interpretação dos lineamentos gravimétricos; c) recorte do mapa geológico. Ponto 1: Afloramento da Pedreira do Engenho Saco; Ponto 2: Afloramento da Vila Saco. 59

Figura 26 – Afloramento FS-02 cortado por diques de riolito. 60

Figura 27 - a) Mapa estrutural simplificado que mostra os principais domínios da Bacia de Pernambuco. b) Seção geológica esquemática com base na interpretação de duas seções sísmicas 2D. (A-A' e B-B'), que estão marcados pelas linhas contínuas vermelhas. A estrela negra marca a localização da 2CP-01-PE poço estratigráfico (adaptado de Buarque *et. al* 2016). 61

Figura 28 – Bloco diagrama ilustrando colocação e evolução dos ignimbritos da bacia PE. a) instalação de um sistema de leques aluviais (Formação Cabo); b) colocação de uma câmara magmática; c) fragmentação e erupção explosiva de um magma riolítico dando origem aos depósitos de fluxo piroclástico na bacia de Pernambuco. 62

Figura 29 – Sistema de fraturas que afetam o afloramento do Engenho Saco. Destaque para o local de onde foram retiradas as amostras IG1 e IG2. 64

Figura 30 – Sistema de fraturas que afetam o afloramento da Vila Saco. 65

Figura 31 – Amostra IG2, detalhe para a porosidade formada pela dissolução do material argiloso pertencente à Formação Cabo. 66

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Lista de Afloramentos	6
Tabela 2 – Relação dos principais termos utilizados na caracterização dos depósitos piroclásticos (segundo Fisher (1961); Schmid (1981); Cas & Wright (1987); McPhie <i>et al.</i> 1993 e Sommer <i>et al.</i> (2003).	32
Tabela 3 – Descrição dos tipos de depósitos vulcanoclásticos (modificado Cas & Wright (1987); McPhie <i>et al.</i> 1993 e Sommer <i>et al.</i> (2003).	33
Tabela 4 - Classificação granulométrica de vulcanoclastos primários (Murcia <i>et al.</i> 2013).	33
Tabela 5-Principais mecanismos de transporte que controlam a deposição dos depósitos vulcanossedimentares (adaptado de McPhie <i>et al.</i> 1993).	40
Tabela 6 – Litofácies das rochas vulcanoclásticas da Bacia de Pernambuco.	43
Tabela 7 – Principais piroclastos encontrados nos depósitos de fluxo piroclástico do Engenho	45

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	v
APRESENTAÇÃO	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE FIGURAS	9
LISTA DE TABELAS	12
SUMÁRIO	1
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	3
1.1 - Justificativa e Relevância	3
1.2 - Objetivos:	5
1.2.1 - Objetivo Principal	5
1.2.2 - Objetivos Específicos	5
CAPÍTULO II METODOLOGIA	6
2.1 - Trabalhos de Campo	6
2.2 - Revisão bibliográfica existente	6
2.3 - Estudos Faciológicos	6
2.4 - Análise Petrográfica	7
2.5 - Análise Geofísica	7
2.6 - Difractometria de Raios-x	7
2.7 - Poço 2-CP-01-PE	8
CAPÍTULO III - BACIA DE PERNAMBUCO	9
3.1 - Revisão bibliográfica e contexto geológico	11
3.2 - Origem e Evolução Tectônica da Bacia de Pernambuco	13
3.3 - Geologia da Bacia de Pernambuco	20
3.3.1 - Geologia Regional	20
3.3.1.1 - Província da Borborema	20
3.3.1.2 - Domínio Pernambuco-Alagoas	22
3.4 - Geologia Local	22
3.4.1 - Formação Cabo	24
3.4.2 - Suíte Magmática Ipojuca	24
3.4.3 - Formação Suape	25
3.4.4 - Formação Paraíso	26

3.4.5 -	Formação Estiva	26
3.4.6-	Formação Algoduais	27
3.4.7 -	Formação Barreiras	27
3.4.8 -	Coberturas Quaternárias	28
CAPÍTULO IV	ROCHAS VULCANOCLÁSTICAS	29
4.1 -	Introdução	29
4.2 -	Caracterização das erupções explosivas	29
4.3 -	Classificação de depósitos piroclásticos	31
4.3.1 -	Classificação litológica	31
4.3.2 -	Correntes de densidade piroclástica (PDC)	34
4.3.3 -	Depósitos de queda	36
4.3.4 -	Depósitos vulcanoclásticos ressedimentados	38
4.3.5 -	Depósitos sedimentares vulcanogênicos	38
4.4 -	Rochas vulcanoclásticas da Bacia de Pernambuco	40
CAPÍTULO V –	CARACTERIZAÇÃO DAS ROCHAS VULCANOCLÁSTICAS DA	42
BACIA DE PERNAMBUCO		
5.1	Introdução	42
5.2	Associação de Fáceis	42
5.3	Litotipos encontrados na Bacia de Pernambuco	42
5.3.1	Correntes de densidade piroclástica (PDC)	42
5.3.2	Depósitos sedimentares vulcanogênicos	49
CAPÍTULO VI–	DISCUSSÕES	58
CAPÍTULO VII –	CONCLUSÕES	67
CAPÍTULO VIII–	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICA	68

CAPÍTULO I

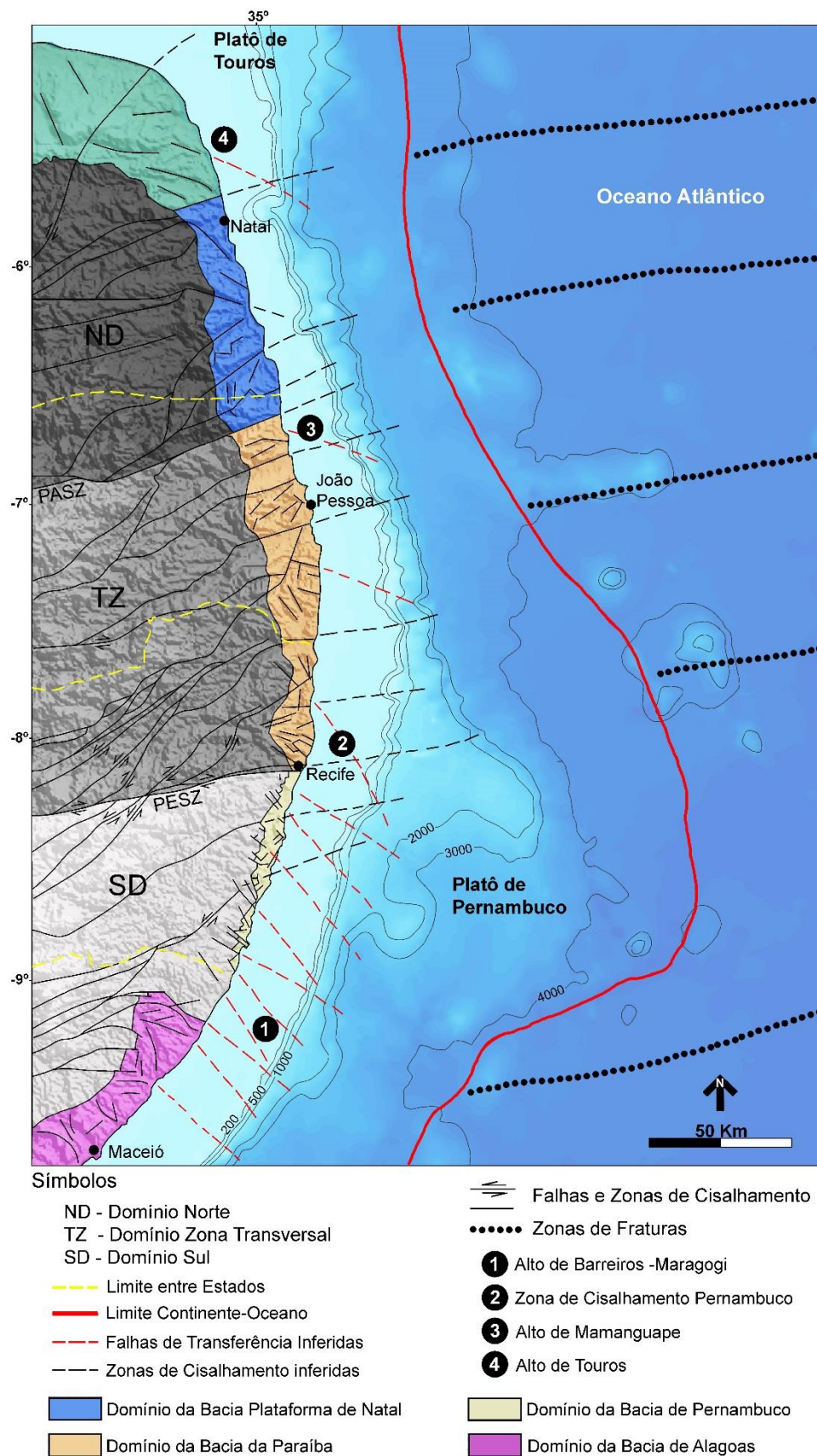
INTRODUÇÃO E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

1.1 – Justificativa e Relevância

Por possuir um grande volume de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas a Bacia de Pernambuco representa uma área propícia para os estudos destas litologias tendo em vista a localização (*offshore*) e a variedade de estruturas e tipos de depósitos encontrados na área (Lima Filho, 1998; Maia 2012; Maia et al., 2012). A ocorrência de rochas sedimentares associadas com vulcânicas e vulcanoclásticas é um fator importante para a caracterização de bacias sedimentares a partir do interesse exploratório, e apresenta enorme importância na modelagem de sistemas petrolíferos (Rohrman, 2007; Wu *et al.*, 2006). Exemplos de reservatórios de petróleo em rochas ígneas podem ser encontrados em bacias sedimentares no Mar do Norte, Índia, Japão e principalmente na China (Jinglam et al., 1999; Wu et al., 2006; Rohrman, 2007; Wang e Chen, 2015; Ólavsdóttir et al. 2015). Portanto o entendimento dessas rochas na Bacia Sedimentar de Pernambuco pode ajudar a compreender e caracterizar possíveis reservatórios de hidrocarbonetos nessa bacia.

A Bacia de Pernambuco encontra-se hoje com o status de uma das bacias marginais menos estudadas do litoral Brasileiro sendo limitada ao sul pela a Bacia de Alagoas, através do Alto de Maragogi, e a norte pela Bacia da Paraíba através da Zona de Cisalhamento de Pernambuco (Fig. 1). A Bacia ainda é limitada a leste com a bacia oceânica do Atlântico através do Platô de Pernambuco, uma feição gerada pelo estiramento da crosta continental devido à atuação do evento magmático associado por alguns autores ao *hotspot* de Santa Helena (Fainstein & Milliman, 1979; Rand & Mabesoone, 1982) e a oeste com o embasamento pré-cambriano através de falhas normais geradas pelo processo de rifteamento do Atlântico Sul (Fig. 2).

Figura 1- Localização da Bacia de Pernambuco e bacias adjacentes: Bacia da Paraíba e Plataforma de Natal, ambas ao norte e Bacia de Alagoas ao sul (modificado de Correia Filho *et al.*, 2015).



1.2. – Objetivos

1.2.1 – Objetivo Principal

Caracterizar e classificar as rochas vulcanoclásticas da Bacia de Pernambuco, associadas à formação da Suíte Magmática Ipojuca (Albiano) e formação Suape, utilizando-se afloramentos chaves ao longo da faixa costeira da bacia de Pernambuco, com ênfase na identificação de feições características que auxiliem na distinção entre depósitos piroclásticos, depósitos vulcanoclásticos ressedimentados e depósitos sedimentares vulcanogênicos na área de estudo.

1.2.2 – Objetivos específicos

- a) construir um modelo de fácies para os tipos de depósitos identificados;
- b) construir um modelo de ocorrência estratigráfica dos depósitos (se são abundantes em determinado intervalo na coluna sedimentar), tipos mais comuns e sua relação com antigos centros vulcânicos;
- c) realizar um diagnóstico de feições (e.g. texturais, estruturais) que possam auxiliar na identificação dessas rochas na bacia sedimentar investigada, apesar da significativa dificuldade de identificar alguns tipos de depósitos piroclásticos alterados pelo intemperismo químico.
- d) verificar a possível aplicação dessas rochas na indústria do petróleo

CAPÍTULO II

METODOLOGIA

2.1–Levantamentos de Campo

Foram realizados cinco etapas de campo sendo identificados e descritos quatro afloramentos (Tabela 1) de maior representatividade das rochas vulcanoclásticas de Pernambuco.

Devido à dificuldade de preservação desse tipo de rochas, além do elevado grau de intemperismo, e para uma melhor caracterização, fez-se necessário a confecção de seções delgadas, totalizando 12 lâminas, para confirmação da origem vulcanoclásticas desses depósitos.

Tabela 1 – Lista de Afloramentos.

Ponto	X	Y
FS-01	272863	9067040
FS-02	272468	9066521
FS-03	276838	9071334
FS-04	278686	9077973

2.2–Pesquisa bibliográfica

Foi realizada a análise de todo o material bibliográfico disponível com relação à estratigrafia, sedimentologia e evolução da Bacia de Pernambuco, além do material referente às rochas vulcanoclásticas. Isto permitiu confrontar os conceitos estabelecidos anteriormente, seus critérios e reavaliar as novas proposições a luz das evidências não observadas pelos autores anteriores.

2.3 - Estudos Faciológicos

Foram realizadas análises dos depósitos de rochas vulcanoclásticas longo da Bacia de Pernambuco. Nessa etapa foram escolhidos alguns afloramentos representativos que exibem feições importantes, nos quais foram realizados perfis litológico-estratigráficos que serviram para caracterizar a faciologia dessas rochas.

No estudo faciológico realizado nas rochas vulcanoclásticas da bacia de Pernambuco foram utilizados os conceitos de fácies propostos pela IUGS e pela bibliografia adicional existente sobre o assunto.

2.4 -Análise petrográfica

O estudo petrográfico foi realizado em lâminas delgadas, em microscópio um petrográfico polarizante, marca Leica, modelo DM750P. Ao todo foram confeccionadas 10 lâminas delgadas.

2.5 – Geofísica

Foi elaborado um mapa de anomalia gravimétrica residual da região *onshore* da Bacia de Pernambuco com bases no conjunto de dados compiladas através do banco de dados de produção e exploração da ANP (BDEP-ANP). Essa base de dados é formada a partir de estações gravimétricas terrestres, permitindo a identificação de estruturas como baixos e altos estruturais, importantes lineamentos, além de uma anomalia circular a ser discutida mais adiante. A base de dados é composta por estações gravimétricas

Após a aquisição, compilação das estações gravimétricas e a obtenção das altitudes ortométricas, as mesmas foram levadas ao ambiente Oasis Montaj da Geosoft para o desenvolvimento das etapas de processamento dessas informações.

As correções gravimétricas realizadas foram as seguintes: Latitude, *Drift* instrumental, Terreno, Ar livre e Bouguer completo com densidade igual a 2,67 g/cm³.

Após as correções dos dados, as informações gravimétricas relacionadas às anomalias Bouguer de cada estação foram interpoladas pelo método de mínima curvatura utilizando a célula de interpolação com 720 x 720 metros do espaçamento médio entre as estações que foi de 3x3 km. O resultado deste procedimento de interpolação foi à geração do *grid* de Anomalia Bouguer Residual.

2.6 – Difratometria de Raios-X

A composição mineralógica da fração argila natural foi determinada por Difração de Raios-x (DRX) e analisadas na forma de pó não orientado no laboratório de Cristaloquímica e

micromorfologia do solo (UFRPE-UAG Gênese e Mineralogia de Solos) no aparelho XRD 6100 Shimadzu, Volt 40; Amp 20; 2° theta por min; e amplitude de varredura do 2° theta de 3 a 50 graus.

As amostras na fração argila foram submetidas a pré-tratamentos para remoção de óxidos de Ferro com o emprego do reagente ditionito-citrato-bicarbonato (Jackson, 1975). Para caracterizar a presença de minerais expansíveis, as amostras foram preparadas em lâminas de vidro e saturadas com magnésio (Mg), por meio da solução de MgCl_2 1 mol L^{-1} seguido de solvatação com molécula Glicerol.

Por outro lado, para caracterizar a intercalação dos minerais, as amostras foram saturadas com potássio (K) por meio da solução de KCl 1 mol L^{-1} seguido de tratamentos térmicos em temperatura ambiente (25°C) e posteriormente aquecidas a 350°C e 550°C.

A identificação dos minerais constituintes na fração argila foram pautadas no espaçamento interplanar de acordo com os tratamentos sugeridos Jackson (1975); Harris e White, 2008.

2.7 – Análise dos perfis do poço 2-CP-01-PE

O único poço estratigráfico profundo existente na região *onshore* da bacia é o poço 2 CP-01-PE, perfurado pela Petrobras em 1981. Este poço atravessou cerca de 3000 metros de depósitos sedimentares na região da Sub-bacia do Cupê e não atingiu o embasamento. A quase totalidade dos depósitos atravessados é composta por sedimentos de idade Aptiana-Albiana, e logo foram incluídos na Formação Cabo (Alheiros, 1987; Nóbrega, 1995; Lima Filho, 1998).

CAPÍTULO III

BACIA PERNAMBUCO

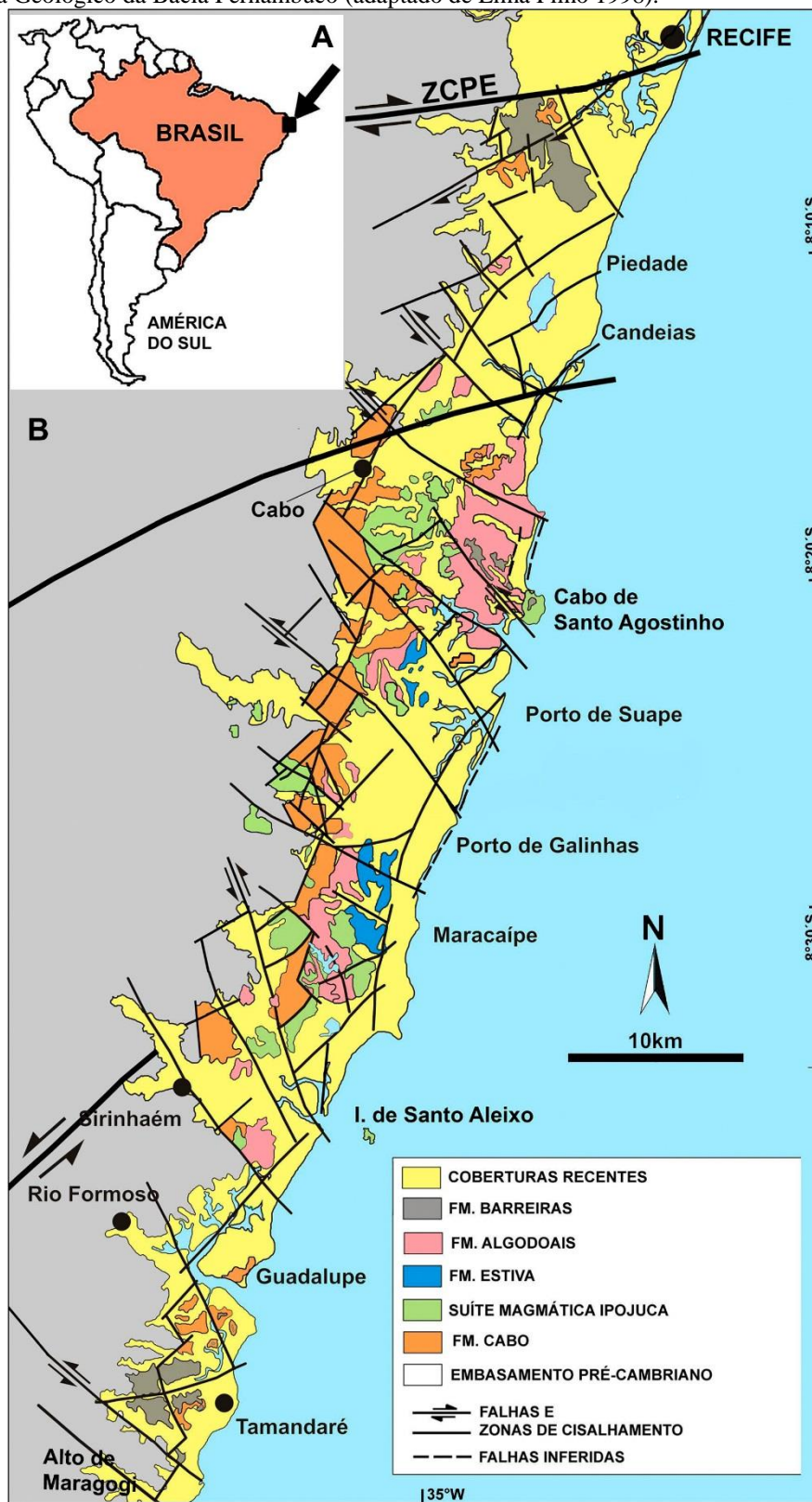
A Bacia de Pernambuco apresenta em sua faixa costeira rochas que abrangem o intervalo do Meso-Cretáceo ao Néogeno (Fig. 2). Sua coluna sedimentar é composta pelas formações: Cabo; Suape; Paraíso; Estiva; Algodoads e Barreiras (Lima Filho, 1998; Maia 2012. (Fig. 9).

A Bacia de Pernambuco também possui em seu arcabouço rochas de origem vulcânica, sub-vulcânica e vulcanoclásticas (riolitos, traquitos, ignimbritos, basaltos e traqui-andesitos), além de uma ocorrência de rocha plutônica (granito) associadas à ação de um *hotspot* que afetou a região que corresponde à atual faixa costeira da bacia (Long *et al.*, 1986; Sial *et al.*, 1988; Lima Filho, 1998; Nascimento, 2003). O principal pulso de magmatismo que afetou a faixa costeira da bacia foi datado em 102 Ma (Sial *et al.*, 1988; Lima Filho, 1998; Lima Filho & Szatmary, 2002; Nascimento, 2003).

As rochas vulcânicas ocorrem na bacia na forma de derrames, diques e soleiras, assim como o granito do Cabo, compondo parte da chamada Suíte magmática Ipojuca (SMI), incorporada a coluna estratigráfica da bacia por Lima Filho (1998).

No contexto regional a Bacia de Pernambuco está inserida na Província Borborema (Almeida *et al.* 1977; Brito Neves, 1975) estando localizada na porção Nordeste da Plataforma Sul Americana. Sua divisão segundo Van Schmus *et al.* 2008 denomina os grandes domínios da seguinte forma: Ceará, Médio Coreáú, Pernambuco-Alagoas (PE-AL); Rio Grande do Norte (Núcleo arqueano São José do Campestre); Riacho do Pontal; Sergipano; Transversal (Terrenos: Alto do Pajeú; Alto do Moxoto; Rio Capibaribe; Cinturões de Cachoeirinha; orogênico Cariris Velhos)(Fig. 8). A Bacia de Pernambuco está inserida nos terrenos pré-cambrianos do Domínio Pernambuco-Alagoas, ao sul do lineamento Pernambuco.

Figura 2- Mapa Geológico da Bacia Pernambuco (adaptado de Lima Filho 1998).



3.1– Revisão bibliográfica e contexto geológico

O presente trabalho adota uma interpretação dos domínios da Bacia de Pernambuco que difere das interpretações de estudos anteriores ao trabalho de Lima Filho (1998). Estudos pioneiros colocavam esta bacia dentro de uma interpretação mais ampla, que abrangia uma região maior da margem continental brasileira. Neste contexto inicial a área agora tratada como Bacia de Pernambuco, era denominada de Sub-Bacia do Cabo, que então fazia parte de uma grande bacia marginal chamada de Bacia Pernambuco-Paraíba ou também, Bacia Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte (Mabesoone, 1995; 1996a; 1996b). Assim se considerava que, os domínios de um grande trecho da margem continental brasileira, além dos domínios da Bacia de Alagoas, se estendia pelos estados de PE, PB e RN, até o Alto de Touros, onde faria limite com a Bacia Potiguar. Esta interpretação sugeria que toda a faixa guardava semelhança em seu caráter evolutivo e estrutural (Mabesoone 1996a, Mabesoone & Alheiros, 1988, 1991; Asmus & Carvalho, 1978; Rand & Mabesoone, 1982; Almeida *et al*, 2005).

Através de investigações geofísicas, Rand (1976, 1978) foi um dos primeiros autores a sugerir que a Bacia de Pernambuco, que na época corresponderia a área que era tratada como Sub-Bacia do Cabo, era independente das outras bacias localizadas ao norte da Zona de Cisalhamento de Pernambuco (ZCPE).

De acordo com Ojeda (1981), a estrutura homoclinal, proposta para a imensa faixa então denominada de Bacia Pernambuco-Paraíba, desenvolveu-se na fase final de ruptura e migração divergente das placas africana e sul-americana, basicamente entre o Albiano e o Terciário, propiciando a deposição de espessa cunha de sedimentos clásticos e carbonáticos. A Bacia de Pernambuco, definida por Lima Filho (1998) como sendo uma bacia do tipo rifte extensional, encontra-se próxima a esse último elo entre os continentes sul-americano e africano (Barbosa & Lima Filho, 2006).

Os fenômenos tectônicos ocorridos na Bacia Paraíba, ao longo de sua história geológica, foram diferentes dos ocorridos nas demais bacias adjacentes (Asmus & Carvalho, 1978). A princípio foi proposto que a faixa ao norte da Bacia de Pernambuco teve uma resposta diferenciada ao processo de rifteamento, e teve como consequência a preservação de uma ponte ou soleira intercontinental (*landbridge*) entre a América do Sul e a África, durante o Cretáceo Superior, tendo esta ponte ou soleira se localizado entre o Lineamento Pernambuco e o Alto de Touros (Rand, 1985; Rand & Mabesoone, 1982).

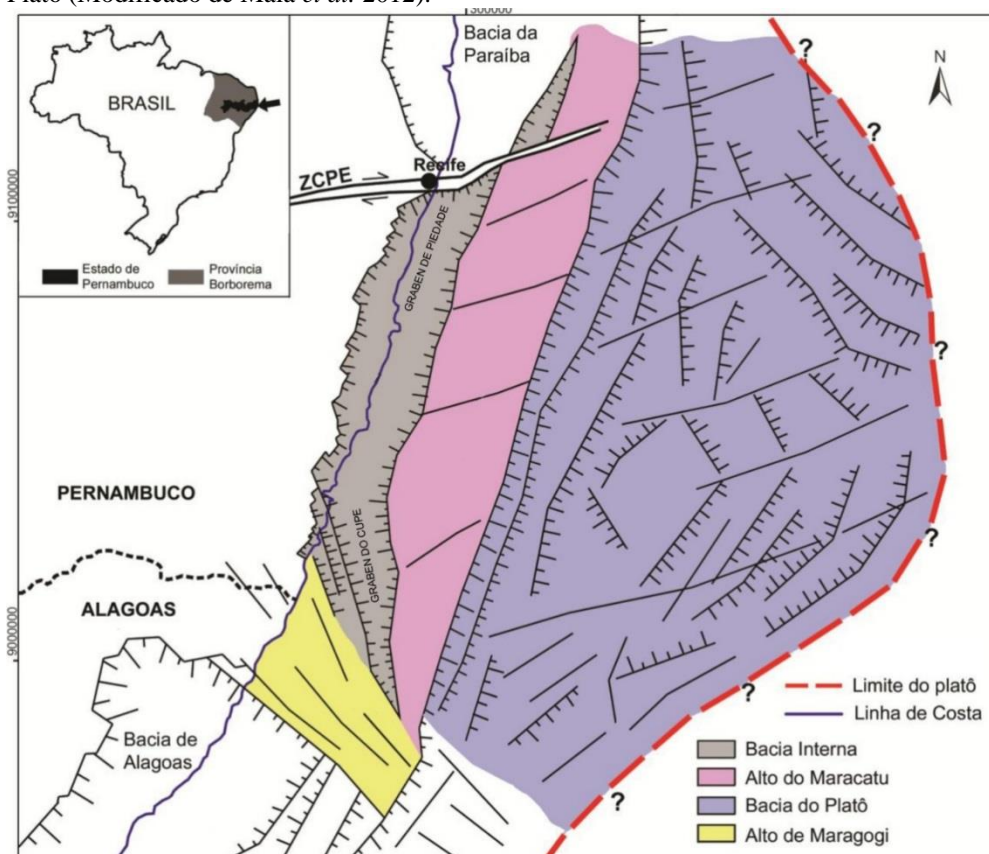
Alguns autores propuseram que no último estágio de ligação entre os continentes africano e sul-americano a região compreendida entre as cidades de Recife e João Pessoa tenha se comportado como o último elo entre os dois continentes, sofrendo menos estiramento e afinamento litosférico, evoluindo para uma rampa homoclinal (Rand & Mabesoone, 1982).

Lima Filho (1998) propôs ainda que as bacias de Pernambuco e da Paraíba são duas bacias sedimentares com histórias deposicionais singulares porém, distintas uma da outra, e limitadas pela ZCPE, acabando assim com o termo Sub-bacia Cabo definido por Mabesoone & Alheiros (1988; 1993). Lima Filho (1998) propôs que a área a sul da ZCPE, até o Alto de Maragogi, limite com a Bacia de Alagoas, corresponderia à Bacia de Pernambuco (Figs.2, 3, 6 e 7).

Os trabalhos de Barbosa (2004, 2007) e de Souza (1998, 2006), reforçaram a proposição de Lima Filho (1998), que separou a Bacia de Pernambuco da faixa a norte da ZCPE. Segundo esses autores essa faixa a norte ainda poderia ser dividida em duas Bacias marginais distintas, a Bacia da Paraíba e a Plataforma de Natal (Barbosa & Lima Filho, 1996).

A partir do que foi discutido acima, este trabalho adota a proposição mais recente, entendendo que a Bacia de Pernambuco está limitada geologicamente com a Bacia de Alagoas ao sul pelo Alto de Maragogi, e com a Bacia da Paraíba a norte pela ZCPE (Figs.3, 6 e 7). Na sua porção *offshore*, a Bacia de Pernambuco estende-se até a porção norte do Platô de Pernambuco (Alves & Costa, 1986; Oliveira, 2013). Essa bacia pode ser dividida ainda em duas partes: o rifte interno que ocupa uma faixa estreita ao longo do litoral oriental do Nordeste, e outro rifte (externo) que está em águas profundas e ultra profundas (Lima Filho, 1998; Lima Filho & Barbosa, 2005; Moraes, 2008), e que formou a bacia do Platô de Pernambuco (Maia, 2012; Barbosa *et al.*, 2014). A separação entre a bacia interna, e a bacia do platô é feita por um alto estrutural externo denominado de Alto do Maracatu (Almeida *et al.* 2005; Oliveira, 2013, Barbosa *et al.*, 2014). O domínio da bacia interna da Bacia de Pernambuco apresenta dois depocentros, sobre os quais localiza-se a atual faixa costeira. Esses depocentros são denominados de Gráben de Piedade, a norte, e o Gráben do Cupe, a sul, e estes são separados por uma estrutura positiva, o Granito do Cabo de Santo Agostinho, que corresponde a intrusões de rochas magmáticas da Suíte Ipojuca (~100 Ma) (Oliveira, 2013).

Figura 3 - Mapa esquemático da Bacia de Pernambuco apresentando seus domínios estruturais. A Bacia interna; O Alto do Maracatu, que forma uma charneira entre a ZCPE e o Alto de Maragogi; e a região profunda formada pela Bacia do Platô (Modificado de Maia *et al.* 2012).



3.2 - Origem e Evolução Tectônica da Bacia de Pernambuco

A Bacia de Pernambuco tem sua origem e evolução geológica semelhante às demais bacias da margem leste brasileira e está diretamente associada à abertura do Oceano Atlântico Sul e por consequência, a formação das plataformas continentais da América do Sul e do Oeste da África. Vários autores descreveram modelos na tentativa de explicar a evolução do Atlântico Sul (Rabinowitz & Labrecque 1979; Szatmari *et al.* 1987; Cainelli & Mohriak 1998; Karner & Driscoll 1999; Bueno 2004). Brito *et al.* (1991), com base em dados estratigráficos, estruturais, sedimentológicos e geofísicos, identificaram fraturas e falhamentos que formavam dois lineamentos E-W, a sul e a ZCPE a norte, delimitando a Bacia de Pernambuco, e ainda dois conjuntos de falhas principais com *trends* N40W e N50E. Essas falhas NW-SE foram provavelmente geradas pelo rifteamento, ocorrendo de forma a controlar a deposição da primeira unidade a ser depositada, a Formação Cabo, de idade aptiana. Sistemas de falhas com comportamento semelhante desenvolveram-se também, nas rochas do próprio Maciço PE/AL, influenciando a evolução da compartimentação e do arcabouço estrutural da Bacia de

Pernambuco. Estas falhas controlariam inclusive os limites do posicionamento do Granito do Cabo de Santo Agostinho, que de acordo com os autores, funciona como elemento particionador da Bacia de PE em duas porções: as Sub-Bacias Norte e Sul (Lima Filho 1998). Desse modo Lima Filho (1998), a partir de dados estratigráficos, de poços, geofísicos, estruturais e sedimentológicos da faixa costeira e da porção emersa, da Bacia de Pernambuco subdividiu em duas sub-bacias: 1) Sub-Bacia Norte (Piedade), confinada entre o Lineamento Pernambuco e o Alto estrutural do Cabo de Santo Agostinho, e 2) Sub-Bacia Sul (Cupê), desde o Alto de Santo Agostinho até o Alto Barreiros–Maragogi (Fig.6 e 7).

Lima Filho (1998) mapeou as falhas de borda da Bacia de Pernambuco, verificando que a grande maioria apresenta direção NE com rejeitos normais, e que além destas, ocorre outro sistema que apresenta direção NW/NNW com rejeito direcional e são predominantemente dextrais, compatíveis assim com estruturas de transferência. Este autor concluiu que a borda da Bacia de Pernambuco possui uma direção NE coincidindo com a estruturação dúctil do embasamento e as falhas NW correspondem às falhas de transferência.

Lima Filho (1998) detalhou os eventos tectono-magmáticos relacionados à evolução tectônica da Bacia de Pernambuco, sendo eles: a) o evento tectônico inicial correspondente ao rifteamento que é marcado pela discordância na base da seção rifte; b) o evento tectono-magmático do Albiano; c) o evento que ocorreu no Cenomaniano-Turoniano, d) evento tectônico que corresponde a discordância final do Turoniano, e que é correlacionado ao evento Pré-Calumbi na Bacia de Alagoas e) evento do Turoniano Superior-Coniaciano que marca o início da fase drifte (Lima Filho *et al.* 2006).

A seção rifte encontrada na faixa costeira da Bacia de Pernambuco e que está encaixada na bacia interna desta, possivelmente alonga-se até a porção mais sul da plataforma da Bacia da Paraíba. Porém nesta região a deposição da fase rifte de idade aptiana pode ser pouco representativa ou não estar presente (Lima Filho *et al.*, 2005; Lima Filho *et al.*, 2006; Barbosa & Lima Filho, 2006) (Figs. 2 e 3).

Figura 4 - Perfis magnético, gravimétrico e sísmico (Linha 0250-0378), com a estimativa da profundidade do embasamento e da espessura da crosta. Crosta continental (C.C), crosta oceânica (C.O), Rocha vulcânica intrusiva (INT), Sedimento (Sed). Horizonte vermelho - embasamento cristalino, em Marrom- topo do Rifte, horizonte azul - topo do sal, horizonte laranja - topo do Albiano, horizonte verde - topo do Cretáceo, horizontes rosa e magenta - topo e base vulcânicas, horizonte azul claro - discordância que marca o Oligoceno, horizonte amarelo - superfície do fundo do mar adaptado de Oliveira (2013).

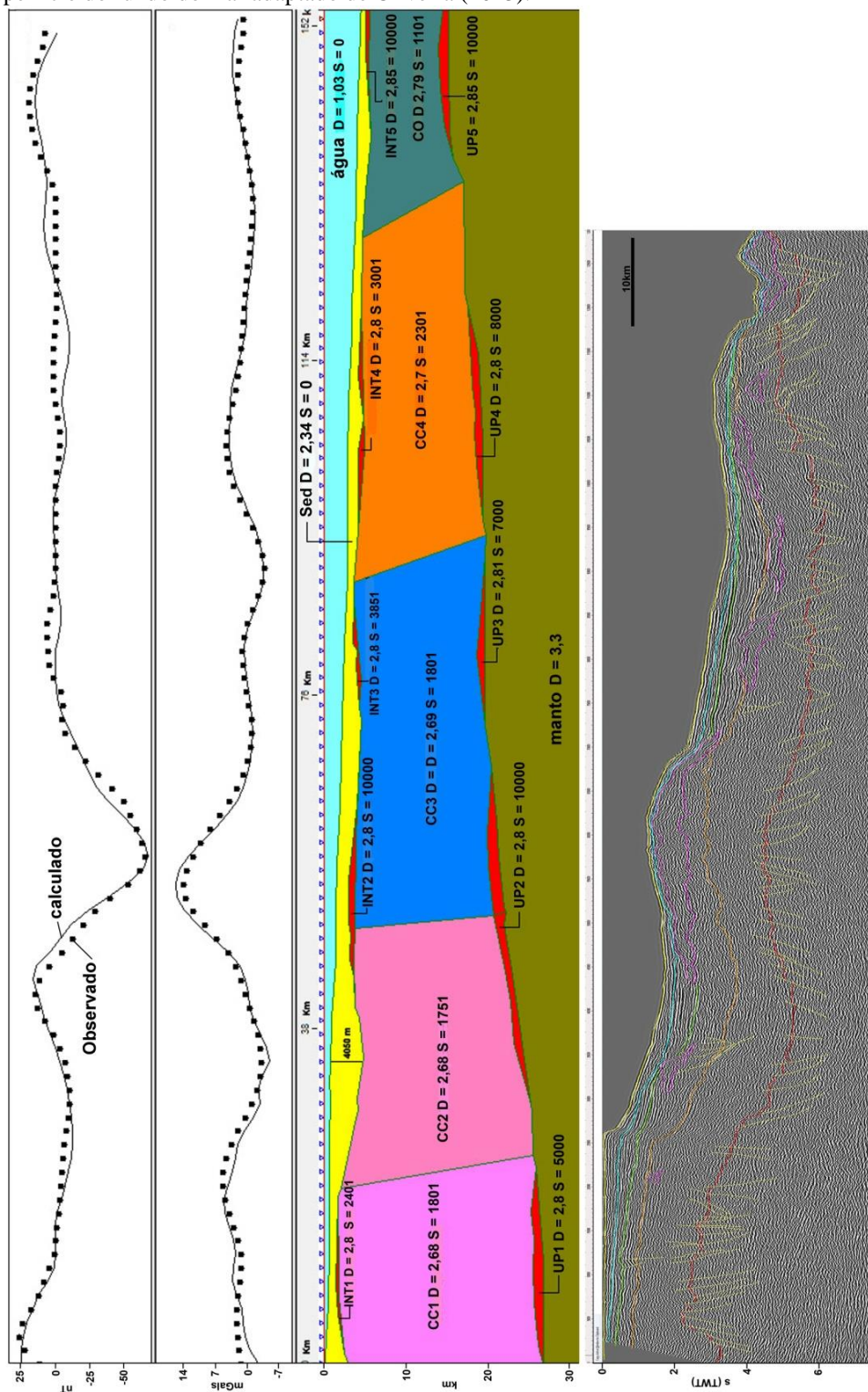
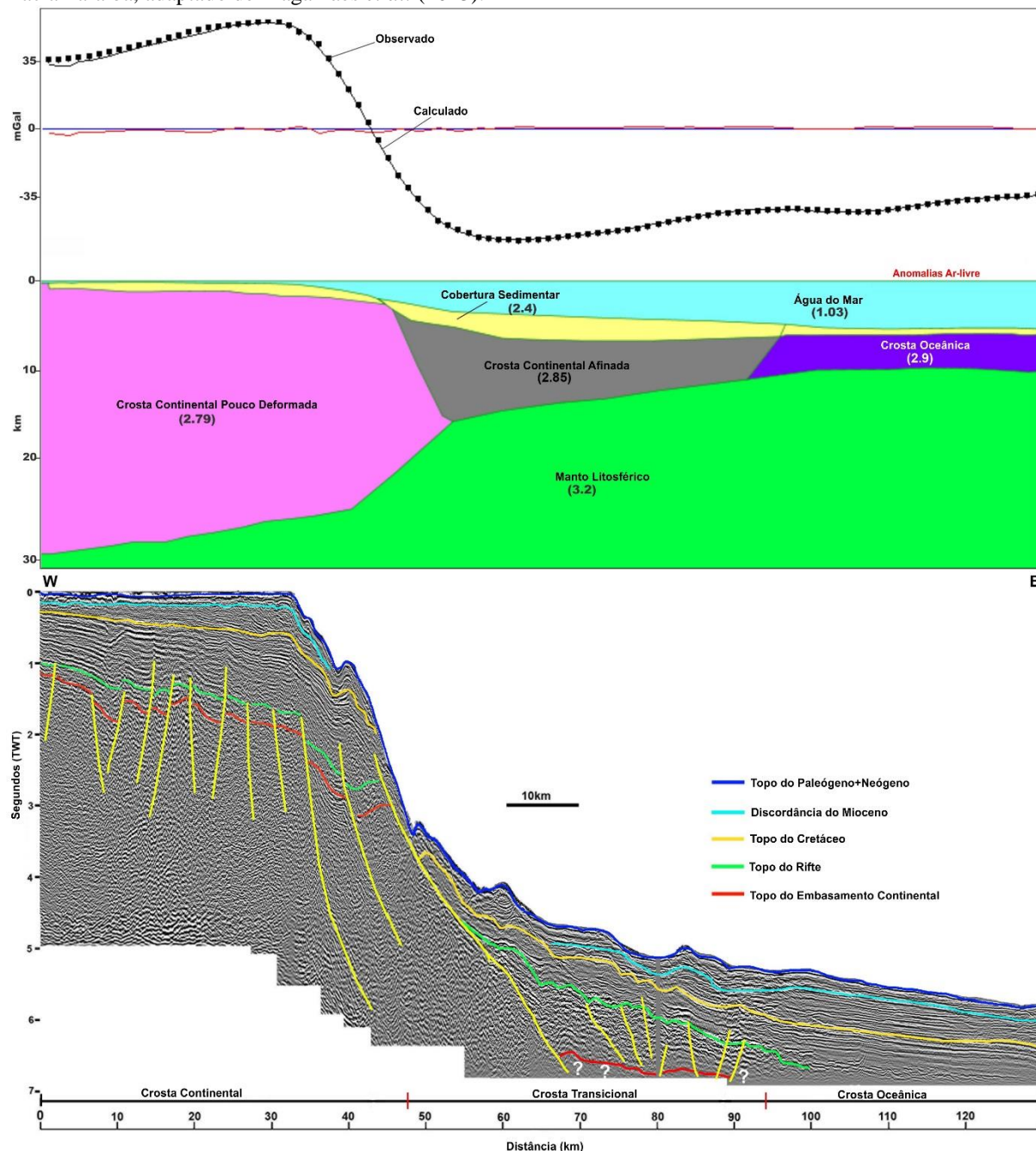


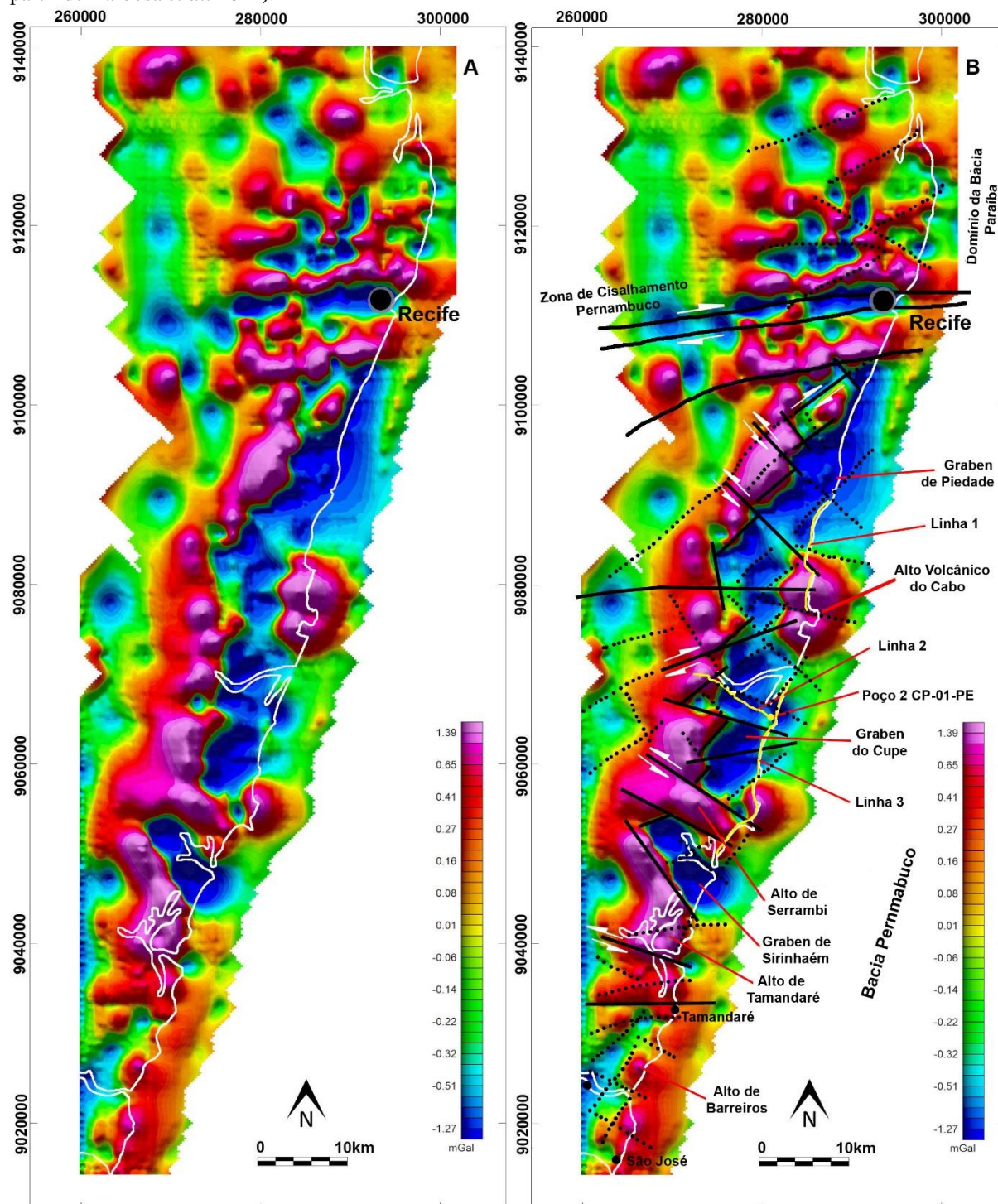
Figura 5 - Modelo gravitacional (superior) ao longo da linha sísmica 1 (abaixo), que atravessa a plataforma da Bacia Paraíba, adaptado de Magalhães *et al.* (2013).



Lima Filho *et al.* (2005) propuseram uma sequência evolutiva comparativa para a geologia observada na faixa costeira das bacias de Pernambuco e da Paraíba (Figs., 5 e 7):

- Na Bacia de Pernambuco o preenchimento na região da atual faixa costeira se deu em um rifte estreito gerado por movimentos transcorrentes dextrais. Estes movimentos formaram um pequeno rombóide que se estendeu até a ZCPE.

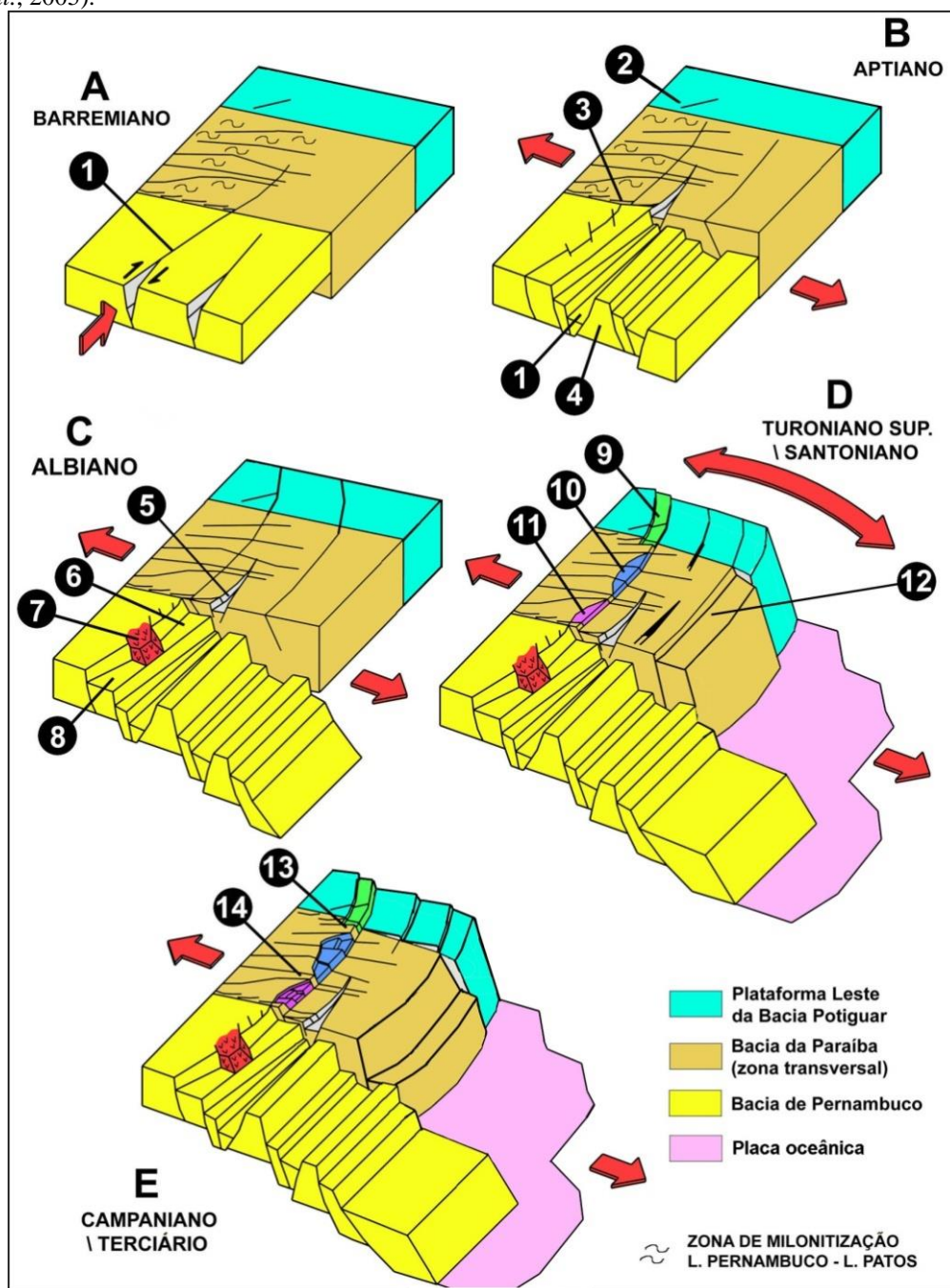
Figura 6 - Mapas de anomalia gravimétrica residual da região *onshore* da Bacia de Pernambuco. (Modificado a partir de Barbosa *et al.* 2014).



- Durante o Aptiano, possivelmente a ZCPE se movimentou na área afetada pelo rifteamento (Bacia de Pernambuco), e avançou um pouco além da ZCPE, sendo abortado na plataforma em frente à Sub-bacia de Olinda. Neste período, os esforços foram de direção NW (Matos, 1999).

- Durante o Albiano, os esforços extensionais continuaram na Bacia de Pernambuco, com presença de um magmatismo cujo pulso principal tem sua idade Ar-Ar em torno de 100 Ma (Lima Filho & Szatmari, 2002; Nascimento, 2003) este magmatismo não ultrapassou a ZCPE. No final do Albiano o rifte interno sofreu uma parada na sedimentação principalmente na sua porção norte, enquanto que no Graben do Cupe houve subsidência.
- Do final do Turoniano ao Santoniano, ocorreu uma subsidência ao norte alcançando a Bacia da Paraíba, devido à flexão da plataforma entre a ZCPE e o alto de Touros, provocada por um deslocamento distensional entre as placas sul-americana e africana. Na Bacia da Paraíba, as depressões provocadas pela subsidência de alguns blocos foram preenchidas por sedimentos clásticos, inclusive recobrando o graben de Olinda. A região ao norte do alto de Mamanguape, até Natal, começou a receber sedimentação transicional devido ao início da transgressão marinha provocada pela continuidade de flexão da rampa.
- No Campaniano, a transgressão se instala em toda Bacia da Paraíba, devido à rápida subsidência da rampa. Durante o Maastrichtiano, ocorre uma calma tectônica, sendo depositada na Bacia da Paraíba os carbonatos plataformais. Na Bacia de Pernambuco, a partir do Turoniano, houve levantamentos epirogenéticos que foram responsáveis pela erosão que atingiu os sedimentos da fase rifte e as rochas da Suíte Magmática de Ipojuca, juntamente com movimentos distensionais que causaram a deposição da Formação Algodoads de idade ainda não definida.

Figura 7 – Modelo esquemático da evolução da Bacia de Pernambuco, ao sul da ZCPE, e da Bacia da Paraíba ao norte. 1-Rifte do Cupe, 2-Zona de Cisalhamento Patos, 3-Zona de Cisalhamento Pernambuco, 4-Alto de Tamandaré, 5-Graben de Olinda, 6-Graben de Piedade, 7-Granito do Cabo de Santo Agostinho, 8-Graben do Cupe, 9-Sub-bacia de Canguaretama, 10-Sub-bacias Alhandra/Miriri, 11-Sub-bacia Olinda, 12-Talude da Bacia da Paraíba, 13-Alto de Mamanguape, 14-Alto de Goiana. (Adaptado de Barbosa & Lima Filho, 2006 e Lima Filho *et al.*, 2005).



3.3 - Geologia da Bacia de Pernambuco

3.3.1 - Geologia Regional

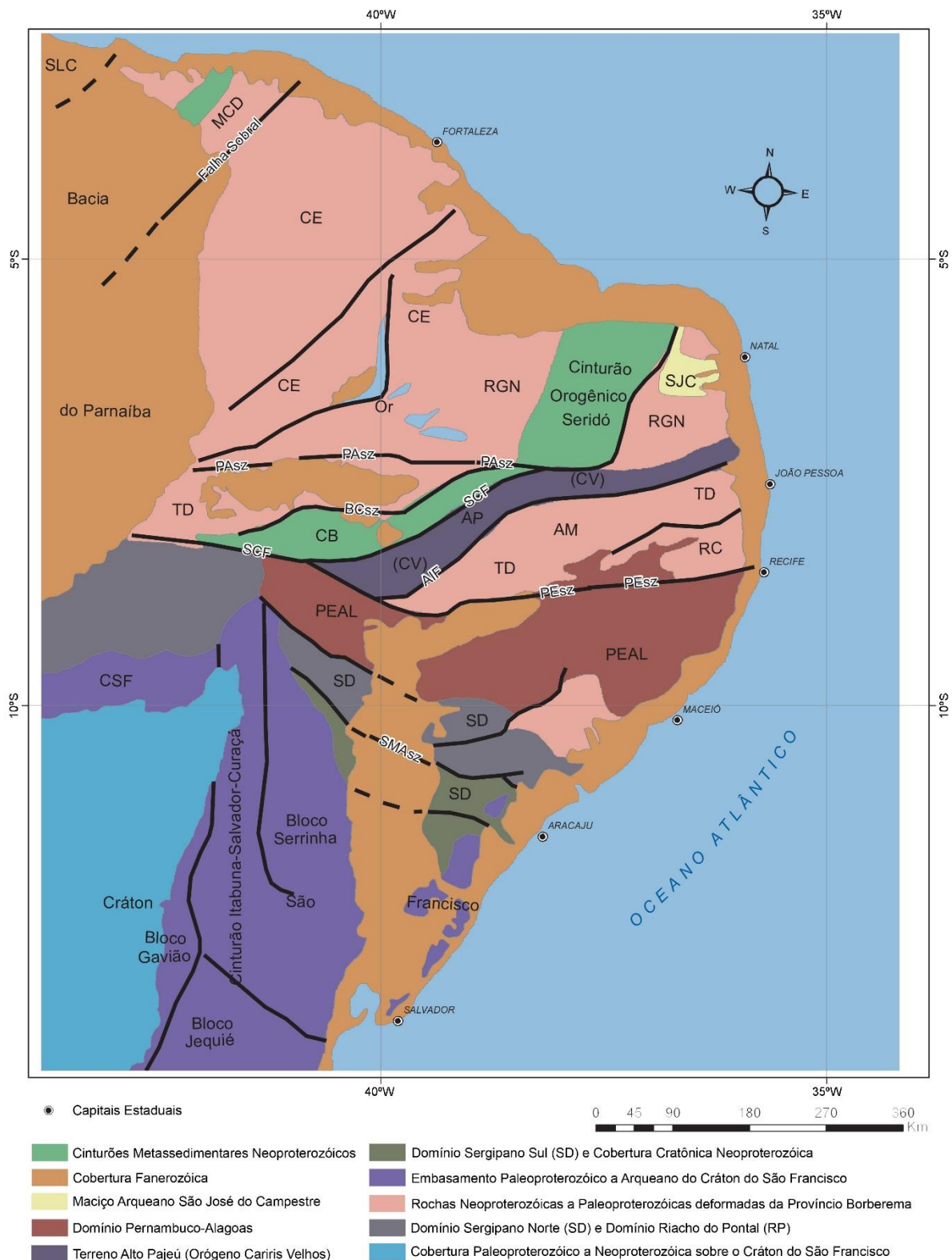
3.3.1.1 - Província da Borborema

A Província Borborema (Almeida *et al.* 1976; Brito Neves, 1975) está localizada na porção Nordeste da Plataforma Sul Americana (Fig.9) e foi, inicialmente, definida como uma hierarquia tectônica, constituída por maciços medianos, lineamentos e, sistemas ou faixas de dobramentos, estruturados durante a Orogênese Brasileira no final do Neoproterozóico (Van Schmus *et al.* 2008). Segundo Almeida *et al.* (1977), trata-se de um domínio geológico-estrutural, limitado ao sul pelo cráton do São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e, a norte e a leste, pelas bacias sedimentares da margem costeira. Por conseguinte, Santos & Brito Neves (1984) subdividiram o território da Província Borborema, fundamentados em domínios estruturais, definindo o Domínio Médio Coreá, Extremo Nordeste, Transnordestino ou Central, Cearense e Sergipano. Com a evolução do conhecimento, as determinações geocronológicas disponíveis na época (K-Ar e Rb-Sr), levaram alguns autores a considerar que o evento Brasileiro/Pan-africano (≈ 600 Ma) estaria superposto aos ciclos orogênicos mais antigos (principalmente o Transamazônico, ≈ 2 Ga), em algumas partes da província, como nos maciços (Van Schmus *et al.* 2008).

O presente trabalho adota a divisão proposta por Van Schmus *et al.* (2008) para os principais domínios da Província Borborema. Estes autores denominaram os grandes domínios da província da Borborema (Fig.9) da seguinte forma: Ceará, Médio Coreá, Pernambuco-Alagoas (PEAL); Rio Grande do Norte (Núcleo arqueano São José do Campestre); Riacho do Pontal; Sergipano; Transversal (Terrenos: Alto Pajeú; Alto Moxotó; Rio Capibaribe; Cinturões orogênicos Cachoeirinha; Cariris Velhos).

A Bacia de Pernambuco está inserida nos terrenos pré-cambrianos do Domínio Pernambuco-Alagoas (Van Schmus *et al.* 2008).

Figura 8 - Localização da Província da Borborema com os principais domínios e terrenos (Van Schmus *et al* 2008).



Domínios e Terrenos: CE, domínio Ceará; MCD, Domínio Médio Coreá; PEAL, Domínio Pernambuco Alagoas; RGN, Rio Grande do Norte (SJC, São José do Campestre); RP, Domínio Riacho do Pontal; SD, Domínio Sergipano; SFC, Cráton do São Francisco; SLC, Cráton do São Luís; TD, Domínio Transversal (AP, terreno Alto do Pajeú; AM, terreno Alto do Moxoto; CB, Cinturão Cachoeirinha; CV, Cinturão orogênico Cariris Velhos; RC, terreno Rio Capibaribe). Falhas e Zonas de Cisalhamento: AIF, Falha Afogados da Ingazeira;

3.3.1.2 - Domínio Pernambuco-Alagoas

O domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL) é limitado ao norte e ao sul por falhas de empurrão e em grande parte por gnaisses de alto grau, migmatitos e granitos brasileiros que atuaram como um grande maciço estrutural durante a deformação do Brasileiro tardio (Van Schmus *et al.* 2008). Este domínio foi originalmente identificado na Província Borborema (Brito Neves *et al.*, 1982) como "Maciço Pernambuco-Alagoas". Propôs-se que estes eram constituídos principalmente de embasamento gnáissico do Arqueano ao Paleoproterozóico (Transamazônico), com granitos intrusivos do ciclo orogênico Brasileiro. Também foi interpretado como um núcleo cristalino ('maciço') dentro da Província da Borborema (Van Schmus *et al.* 2008). Trabalhos subsequentes (Van Shmus *et al.* 1995; Silva Filho *et al.* 2002; Oliveira *et al.* 2006), sugeriram que o Complexo PEAL é uma colagem de várias unidades de diversas idades, e a idade modelo Sm-Nd de 1,0 a 1,55 Ga sugere que grande parte do protólito (incluindo as fontes de muitos plutons brasileiro) deve ser do mesoproterozóico ou mais recente (Silva Filho *et al.* 2002, 2005a, 2005b), embora que muitos gnaisses mostrem sua origem do Arqueano ao Paleoproterozoico tardio

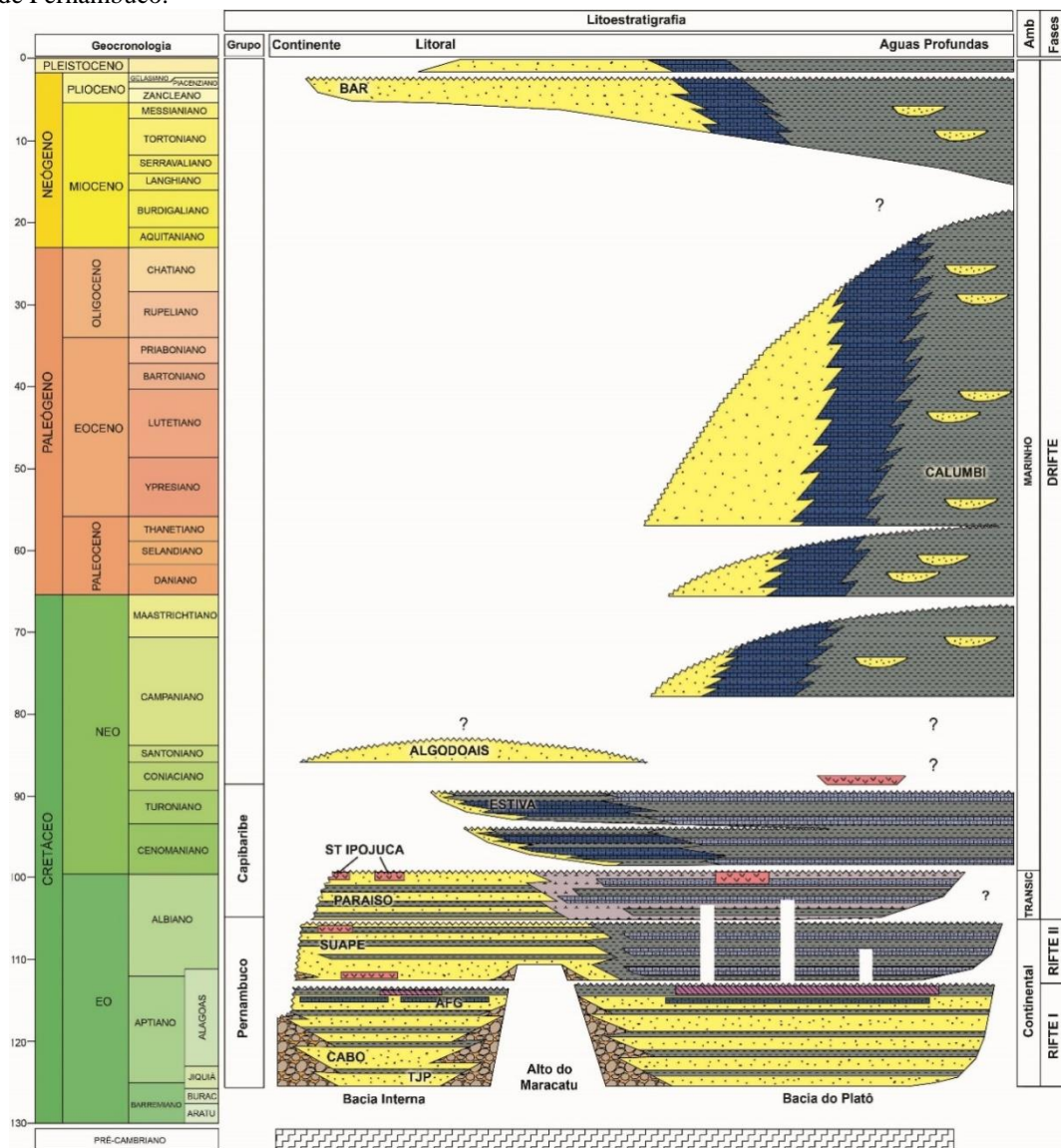
Assim, o domínio PEAL não representaria um terreno distinto lito-estratigraficamente, mas em vez disso, é composto por rochas semelhantes derivadas de alto-grau parecidas com as rochas do domínio Transversal (Van Schmus *etal.* 2008). Por essa razão, Van Schmus *et al.* (2008) passar a denominar o até então maciço PEAL como sendo Domínio PEAL. Desta forma Van Schmus *et al.* (2008) propõe que o Domínio PEAL seja formado por rochas plutônicas brasileiras: suíte Buique-Paulo Afonso; Suíte Águas belas-Canindé; suíte Ipojuca-Atalaia; suíte Marimbondo-Correntes e Batólito Garanhuns. Por gnaisses e complexos migmatíticos: Complexo Cabrobó; Complexo Belém do São Francisco, com idades que variam desde o Paleoproterozóico até o Brasileiro (Fig.8).

3.4- Geologia Local

A presente descrição da sucessão estratigráfica da Bacia de Pernambuco, principalmente focada no registro de seu preenchimento na porção emersa, tem como base a recente revisão proposta (Barbosa *et al.*, 2009; Maia, 2012; Barbosa *et al.*, 2014). Neste contexto a bacia apresenta um número maior de formações geológicas do que o que foi proposto em trabalhos anteriores (Alheiros 1988; Lima Filho, 1998; Almeida, 2005). O

presente trabalho adota a carta estratigráfica (Fig.9) proposta por Maia (2012) que inclui as formações: Cabo; Suape; Paraíso; Estiva; Algodoads; Calumbi e Barreiras.

Figura 9 - Carta Estratigráfica da Bacia de Pernambuco, segundo Maia (2012). Esta proposta considera as evidências reunidas pela autora na porção emersa, e por estudos sismoestratigráficos realizados na região do Platô de Pernambuco.



3.4.1 - Formação Cabo

A Formação Cabo corresponde ao intervalo aptiano da Bacia de Pernambuco e apresenta feições que sugerem a dominância de sistemas de leques aluviais de grande porte (Maia, 2012). Provavelmente, esses leques foram formados através do sistema de drenagem radial, responsável pelo preenchimento sedimentar da depressão formada pela bacia interna da Bacia de Pernambuco. Trabalhos recentes sugeriram que esta unidade apresenta em seu topo uma sedimentação relacionada a um ambiente mais árido. Esta unidade está relacionada à primeira fase de rifteamento registrada na bacia (Maia, 2012; Barbosa *et al.*, 2014).

A Formação Cabo apresenta em seu topo um conjunto de feições que sugerem a instalação de sistemas de *sabkhas* continentais na região da bacia interna, o que possivelmente foi influenciado por condições climáticas e tectônicas dominantes no final dessa primeira fase rifte. As ocorrências de gipsita e anidrita, e de enriquecimento de bário, no final do Aptiano, sugerem que essa condição evaporítica, está associada à existência de *playas* continentais, já que não ocorre nestes intervalos indícios de influência marinha (Maia, 2012, Maia *et al.*, 2012).

Da mesma forma, a ocorrência de depósitos carbonáticos intercalados aos depósitos conglomeráticos da Formação Cabo sugere a formação de lagos rasos que existiram no centro da bacia interna. Estes lagos recebiam a sedimentação das planícies aluviais durante o final dessa fase inicial do rifteamento. Além dos depósitos carbonáticos, algumas rochas da Formação Cabo apresentam formação de cimento calcítico e dolomítico de origem diagenética, que substituiu e preencheu a porosidade formada pela dissolução de grãos e de matriz nestas rochas (Maia, 2012; Maia *et al.*, 2012).

Maia (2012) propôs que os depósitos de conglomerados polimíticos e arenitos grossos arcoseanos da base da Formação Cabo poderiam ser tratados como um membro denominado Membro Tejipió, ao passo que o conjunto de estratos da porção superior, com intercalações carbonáticas e afinidade evaporítica poderiam ser tratados como um membro distinto, ao qual a autora denominou de Membro Afogados.

3.4.2 – Suíte Magmática Ipojuca

A Suíte Magmática Ipojuca (SMI) apresenta um caráter bimodal (Sial, 1976), e é composta por basaltos, traqui-andesitos, traquitos, riolitos, e por uma ocorrência conhecida de álcali-feldspato granito (conhecida como Granito do Cabo de Santo Agostinho). O pulso

magmático ocorrido na bacia teve seu principal pulso datado em torno de 102-105 Ma. (Nascimento, 2003), sendo utilizados os métodos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e traços de fissão em apatita nas rochas da SMI para determinação desses valor. As rochas vulcânicas ocorrem de forma discordante (diques) na Formação Cabo e de forma discordante (soleiras) e concordante na Formação Suape.

Algumas teorias em relação à origem da SMI indicam que esta tenha sido gerada por alguma anomalia térmica, *hot spot*, ou pluma (Sial, 1976; Nascimento 2003). Lima Filho (1998) sugeriu ainda que um vulcanismo, possivelmente terciário, afetou a bacia. Esse autor se baseou na existência de níveis alterados de material caulínico que ocorre em diversas localidades na bacia, capeando rochas Albianas da Formação Suape. A

3.4.3 - Formação Suape

Recentemente foi proposta uma nova unidade estratigráfica para a Bacia de Pernambuco (Barbosa *et al.* 2005), com base na divisão da Formação Cabo em duas formações distintas (Maia, 2012, Maia *et al.*, 2012).

A Formação Suape, de idade eo a meso-Albiana, representa a segunda fase rifte da bacia, e apresenta características que sugerem um domínio de sistemas fluviais, influenciado por clima possivelmente mais úmido, do que o que se passou para a Formação Cabo (Maia *et al.*, 2012). A base da Formação Suape ainda guarda evidências de pulsos tectônicos marcados pela presença de conglomerados, que dominaram a sedimentação da primeira fase de rifteamento (Maia, 2012). Contudo, a formação apresenta tendência de granodecrescência ascendente, com a formação de depósitos de arenitos finos e folhelhos formados por sistemas fluvio-lacustres na porção superior. É possível que durante a deposição da Formação Suape, na bacia interior, a drenagem tenha sofrido uma modificação, passando de radial para axial, embora a influência dos leques aluviais e da drenagem radial ainda tenha permanecido (Maia, 2012). Durante a deposição da Formação Suape ocorreu o magmatismo que deu origem a Suíte Magmática Ipojuca, o que proporcionou a intercalação de rochas sedimentares, vulcânicas (derrames) e piroclásticas.

A análise da mineralogia desta unidade indica uma maior irregularidade na distribuição de terrígenos nos corpos litológicos, o que sugere uma variação vertical maior dos depósitos, criada por mudanças no sistema deposicional (Maia, 2012).

3.4.4 - Formação Paraíso

A Formação Paraíso, foi proposta por Maia (2012), com base na análise de linhas sísmicas e no registro do poço 2 CP. Esta unidade teria idade neo-Albiana, e apresentaria dominância de depósitos continentais, terrígenos, mas a alteração na composição mineralógica, com diminuição na contribuição dos feldspatos, isto é corroborado pela análise bioestratigráfica/paleoambiental, sugere que esta recebeu influência marinha restrita, anterior à formação dos depósitos carbonáticos de ambiente marinho raso que caracterizam a Formação Estiva. Vale ressaltar que esta unidade está separada da Formação Suape por discordância, e que esta representaria a primeira sequência da fase pós-rifte da bacia, conforme Maia (2012).

Contudo a correlação desses dados com os dados de superfície é complicada devido à possibilidade de que parte dos depósitos referentes a Fm. Paraíso, posicionadas logo abaixo da Formação Estiva e acima da Formação Suape, sejam subaflorantes (Barbosa *et al.*, 2014). Além disso, o alto grau de alteração dos depósitos aflorantes dificulta a melhor interpretação, e distinção dos depósitos clásticos continentais.

3.4.5 - Formação Estiva

Amaral e Menor (1979), Lima Filho (1998), Lima Filho e Santos (2001) propuseram que os depósitos carbonáticos da faixa costeira da Bacia de Pernambuco representariam três pulsos transgressivos distintos e que, embora as fácies carbonáticas dominassem a deposição, ainda ocorriam associados níveis de folhelhos e arenitos calcíferos.

O primeiro pulso transgressivo seria caracterizado por calcários cinzentos esbranquiçados, de granulometria fina, sobrepostos a arcóseos e folhelhos possivelmente pertencentes à Formação Cabo, observados sobre as rochas da Suite Magmática de Ipojuca (Granito do Cabo) na região do Porto de Suape.

O segundo ciclo é formado por carbonatos marinhos com forte influência terrígena em direção ao continente, passando de calcários margosos para calcários com siliciclastos.

O último ciclo é constituído por calcários subaflorantes sobre as rochas da Suite Magmática de Ipojuca, sendo limitados no topo por uma superfície de erosão, designada como Pré-Barreiras por Amaral & Menor (1979) e Pré-Algoduais por Lima Filho (1998b) e Cruz (2002).

A idade da Formação Estiva foi determinada por associações palinológicas que seriam relativas ao intervalo do Albiano ao Santoniano (Lima Filho e Santos 2001).

3.4.6 - Formação Algodoads

A Formação Algodoads recobre de forma discordante os estratos das Formações Cabo Superior, da Suíte Magmática Ipojuca e da Formação Estiva, e é composta por arenitos e conglomerados mono a polimíticos com fragmentos de rochas vulcânicas retrabalhadas (Lima Filho, 1998).

Essa formação foi descrita por Rocha (1990) como sendo um membro da Formação Cabo, porém Lima Filho *et al.*, (1994) elevaram a unidade à categoria de formação. Segundo Lima Filho (1998) os depósitos desta unidade podem ser divididos em duas unidades: uma conglomerática com fragmentos de rochas vulcânicas e tufos, e a outra formada por arenitos arcoseanos. Esta formação engloba todos os materiais vulcânicos que foram afetados pela erosão pós-evento magmático, e que foram transportados por processos fluviais (Lima Filho, 1998). Cruz *et al.* (2003) estudaram também esta unidade e ressaltaram a ocorrência de arenitos e argilitos, que constituem uma fácies de canal fluvial e planície de inundação. As idades dos depósitos que compõem a Formação Algodoads ainda é motivo de debate, e alguns trabalhos propõem idades diferentes com base nas relações estratigráficas. Segundo Lima Filho (1998) e Barbosa e Lima Filho (2006) estas devem ter possivelmente uma idade pós-turoniana, pois a mesma encontra-se sobre os calcários da Formação Estiva, e seu limite superior deve chegar até o Neógeno (Lima Filho, 1998). A Formação Algodoads é capeada pela Formação Barreiras por uma discordância que é considerada por Lima Filho, (1998) como sendo um marco estratigráfico regional na faixa costeira.

Ainda de acordo com Lima Filho (1998) o topo da Formação Algodoads, unidade Tiriri, é marcado por um nível caulínico, que é associado por esse autor a um evento de vulcanismo tardio, possivelmente Terciário, porém de expressão menor do que o pulso que gerou a Suíte Ipojuca. Em alguns locais, a evidência desse vulcanismo é composta por corpos de riolito pórfiro, composto por feldspato e quartzo bipiramidal (Lima Filho 1998).

3.4.7 - Formação Barreiras

A Formação Barreiras completa a coluna estratigráfica da bacia capeando os depósitos cretácicos de forma discordante. Esta unidade está relacionada a existência de leques aluviais e

sistemas fluviais, que possivelmente gradavam para sistemas deltaícos (Rossetti & Truckenbrodt 1989, Rossetti *et al.* 1990, Rossetti 2000, 2001, 2006a, b, Netto & Rossetti 2003, Rossetti & Santos Jr. 2004). Sua variação faciológica compreende desde conglomerados até argilitos. Comumente apresenta estratificações cruzadas planares e acanaladas. Segundo autores mais antigos a idade dessa formação seria Plio-Pleistocênica (Beurlen, 1967a, 1967c; Mabesoone & Alheiros, 1988, 1993). No entanto, trabalhos recentes tem sugerido idade miocência (Arai *et al.* 1988, 1994, Arai 1997, Leite *et al.* 1997a, b).

3.4.8 - Cobertura Quaternária

Representada por terraços marinhos pleistocênicos, que ocorrem em cotas elevadas no interior do continente (marcando um importante evento transgressivo), e as extensas planícies aluvionares e sedimentos costeiros holocênicos.

CAPÍTULO IV

ROCHAS VULCANOCLÁSTICAS

4.1 - Introdução

Erupções vulcânicas apresentam dois produtos distintos e classificáveis de acordo com sua gênese, são eles as manifestações efusivas e as explosivas (Fig.10). As erupções efusivas são representadas por fluxo de lavas e domos, as vezes acompanhados de corpos intrusivos (diques, sills e criptodomos). O produto gerado por essas manifestações são rochas de textura coerente e/ou não particulada embora seja possível a formação em condições vulcanoclásticas do tipo autoclástica (*e.g.* auto-brechas)(Sommer *et al.* 2003).

As erupções explosivas podem gerar três tipos principais de depósitos piroclásticos primários: depósitos de fluxo (*pyroclastic flow*), depósitos de *surge* (*pyroclastic surge*) e depósitos de queda (*pyroclastic fall*), esses dois primeiros por se tratar de depósitos de fluxos podem ser classificados como Correntes de Densidade Piroclástica (PDC).

A forma particulada desses depósitos onde volumes expressivos de fragmento não consolidado (Tefra, vide tabela 2) se acumulam sofrendo posteriormente transporte e deposição após a erupção são classificados como depósitos vulcanoclásticos ressedimentados.

4.2 - Caracterização das erupções explosivas

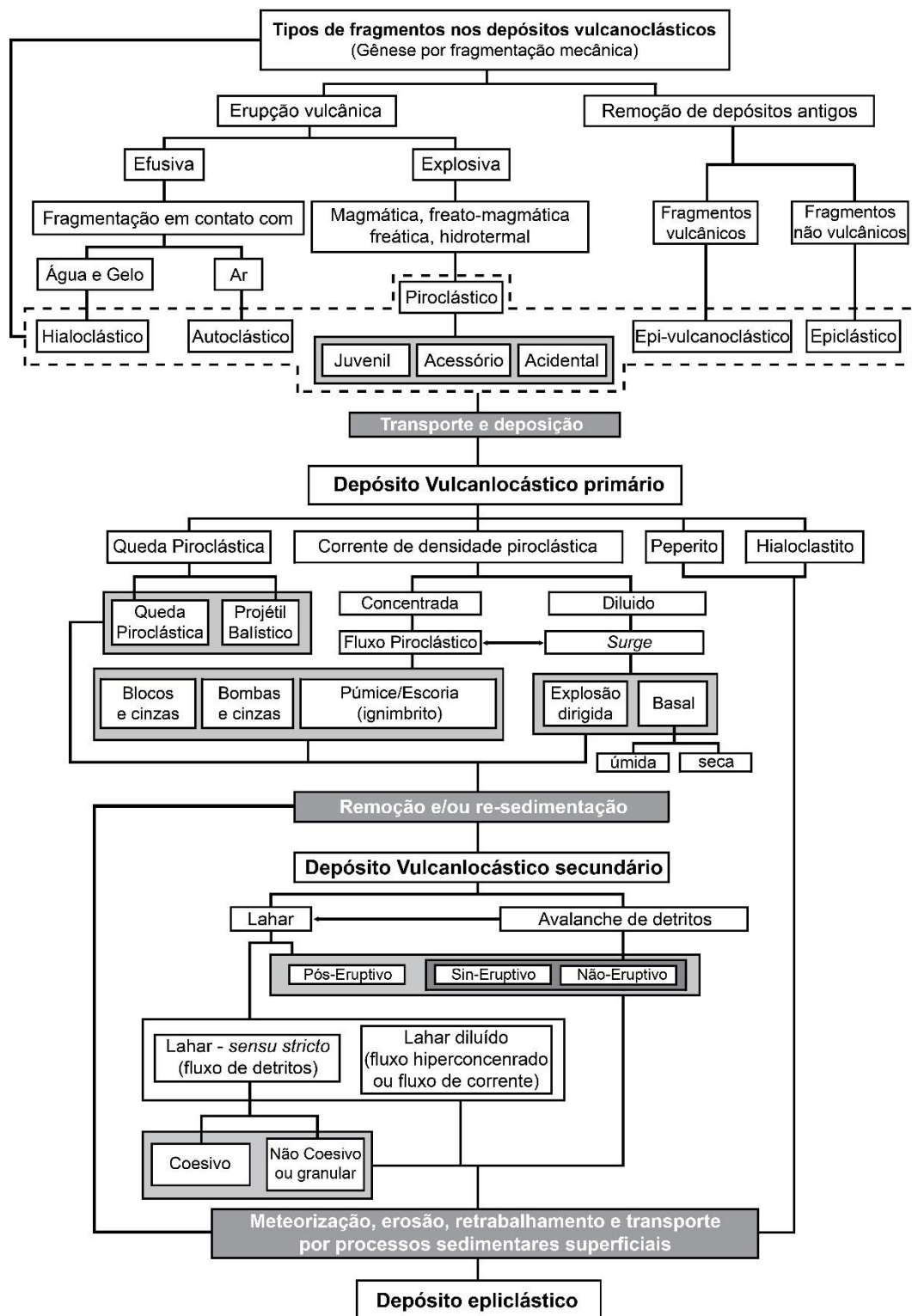
O vulcanismo explosivo é gerado por mecanismos de fragmentação quem envolvem o aquecimento rápido da água em condutos vulcânicos (erupção freática), a interação entre magma e água (freatomagmática) e atividade magmática com pequena participação de voláteis externos (magmática) (Sommer *et al.* 2003).

Segundo Cas & Wright (1987), as explosões magmáticas podem ser divididas em dois grupos onde o primeiro representa um espectro de aumento da dispersão e fragmentação: havaiano, estromboliano, subpliniano, pliniano e ultrapliniano. O segundo tipo é formado pelas erupções do tipo freatomagmática, *surtseyano* e freatopliniana. Nos chamados fenômenos hidrovulcânicos (freatomagmática e freatopliniana), grande parte da energia responsável pela erupção tem sua origem na interação do magma com as águas superficiais, subterrâneas ou gelo.

Erupções magmáticas consideradas “secas” (havaiano, estromboliano, subpliniano, pliniano e ultrapliniano e *surtseyano*) podem apresentar estilos diferentes de manifestações

ligados principalmente ao conteúdo de sílica no sistema, sendo melhor descritos por Cashman *et al* (2000) e Morrissey *et al.* (2000).

Figura 10 - Diagrama de classificação dos tipos de fragmentos que formam um depósito vulcanoclástico, e os tipos de depósitos vulcanoclásticos primários e secundários (adaptado de Murcia *et al.* 2013).



4.3 - Classificação de depósitos piroclásticos

Fisher (1961), Schmid (1981), Cas & Wright (1987), McPhie *et al.* 1993, Sommer *et al.* 2003 e Murcia *etal.* 2013 retratam as primeiras classificações dos depósitos piroclásticos (Tabelas 3 e 4). Esses depósitos são gerados diretamente da ação da atividade vulcânica explosiva, a partir da fragmentação de rochas e/ou magma, onde as partículas estão dispersas em meio fluido (gases quentes e vapores).

4.3.1 - Classificação litológica

De acordo com a IUGS a classificação litológica dos depósitos piroclásticos se baseia nos limites de tamanho de grão (tabela 4) e sua distribuição, nos tipos de fragmentos e grau de soldagem (Le Maitre, 1989; 2002). Apesar da natureza descritiva, essa classificação pode ser usada para discriminar genericamente os mecanismos de que produziram um depósito piroclásticos em particular. Os depósitos piroclásticos podem ser divididos em unimodais bem selecionados e polimodais pobremente selecionados (Fig.11 a). Os depósitos polimodais e mal selecionados contem piroclastos com mais de uma fração granulométrica, sendo mais apropriado uma nomenclatura que utilize combinações dos termos propostos para o depósito unimodais.

Baseado na composição dos fragmentos, os tufos e as cinzas podem ser subdivididos em cinza ou tufo vítrico; cinza ou tufo de cristal; cinza ou tufo lítico (Fig.11 a e b). Uma outra forma de classificação, também descritiva, é proposta para rochas constituídas pela mistura de piroclastos e epiclastos. Essa classificação proposta por Schmid (1981) considera um limite mínimo de 75% de piroclastos por volume, para classifica-lo como um depósito piroclástico. Ainda de acordo com esse autor, piroclastos é todo fragmento sólido ejetado diretamente da atividade vulcânica, sendo as misturas com conteúdo superiores a 25% de epiclastos agrupados como tufitos.

Tabela 2 – Relação dos principais termos utilizados na caracterização dos depósitos piroclásticos (segundo Fisher (1961); Schmid (1981); Cas & Wright (1987); McPhie *et al.* 1993 e Sommer *et al.* (2003).

TERMO	SIGNIFICADO/CONCEITO
a) piroclastos	Fragmentos gerados por fragmentação como resultado direto da ação vulcânica explosiva
b) piroclastos juvenis	Fragmentos oriundos diretamente do magma (essenciais)
c) piroclastos cognatos	Fragmentos originados da fragmentação de rochas vulcânicas co-magmáticas anteriormente formadas
d) piroclastos acessórios	Fragmentos oriundos de rochas encaixantes ejetadas explosivamente durante a erupção
e) piroclastos acidentais	Clastos englobados aleatoriamente durante o transporte
f) vitroclastos	Piroclastos oriundos da fragmentação de vidro vulcânico. A morfologia destes fragmentos (<i>shards</i>) é bastante variável: meia-lua, espículas, cúspides ou filamentos
g) cristoclastos	Fragmentos de cristais que podem ser originados a partir do próprio magma e são capturados no ato da cristalização. Como produto final tem-se cristais envolvidos nas bordas por material vítreo que podem ser originados, também a partir das rochas encaixantes
h) litoclastos	Fragmentos de rochas que normalmente são os componentes mais densos de um depósito. O tipo de composição mais comum é similar à do magma que sofreu a explosão; podem ser originados a partir do conduto vulcânico ou relacionados a outros de rocha
i) tefra	Termo coletivo para depósitos piroclásticos inconsolidados
j) epliclastos	Fragmentos que tenham sido liberados de qualquer tipo de rocha, por intemperismo ou erosão e transportados de seu local de origem: fragmentos: cristais, vidro e rocha
k) soldagem	Processo pós-deposicional que envolve a cimentação conjunta de fragmentos vesiculares e <i>shards</i> de vidro sob uma carga de compactação
l) <i>fiamme</i>	Clastos juvenis de vidro achatados em depósitos soldados (queda ou fluxo). Em muitos casos os <i>fiammes</i> resultam da deformação do púmice original em depósitos primários ou secundários não soldados, mas compactados por processos diagenéticos
m) esferulitos, litofises, textura micropoiquilitica	Feições indicativas de processos de devitrificação de alta temperatura em vidro vulcânico; os esferulitos que apresentam uma cavidade central. A textura micropoiquilitica é caracterizada pela presença de pequenos (<1mm) e irregulares cristais de um mineral, que envolvem completamente cristais pequenos de outras fases minerais.
n) perlito	Vidro vulcânico com abundância de fraturas curvas, suaves e normalmente concêntricas, que circundam núcleos bem preservados de vidro, indicando hidratação e rápido resfriamento do vidro vulcânico
o) foliações de fluxo	Estruturas planares decorrentes de fluxo laminar, principalmente lava e intrusões sin-vulcânicas. São definidas pela variação na composição, vesicularidade, cristalinidade, granulometria, abundância de esferulitos ou litofises, grau de devitrificação e cor. As foliações de fluxo ocorrem também em reoignimbritos e lava-like ignimbrito, sendo normalmente associadas aos processos reomórficos – envolvem o fluxo de massa secundário do depósito piroclástico, produzindo dobramentos e outras estruturas internas.
p) juntas colunares	Fraturas regulares que dividem a rocha em unidades prismáticas e alongadas, encontrado em lavas, diques, sills e depósitos vulcanoclásticos primários quentes; são decorrentes da contração que acompanha o resfriamento dos depósitos
q) acamamento gradacional	Estrutura indicando uma deposição a partir de fluxos de massa ou suspensão
r) laminação plano-paralela	Estrutura indicando deposições a partir de mecanismos de suspensão ou tração
s) estratificação cruzada	Estrutura indicando uma deposição por correntes de tração

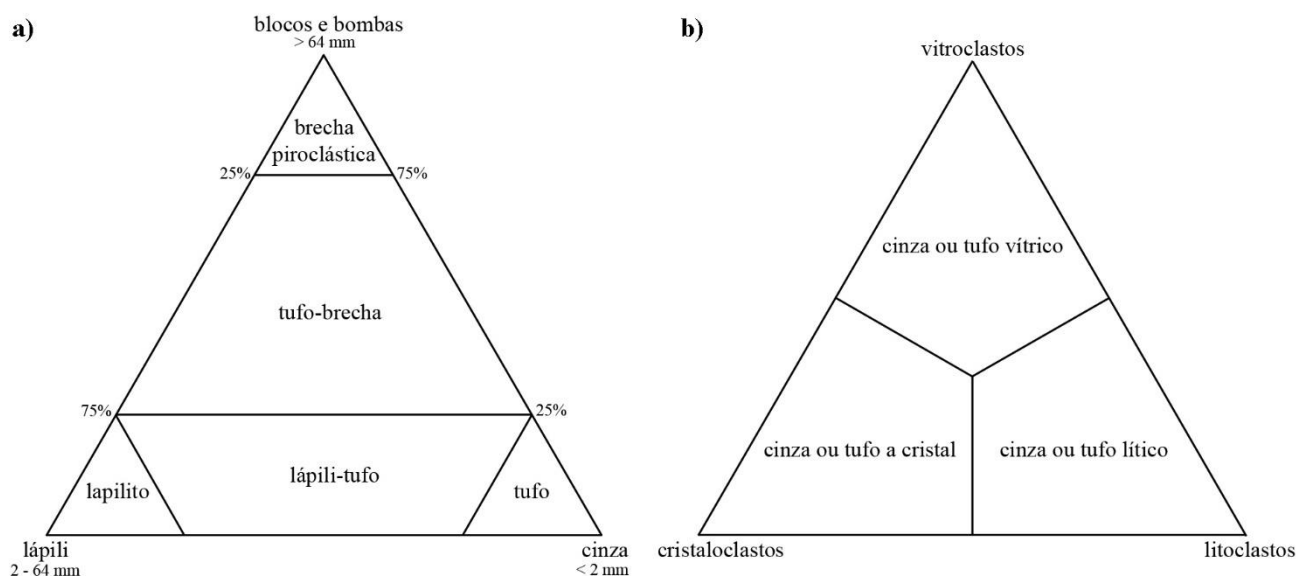
Tabela 3 – Descrição dos tipos de depósitos vulcanoclásticos (modificado Cas & Wright (1987); McPhie *et al.* 1993 e Sommer *et al.* (2003).

DEPÓSITO VULCANOCLÁSTICO	DESCRIÇÃO
Autoclástico	Depósito primário constituído de partículas (autoclastos) gerados por fragmentação não explosiva <i>in situ</i> de lavas ou magmas (autobrechação/fragmentação por resfriamento)
Piroclástico	Depósito primário formado por partículas (piroclastos) gerados por erupções explosivas e depositadas por processos vulcânicos primários (queda, fluxo, <i>surge</i>)
Ressedimentado sin-eruptivo	Depósito secundário, sin-eruptivo, formado a partir de rápida ressedimentação de piroclastos ou partículas autoclásticas, não modificadas texturalmente
Sedimentar vulcanogênico	Agregado contendo partículas derivadas por erosão, a partir de depósitos vulcânicos pré-existent e que não foram submetidos a um retrabalhamento significativo durante a deposição, e/ou que foram redepositados logo após a erupção

Tabela 4 - Classificação granulométrica de vulcanoclastos primários (Murcia *et al.* 2013).

Limite do diâmetro da partícula Mm	Classe do tamanho do vulcanoclasto primário
2048	Bloco/bomba grosso
1024	
512	
256	Bloco/bomba médio
128	
64	
32	Bloco/bomba fino (a)
16	
8	
4	Lapilli grosso
2	
1	
1/2	Lapilli médio
1/4	
1/8	
1/16	Lapilli fino
1/32	
1/64	
1/128	Cinza muito grossa
1/256	
1/512	
	Cinza grossa
	Cinza média
	Cinza fina
	Cinza extremamente fina

Figura 11 - a) Classificação granulométrica para depósitos piroclásticos primários polimodais (modificado de Fisher, 1966; b) Classificação de cinzas e tufo conforme a composição dos piroclastos (modificado a partir de Schmid, 1981).



4.3.2 - Correntes de densidade piroclástica (PDC) – “depósitos de fluxo (*pyroclastic flow*) e depósitos de *surge*”

Estudos recentes (Sulpizio *et. al.* 2014) adotam uma nova classificação para as rochas piroclásticas, agrupando os depósitos de fluxo (*pyroclastic flow*) e depósitos de *surge* (*pyroclastic surge*) em uma única classificação denominada Correntes de Densidade Piroclástica (PDC).

Correntes de Densidade Piroclástica (PDC) são uma mistura de dois componentes, partículas sólidas e uma fase fluida (gás). Se comportam macroscopicamente como correntes densas multifásica (fluxo piroclástico com mistura de partículas e gás) imersos num meio menos denso (fluido quase isotrópico: a atmosfera).

A fase sólida (partículas) e a fase fluida (gás) são os dois componentes formadores dos PDC, e a variação na quantidade de partículas e gás definem se um fluxo é dominado por fluido ou dominado por partícula. Dessa forma para o membro extremo dos PDC's dominados por fluidos podem ser descritos pelas leis da dinâmica dos fluidos (e.g. Huppert, 2006) e para o outro extremo, os PDC's dominados por partículas, podem ser descritos pelas leis física matéria granular (e.g. Bursik *et al.*, 2005). Entre os membros extremos dos PDC's, a física multifásica da dispersão de fluxos é muito complexa devido à grande variabilidade das propriedades físicas das fases sólidas e fluidas (e.g. Crowe 2006).

A transição entre os membros extremos (diluído e concentrado) consiste basicamente de dois membros de densidades diferente: a pluma flutuante Phoenix e o fluxo denso gradacional (e.g., Fisher, 1966; Dade & Huppert, 1996; Baer *et al.*, 1997; Branney & Kokelaar, 2002). O fluxo continuo é mais denso que a atmosfera e se move diretamente em contato com o substrato. Consiste na parte basal dominada pela interação partícula-partícula e uma parte sobreposta dominada por processos de tração e fluido turbulento (e.g. Cas & Wright, 1987). A pluma flutuante Phoenix ou pluma co-ignimbrito é menos denso que a atmosfera e se desloca convectivamente por flutuação (Dobran *et al.*, 1993; Sparks *et al.*, 1997a).

Uma vez que os PDC's são descritos como correntes de gravidade, a sua mobilidade (distância excêntrica *versus* diferença de altura a partir do depósito frontal) é fortemente controlado pela altura e pela massa da corrente geradora (energia potencial), eficiência da conversão dessa energia potencial para a cinética (perda de dinamismo devido ao atrito com o substrato) e a taxa de introdução do ar atmosférico. A taxa de consumo da energia cinética e o particionamento, taxa de transferência de massa para os depósitos piroclásticos controlam a dinâmica dos PDC's.

O câmbio entre o fluxo continuo e pluma Phoenix dependem da mudança da taxa de consumo de energia cinética, que por sua vez muda continuamente com o movimento. Os fatores que controlam a deposição dos PDC's são: i) inclinação que induz a sedimentação (Giordano & Dobran, 1994; Giordano, 1998; Bryan *et al.*, 1998; Macias *et al.*, 1998; Calder *et al.*, 2000; Denlinger & Iverson, 2001; Saucedo *et al.*, 2004); ii) o aumento da entrada de ar atmosférico se misturando com o PDC (Branney & Kokelaar, 2002); iii) características do substrato como saltos topográficos, rugosidade e massas de água, afetam os PDC's (Fisher, 1990; Carey *et al.*, 1996; Gurioli *et al.*, 2002).

A partir dessas considerações é possível concluir que a concentração volumétrica das partículas em um PDC é fundamental para determinar os parâmetros físicos do fluxo que são: velocidade, densidade e mecanismo de suporte dos clastos (Sparks, 1976; Middleton & Neal, 1989; Bonnetaze *et al.*, 1993; Hallworth & Huppert, 1998; Branney & Kokelaar, 2002; Taddeucci & Palladino, 2002; Cao *et al.*, 2003; Sulpizio *et al.*, 2007; Sulpizio & Dellino, 2008; Dellino *et al.*, 2010a) por que a concentração afeta a distribuição de massa e processos de atrito (consumo de energia).

A concentração de partículas na mistura piroclástica é função do estilo eruptivo (fonte piroclástica, colapso de domo, expansão radial do material pressurizado), quantidade de material sólido ejetado, da energia mecânica liberada pela fragmentação, queda de bloco

durante o transporte (Manga *et al.*, 2011; Campbell *et al.*, 2013), e a abundância de fragmentos acidentais (Sparks *et al.*, 1997b; Dingwell, 1998; Alidibirov & Dingwell, 2000; Buttner *et al.*, 2006).

OS PDC's podem ser fenômenos de curta duração (altamente instável) ou de longa duração (sustentado instável a quase uniforme) e são originados pela fragmentação magmática ou freatomagmática (e.g. Cas & Wright 1987; Carey, 1991; Branney & Kokelaar, 2002) (Fig. 12). A duração da corrente (sustentada vs transitório) depende tanto do volume total do fluxo quanto da vazão volumétrica na fonte, a depender do comportamento de deposição de um PDC. Esse último pode ser inferido a partir de análises sedimentológicas e descrição de litofácies (; Branney & Kokelaar, 2002; Sulpizio *et al.*, 2007, 2010a).

4.3.3 - Depósitos de Queda (*pyroclastic fall*)

Conforme descrito anteriormente (Cas & Wright 1987), as explosões magmáticas podem ser divididas em dois grupos onde o primeiro representa um espectro de aumento da dispersão e fragmentação: havaiano, estromboliano, subpliniano, pliniano e ultrapliniano (Figs. 13 e 14). O segundo tipo é formado pelas erupções do tipo freatomagmática, *surtseyano* e freatopliniana (Fig. 13 e 14).

Esses dois tipos de explosão tem elevado grau de fragmentação e com relação a sua composição são, respectivamente, básico a intermediário e ácido. De forma simples e com relativa implicação genética, os depósitos de queda podem ser divididos em: depósitos de queda de escória; depósitos de queda de púmice e depósitos de queda de cinzas.

Depósitos de queda de escoria são compostos em grande parte por magma basáltico e andesítico vesiculado. Estes depósitos são típicos da atividade explosiva do tipo havaiano e estromboliano. Próximo ao conduto, esses depósitos estão associados a respingos de lava e cone de escória. Podem ser muito grossos (dominando >64 mm) contento bombas de trajetória balística e bombas. Longe dos cones (fonte) os depósitos tendem a ser mais selecionados e normalmente com espessuras menos que 5 m.

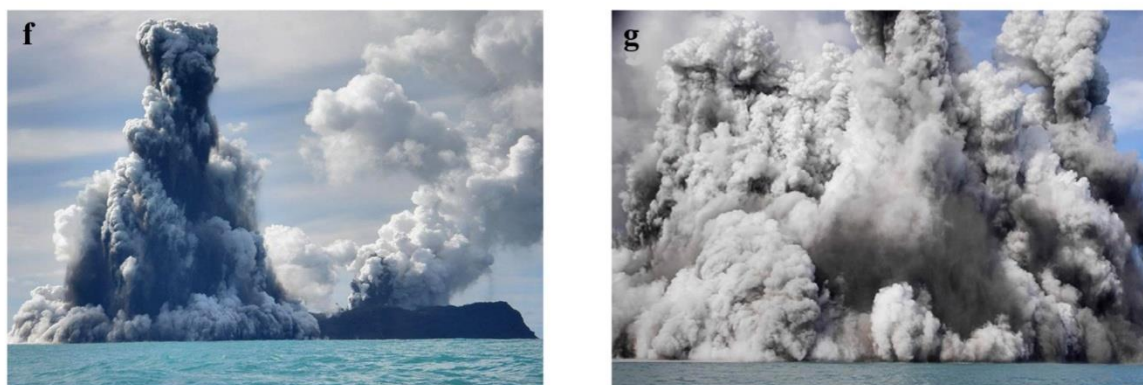
Depósitos de queda de púmice são compostos em grande parte por magmas de alta viscosidade (andesíticos a riolíticos e fonolíticos a traquíticos). Eles formam camadas muito dispersas e raramente ultrapassam mais que 10 m de espessura, porém próximo ao conduto essa espessura pode chegar até 25 m. próximo ao conduto, a predominância é de partículas maiores que 64 mm, e a composição desses depósitos é, em grande parte, de fragmentos líticos, púmice e bombas.

Figura 12 -. Exemplos da geração de PDC's a partir de diferentes mecanismos de eruptivos. a) Colapso de Domo do vulcão Soufrière Hills (foto do Montserrat Volcano Observatorywebsite); b) PDC's gerados pelo colapso parcial da coluna eruptiva, 23 de setembro de 1984, erupção do vulcão Mayon; c) PDC gerado pela explosão do domo, vulcão Soufrière Hills (foto do Montserrat Volcano Observatorywebsite); d) Expansão radial de um PDC gerado durante uma atividade freatomagmática, Capelinhos – Açores (foto da Universidade Estadual de San Diego website); e) Geração de PDC por explosão lateral, Vulcão Santa Helena (USGS website); f) PDC gerado pelo colapso contínuo da coluna eruptiva (foto de Dana Stephenson); g) Exemplo da geração de PDC por boiling over (foto de detalhe da parte f). Adaptado de Sulpizio *et al.* 2014

Fenômenos de curta duração (Transitório)



Fenômenos de longa duração (Contínuo)



Colapso contínuo da coluna

Ressurgência no vent e colapso (fervendo)

Depósitos de queda de cinzas podem ser formados em vários tipos de eventos vulcânicos. Esses depósitos tem em média espessura variando de 1 mm (próximo ao conduto) a menores que 1 mm (mais de 100 km de distância da fonte) para depósitos de queda de cinzas freatoplinianos.

Walker (1973) apresentou um esquema para classificação de depósitos de queda baseado na dispersão e grau de fragmentação (Fig.13).

4.3.4 - Depósitos Vulcanoclásticos Ressedimentados

De acordo com McPhie *et al.*(1993), é importante distinguir depósitos vulcanoclásticos ressedimentados, essencialmente os sin-eruptivos, dos depósitos pós-eruptivos (retrabalhados) uma vez que esse último não tem ligação genética com o vulcanismo ativo.

Depósitos piroclásticos ressedimentados sin-eruptivos ou depósitos autoclásticos tem grande importância para se estabelecer a composição, estilo eruptivo e proximidade da fonte do centro vulcânico além de serem excelentes indicadores do ambiente de deposição.

4.3.5 - Depósitos Sedimentares Vulcanogênicos

De acordo com McPhie *et al.*(1993), em ambientes vulcânicos, todos os depósitos superficiais (lava, depósitos piroclásticos soldados ou não-soldados, depósitos vulcanoclásticos consolidados, rochas não vulcânicas), estão sujeitos a ação do intemperismo físico e químico e da erosão. Novas partículas são então criadas por esses agentes e são denominadas de epiclastos

Da mesma forma intemperismo e erosão de depósitos primários vulcanoclásticos mal ou pouco soldados podem simplesmente fornecer piroclastos ou autoclastos originais fornecendo grande volume de partículas recicladas. Dessa forma, apenas uma fração dessas partículas são verdadeiramente epiclastos.

Em resumo, todas as partículas disponíveis para transporte e deposição geram depósitos misturados, e portanto, é mais correto caracteriza-los como depósitos vulcanogênicos sedimentar. Para distinguir depósitos vulcanogênicos ressedimentados de depósitos vulcanoclásticos sin-eruptivos se faz necessário que fique evidenciado um transporte significativo além de outros elementos que comprovem que a deposição definitiva é posterior a erupção.

Figura 13 - Diagrama de Fragmentação (F) *versus* Dispersão (D) para os diferentes tipos de depósitos de queda (adaptado de Walker 1973 e modificado por Wright *et al.* 1980).

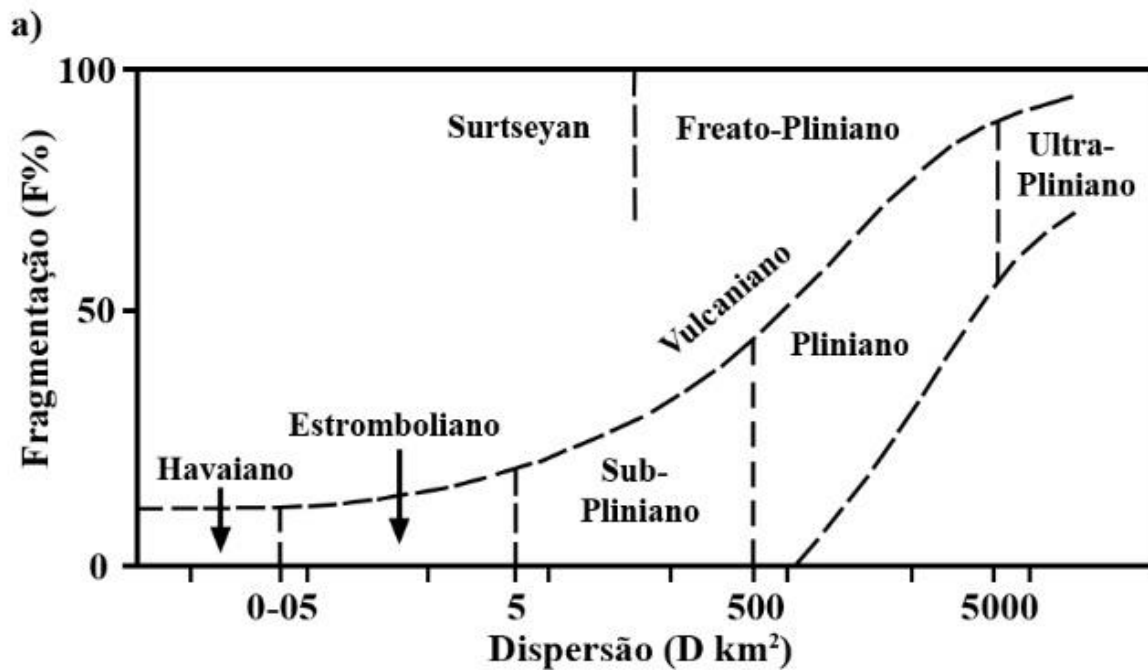
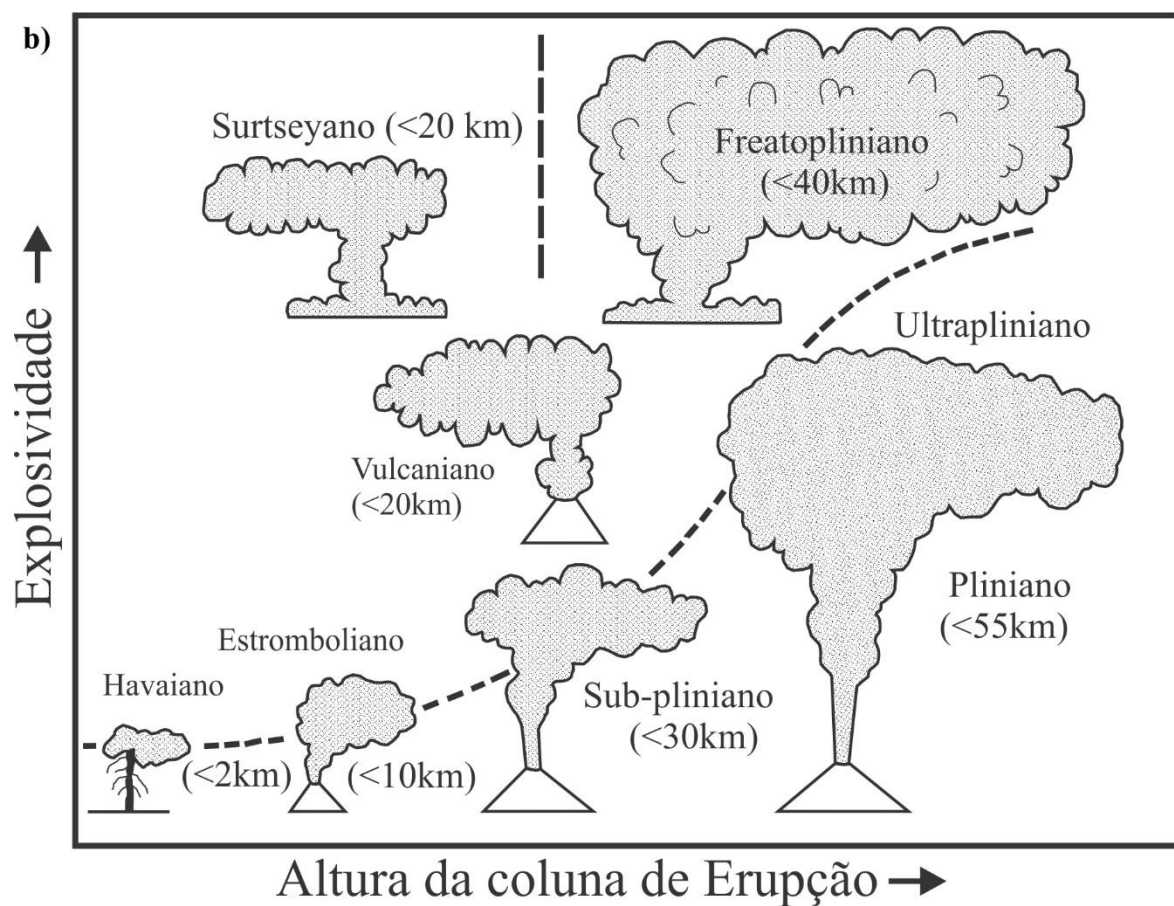


Figura 14 - Figura explicando (D-F) em termos da altura da coluna de erupção *versus* explosividade (modificado de Cas & Wright 1987).



Critérios como transporte, modificação das formas primarias dos clastos, arredondamento, ampla mistura de partículas não-vulcânicas com vulcânicas, alteração mineral e associação com fácies sedimentares não vulcânicas são de extrema importância na hora de caracterizar tais depósitos. Sedimentos vulcanogênicos são bem descritos em terrenos vulcânicos subaéreos onde o intemperismo e erosão são fortemente ativos após as erupções. Esses terrenos incluem ainda um amplo espectro de ambientes sedimentares (fluvial, aluvial, lacustre, litorâneo) e erupções podem afetar a sedimentação em terrenos não-vulcânicos vizinhos (tabela 5), além da plataforma *offshore* submarina e águas mais profundas. A Tabela 5 mostra os principais meios de transporte para as rochas piroclásticas, sedimentares vulcanogênico e vulcanoclásticos ressedimentados.

Tabela 5-Principais mecanismos de transporte que controlam a deposição dos depósitos vulcanossedimentares (adaptado de McPhie *et al.* 1993).

Gênese	Mecanismo de transporte dominante		
	Fluxo de massa	Tração	Suspensão
Depósitos piroclásticos primários	Fluxos piroclásticos	<i>Surge</i>	Queda e queda em água
Depósitos ressedimentares sin-eruptivo vulcanoclástico e depósito sedimentar vulcanogênico	-Correntes de turbidez -Fluxos de detritos e lama -fluxo de grãos - fluxo de grãos de densidade modificada -deslizamentos, avalanche de detritos	-correntes fluviais e superficiais subaquosas -ondas	-suspensão associado com fluxo de massa -suspensão hemipelágico

4.4 - Rochas Vulcanoclásticas da Bacia de Pernambuco

Os primeiros trabalhos que descrevem a manifestação piroclástica na Bacia de Pernambuco remetem a Gava *et al.* (1983) e Rocha (1990). Lima Filho *et al.* (1996) descrevem ainda uma outra ocorrência como sendo: um fluxo hidroclástico composto por conglomerados essencialmente vulcânicos. Nesse mesmo trabalho são descritos ainda depósitos originados por processos secundários ou vulcanoclásticos localizados nos arredores do Engenho Água Fria caracterizados por arenitos conglomeráticos intercalados a sedimentos finos que variam entre 1,5 e 3 m de espessura com colocação amarelada, contendo seixos de quartzo, feldspato e de rochas vulcânicas que variam de subarredondados a subangulosos e normalmente apresentam estratificação cruzada. Esses autores propõem que esses depósitos sejam do tipo sedimentares vulcanogênicos.

Lima Filho (1998), descreve um ignimbrito constituído por clastos de minerais (quartzo, plagioclásio, microclina) e clastos de rochas (quartzitos, rochas efusivas, hipabissais, plutônicas e metamórficas), com matriz fanerítica fina de material

argiloferuginoso. Esses ignimbritos ocorrem nas proximidades do Engenho Saco e sua melhor exposição ocorre na pedreira do Grupo João Santos.

Ainda de acordo com Lima Filho (1998), essas rochas apresentam matriz fina de cor cinza, envolvendo fragmentos de rochas de origem ígnea (granitos, riolitos, traquitos), sedimentar (rochas carbonáticas) e metamórficas (xistos, gnaisses, etc.). também ocorrem fragmentos de minerais como o quartzo e K-feldspato. Os fragmentos variam de subangulosos e arredondados variando de milimétricos a centimétricos.

O autor descreve ainda fluxos piroclásticos onde ele retrata uma rocha de aspecto conglomerático de distribuição granulométrica polimodal, sem matriz, oligomítico, com seixos e calhaus de rocha vulcânica (basalto/traquito).

De acordo com Nascimento (2003), os ignimbritos do Engenho Saco, apresentam matriz fina, de composição riolítica, que engloba lamelas de biotita bem como fragmentos de cristais de plagioclásio, quartzo, opacos, zircão e microclina. Também estão presentes fragmentos líticos, rochas do embasamento Pré-Cambriano (gnaisse e granitos), como de vulcânicas (riolitos, traque-andesitos e púmice), sendo classificados como tufos vítricos.

CAPÍTULO V

CARACTERIZAÇÃO DA ROCHAS VULCANOCLÁSTICAS DA BACIA DE PERNAMBUCO

5.1 - Introdução

Conforme discutido acima, as rochas vulcanoclásticas da Bacia de Pernambuco, permaneceram por muito tempo à margem dos estudos realizados nessa bacia. Seu alto grau de alteração aliado a dificuldade em reconhecê-las, a falta do conhecimento específico sobre o assunto, entre outros fatores, fizeram com que essas rochas tivessem pouco estudo sobre sua origem e características.

5.2 – Litofáceis

A partir dos perfis estratigráficos realizados nos quatro afloramentos pertencentes a classe das rochas vulcanoclásticas, foram identificadas nove litofácies (Tabela 6) que compõem as associações de fácies características dessas rochas. As litofácies foram adaptadas do adaptado de Miall (1996).

5.3 - Litotipos da Bacia de Pernambuco

Esta seção aborda os afloramentos de rochas vulcanoclásticas encontrados ao longo da faixa costeira da Bacia de Pernambuco. Afim de uma melhor compreensão acerca dessas rochas, essa seção respeitará a classificação para rochas vulcanoclásticas descrita no capítulo III.

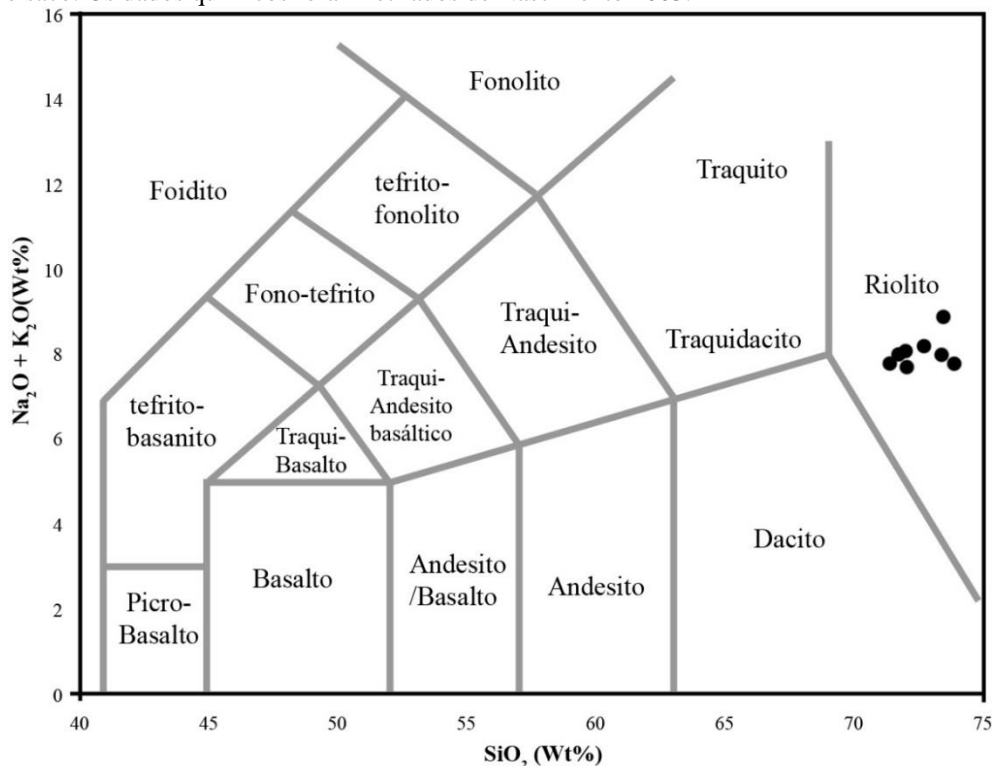
5.3.1 – Depósitos de Fluxo Piroclástico

Localizado nas proximidades do Engenho Saco, o afloramento FS-01 possui sua melhor exposição na pedreira do Grupo João Santos. A cava da mina possui um comprimento de aproximadamente 400 m por 200 m de largura. A mina é composta por uma rocha de aspecto brechoso, matriz fina e fragmentos de rocha de diversas origens (tabela 7). A química dos *fiammes*, componente utilizado nesse tipo de rocha para inferir sua natureza geoquímica, reflete uma composição riolítica (Fig. 15), os dados químicos foram retirados de Nascimento 2003.

Tabela 6 – Litofácies das rochas vulcanoclásticas da Bacia de Pernambuco.

Fácies	Litologia	Estrutura	
Fácies Flha	camadas heterolíticas de silte e areia fina, moderadamente selecionadas	laminação plano-paralela	
Fácies Flhaa	camadas heterolíticas de arenitos grossos e argilitos	estratificação plano paralela	
Fácies Fsm	argilitos e siltitos	laminação plano-paralela	Pode apresentar metamorfismo de contato devido a intrusão de rochas vulcânicas
Fácies Pdc	rochas brechosas (ignimbritos), mal selecionadas, com blocos rochosos arredondados a subangulosos, com matriz de composição vítrea e coloração cinza, piroclastos juvenis (<i>fiammes, shards</i>)	Maciço	
Fácies Sm	arenito médios, maciços, de coloração cinza e vermelha, contendo fragmentos de feldspato	Geometria tabular	
Fácies Smc	arenito médios de coloração cinza e vermelha, contendo fragmentos de feldspato	Geometria tabular	Podem conter fragmentos de rocha vulcânica
Fácies Smg	arenito médios a grossos	Maciço	
Fácies Smv	matriz arenosa e abundantes fragmentos de rochas vulcânicas (basaltos, traquitos, riolitos, púmice, etc) variando de arredondados a subangulosos, mal selecionados. Variam de lapilli grosso a bomba média. Algumas vezes apresentam fragmentos do embasamento.	Maciço	
Fácies Vc	derrames vulcânicos efusivos, e.g. Basaltos, Riolitos, traquitos		

Figura 15 – Diagrama total álcali-sílica (TAS) Le Maitre (1989), mostrando a natureza riolítica dos ignimbritos do engenho saco. Os dados químicos foram retirados de Nascimento 2003.



Macroscopicamente a rocha apresenta aspecto brechoso, matriz é fina, de coloração cinza (Fig. 18c), muito embora exista variação na coloração da matriz devido a ação do intemperismo. Estão presentes piroclastos acessórios de granitos, gnaisses e traquitos (Fig. 16f). O piroclasto cognato é identificado na forma de litoclastos de riolito (Fig. 16a). Ainda é possível distinguir os *fiammes*, caracterizando a textura eutaxítica (Figs. 16 C e E), além de espaços porosos, essas rochas representam a fácies Pdc. Foram identificados diversos piroclastos na fração cinza extremamente fina (Argilominerais) descritos mais adiante neste capítulo.

Petrograficamente a rocha é composta por uma matriz fina de piroclastos das mais variadas origens, sendo composta por: cristais de biotita, de plagioclásio, quartzo, opacos, nefelina, granada, microclina, púmice e *fiammes* (Figs. 16 a, b, c e d). Os piroclastos acessórios identificados são descritos como fragmentos líticos tanto de rochas do embasamento Pré-Cambriano (gnaisses e granitos) como de vulcânicas (traquitos), além de rochas sedimentares (Fig. 16f). Os fragmentos de riolitos são considerados por esse trabalho como sendo litoclastos. A morfologia desses piroclastos indicam um grau de arredondamento que varia de anguloso a subarredondado. O grau de arredondamento indica que houve

transporte desses piroclastos acessórios antes da deposição dessa corrente de densidade piroclástica.

De modo geral, essas rochas, mostram o predomínio da matriz (aproximadamente 20-30 %). Considerando os fragmentos como um todo, de acordo com a classificação de cinzas e tufos (modificado de Schimd 1981, fig. 11b) eles podem ser classificados como tufos vítricos, devido a abundância de púmice e *fiammes*, e também à quantidade importante de fragmentos de cristais. Os clastos do embasamento não ultrapassam 10%. Com respeito aos componentes vulcanogênicos, há o predomínio de fragmentos de vidro juvenil na forma dos *fiammes*.

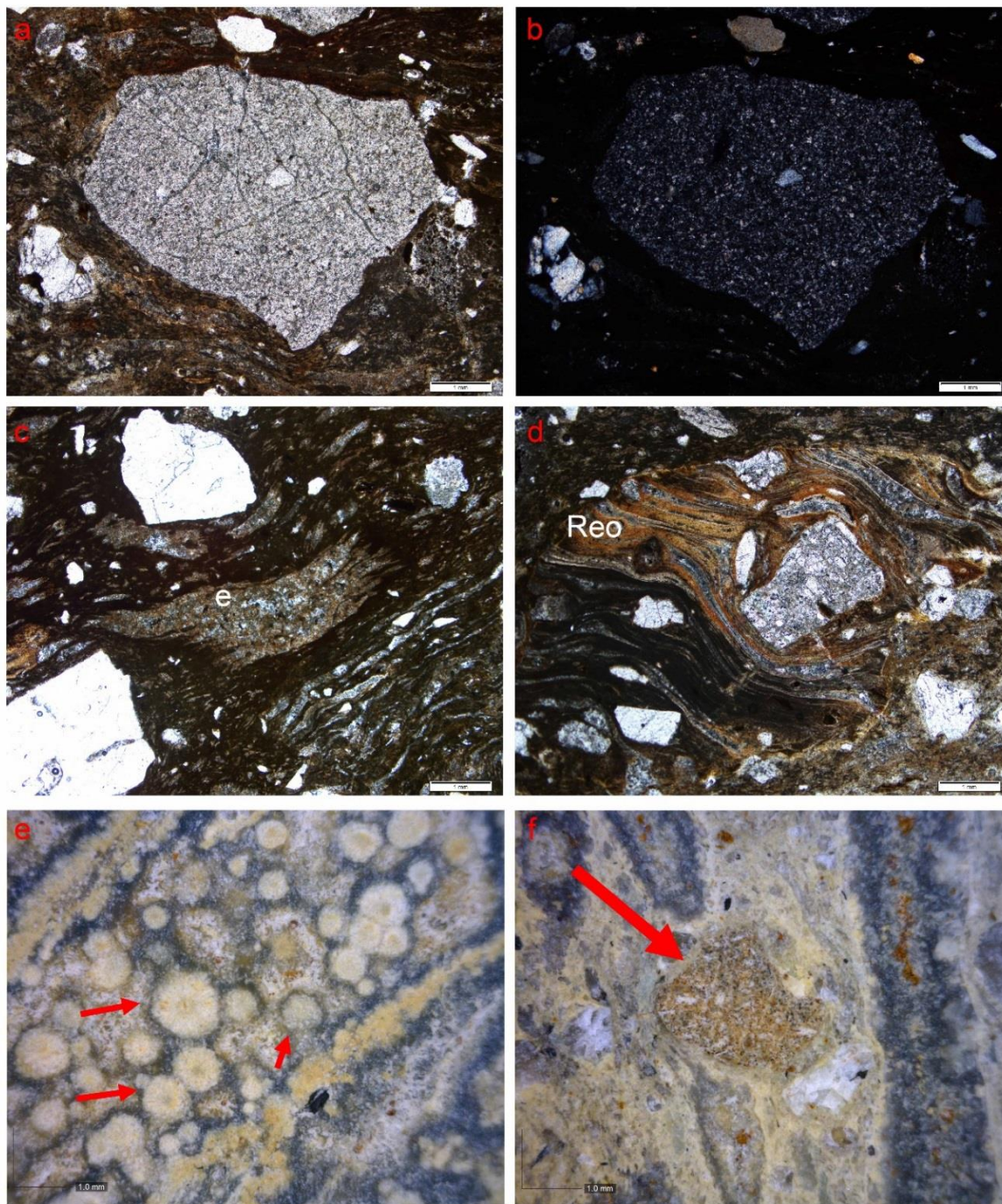
Tabela 7 – Principais piroclastos encontrados nos depósitos de fluxo piroclástico do Engenho Saco.

Piroclastos juvenis	<i>Fiammes</i> , púmice
Piroclastos cognatos	Não identificado
Piroclastos acessórios	Granitos, Gnaisses, Traquitos
Piroclastos acidentais	Não identificado
Vitroclastos	Não identificado, provavelmente devido a intensa compactação sofrida por essas rochas
Cristaloclastos	Microclina, biotita, granada e Nefelina
Litoclastos	Riolitos

Essas rochas apresentam a típica textura eutaxítica, bem desenvolvida, sendo distinguidos tanto em escala de afloramento, amostras de mão (Fig. 16e), e seções delgadas, clastos juvenis de *fiammes* (Fig. 16 c, d e E). Não existe evidência de fluxo secundário, porem foi identificado um piroclasto que pode ser do tipo cognato, mostrando a textura parataxítica (Fig. 16d). Essa textura indica reomorfismo, e provavelmente esse piroclastos pertence a algum evento anterior a formação das rochas do Engenho Saco. De maneira geral, a ausência da evidência de fluxo, indica que esses depósitos de fluxo piroclástico não são reomórficos (Branney & Kokelaar 2002).

O esquema de Smith (1960) foi usado para interpretar a intensidade da soldagem para essa sucessão ignimbrítica considerando a idade e a preservação textural do depósito. Esses ignimbritos são densamente soldados, baseando-se no fato de que os *fiammes* são tipicamente achatados (Fig. 16 c e 18c) e ausência de espaço poroso. Essa densa soldagem, representada pelos *fiammes*, está registrado em todo o afloramento, não havendo variação vertical de fácies, portanto a sucessão inteira é totalmente soldada. Grande parte desses *fiammes* apresentam esferulitos (Fig. 16 E e 18 A e B), que indica um processo de devitrificação a alta temperatura. “Shards” de vidro juvenil (*fiammes*) deformados são indicadores importantes de soldagem primária (Smith 1960; Cas & Wright 1987).

Figura 16 – Fotomicrografia: a) fragmento de granito (aumento de 5x, polarizadores paralelos); b) (polarizadores cruzados); c) *fiamme* com terminação em pluma evidenciando a textura eutaxítica (aumento de 5x, polarizadores paralelos); d) fragmento de ignimbrito reomórfico (Reo) com textura parataxítica (aumento de 5x, polarizadores paralelos). Fotografia em lupa binocular: esferulitos (setas vermelhas) em *fiamme* evidenciando o processo de devitrificação (aumento de 60x); f) fragmento de traquito alterado (seta vermelha) (aumento de 60x).



Os clastos juvenis mesoscópicos são variáveis em comprimento (de mm a alguns poucos centímetros), representando de 15 a 20 % da rocha. A abundância de fenocristais (5%) e a morfologia dos clastos juvenis vão desde euédricos a *fiammes* achatados. Os cristais não apresentam achatamento, indicando que são menos susceptíveis a compactação, como descrito por Gifkins et al. (2005).

Com relação a textura da matriz, o processo de alteração causou a perda parcial ou completa das texturas, e a identificação da textura primária tanto em escala meso quanto micro fica difícil.

O estudo desses depósitos de fluxo piroclástico mostram que eles ainda preservam características primárias consistentes, a soldagem, indicativo de que esses depósitos estavam quentes (e.g. Smith 1960; Freundt & Schmincke 1995; McPhie & Hunns 1995; Branney & Kokelaar 2002), onde: a) *fiammes* apresentam grande variação em relação ao tamanho; b) a terminação desses *fiammes* apresentam-se na forma de pluma; c) *shards* juvenis fundidos e deformados viscosamente; d) compactação do depósito e perda de porosidade, mostrado pela deformação viscosa dos fragmentos juvenis; e) ausência de vesículas não deformadas. Além disso, ocorrem ainda: soldagem em todo o depósito (incluindo o afloramento FS-02). Tudo isso é consistente com a soldagem sin e pós-colocação (Freundt & Schmincke 1995; Branney & Kokelaar 2002).

Portanto, foram produzidas durante e após a colocação desses PDC's, ainda quentes, facilitando a deformação viscosa e por consequência o achatamento e deformação dos *shards*, formando a textura eutaxítica. O processo de soldagem no corpo como um todo concomitante com a redução do espaço poroso permite uma maior preservação do ignimbrito e sua texturas primárias.

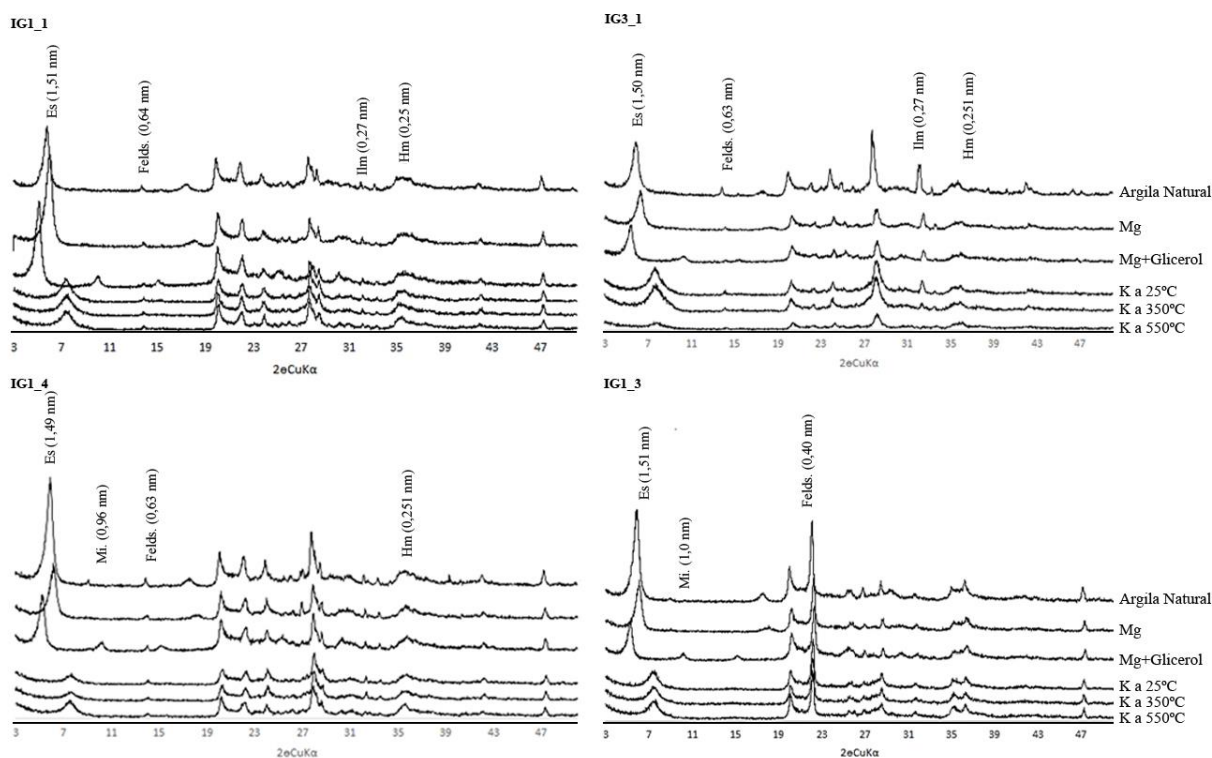
Ainda com relação ao grau de soldagem, uma característica da análise desse processo é a descrição e interpretação do estado térmico do depósito. Uma forma de fazer isso é classificando o depósito quanto a sua forma de resfriamento. Smith (1960) e Fisher & Schmincke (1984), classificam como simples ou composto a forma como um corpo ignimbrítico se resfria. Um resfriamento simples é composto por uma sucessão de rochas ignimbríticas formada por um único, ou sucessivos pulsos de fluxo piroclástico, que resfria rapidamente como uma unidade térmica, com temperatura uniforme e sem evidências de pausa no resfriamento. A ausência de pausa na deposição das rochas do Engenho Saco, é evidenciada pela conformidade vertical da seção, não havendo quebra no registro litológico, indica que houve um resfriamento concomitante em todo o depósito. Dessa forma, a

deposição dos ignimbritos do Engenho saco são interpretados como uma única unidade de resfriamento.

Conforme descrito anteriormente, foram identificados diversos piroclastos na fração cinza extremamente fina (Argilominerais) (Fig. 16f). Esses piroclastos estão distribuídos de forma homogênea em todo o depósito ignimbrítico do Engenho saco, compreendendo cerca de 10% do volume total. A figura 16f mostra o que parecem ser microlitos de feldspato, porém devido a fração que se encontra esses piroclastos não foi possível a determinação se sua natureza nas seções delgadas. Dessa forma, foram feitas análises de difratometria de raios-x (DRX) para identificação desses argilominerais.

Foram separadas quatro amostras (IG1_1, IG1_3, IG1_4 e IG3_1) desse material e analisadas pela técnica de DR-X. todas as quatro amostras (Fig. 17) relevaram a presença de esmectita, plagioclásio, hematita e ilmenita. Essa mineralogia em conjunto com a análise das amostras em lupa (Fig. 16f) permitiu concluir que se tratam de fragmentos de traquitos que foram alterados devido a ação do intemperismo. Os detalhes sobre o processo de alteração serão discutidos no Capítulo VII.

Figura 17–Difratogramas das amostras IG1_1, IG1_3, IG1_4 e IG3_1 com os respectivos tratamentos para determinação de minerais expansíveis. Picos em nanômetros. Legenda: Esmectita (Es), Feldspato (Felds), Micas (Mi), Ilmenita (Ilm) e Hematita (Hm).



Distante algumas centenas de metros da pedreira Engenho Saco, encontra-se o afloramento (FS-02) de ignimbritos (Figs. 18c e 26) pertencentes ao mesmo evento. Essas rochas encontram-se fortemente fraturadas e cortadas por diques de riolito (Fig. 26) que aproveitaram essas estruturas (N-S e L-W). Tanto os ignimbritos quanto os riolitos, encontram-se fortemente alterados por processos de intemperismo.

Em termos petrográficos, os ignimbritos na Vila Saco (FS-02) são semelhantes aos do Engenho Saco. A única diferença notada entre as rochas do afloramento FS-01 e FS-02 é que a quase a totalidade dos *fiammes* apresentam esferulitos (Fig. 18 a e b) enquanto no afloramento FS-01 apenas uma parte dos *fiammes* apresentam essa textura. Tal fato pode estar relacionado a presença dos diques de riolito, porém se faz necessário um estudo mais detalhado.

5.3.2 – Depósitos Sedimentares Vulcanogênicos

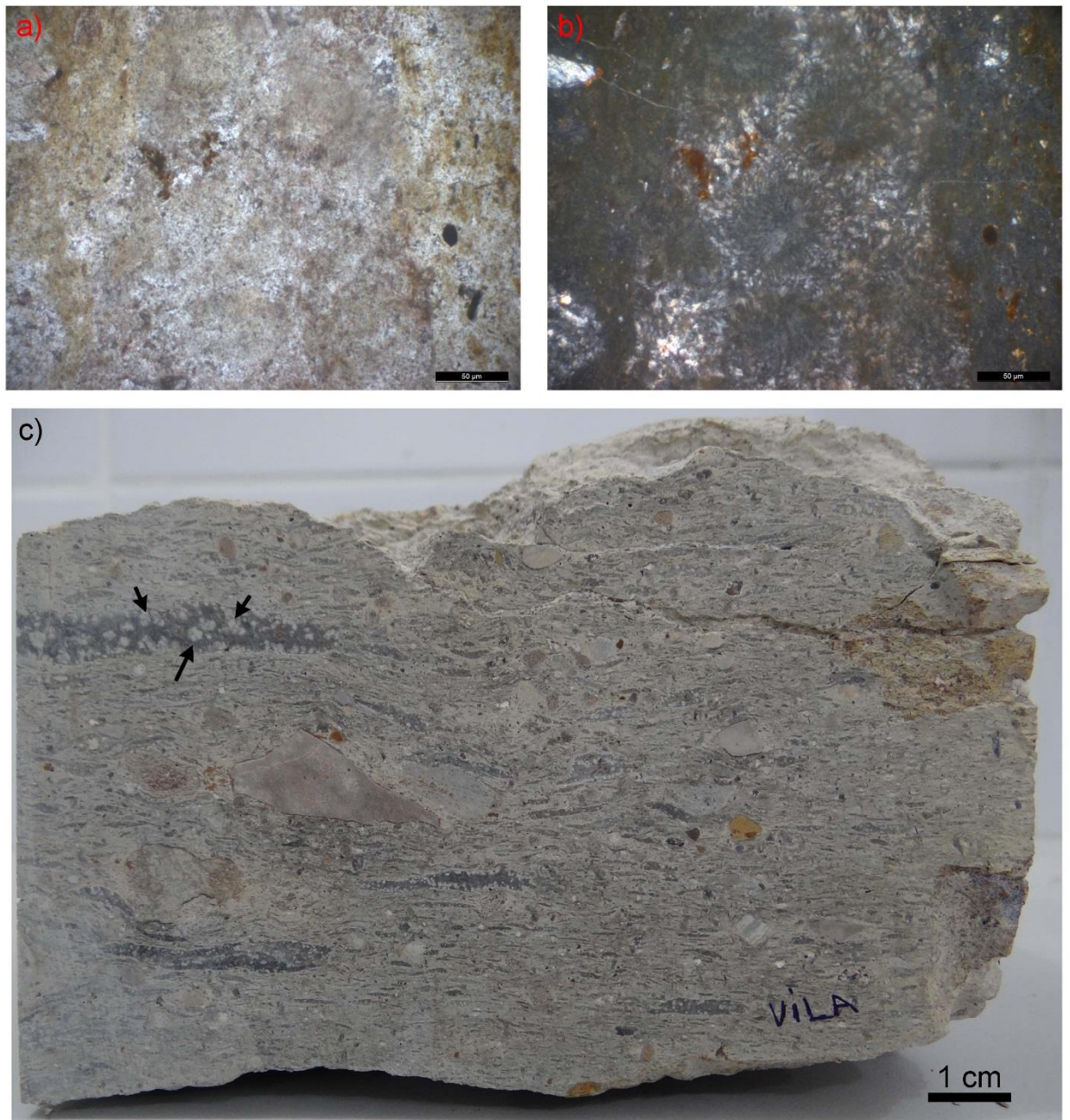
Foram selecionados dois afloramentos (FS-03 e FS-04) que melhor representavam os depósitos sedimentares vulcanogênicos. O primeiro afloramento (FS-03) encontra-se localizado dentro do complexo industrial de Suape, entre às rodovias PE-009 e a PE-060, por trás da Refinaria Abreu e Lima. O afloramento FS-03 tem cerca de 400 m de comprimento por 2 m de altura, direção E-W (Fig. 19), e pertence a Formação Suape.

Conforme descrito no capítulo III, esses depósitos são de natureza sedimentar com elevado conteúdo de fragmentos de rochas vulcânicas, dessa forma foi possível identificar cinco litofácies, sendo elas: Sm, Smc, Smg, Smv, e Vc. O afloramento é composto por arenitos conglomeráticos suportados pela matriz, intercalados com derrames de rochas vulcânicas (Fig. 19). Os níveis de arenitos conglomeráticos (Fácies Smv) são compostos por seixos de rochas vulcânicas (basaltos, riolitos e traquitos) (Figs. 19 e 20), além de púmices e litoclastos do embasamento (Granitos) (Fig. 20).

Os fragmentos de rochas vulcânicas apresentam tamanho variando de bloco a bomba e grau de arredondamento variando de subangulosos a bem arredondados (Fig. 20). Os fragmentos de púmice variam do tamanho bloco a bomba e são bem arredondados.

Foram elaborados três perfis estratigráficos (Fig. 19) e a junção dos mesmos permitiu a confecção de um painel (Fig. 19).

Figura 18 – Fotomicrografia: a) Esferulitos em *fiammes* (aumento de 5x, polarizadores paralelos); b) Esferulitos em *fiammes* (polarizadores cruzados); c) Foto de amostra de mão do afloramento FS-02. Setas pretas indicam os esferulitos nos *fiammes*.



Maia (2012) descreveu o afloramento FS-03 como sendo uma intercalação de rochas piroclásticas (depósitos de fluxo e *surge*) e argilitos, porém, esse afloramento além de estar situado próximo ao afloramento FS-03 (deste trabalho) apresenta todas as características e evidências de um depósito sedimentar vulcanogênico tal qual os descritos acima, pertencentes a base da Formação Suape.

Em termos petrográficos, a fácies Smv, possui na composição da matriz: biotita, muscovita, microclina, plagioclásio, quartzo e quartzo policristalino (Figs. C, D, E e F); opacos (óxido e hidróxido de ferro), além de fragmentos de rocha (Fig. 22 A e B). O grau de arredondamento dos grãos, varia de anguloso a sub-anguloso, é pobremente selecionada e possui empacotamento frouxo. Alguns grãos apresentam cutícula de argila em volta dos mesmos e por se apresentar de forma anisópaca (Fig. 22 E e F), essa argila é interpretada aqui com sendo pertencente a matriz detrítica e não ao cimento.

Além do aspecto de campo, o óxido e hidróxido de ferro, além dos argilominerais (Figs. C, D, E e F), indicam que essa rocha sofreu forte alteração por ação do intemperismo, portanto é possível que componentes vítreos de rochas piroclásticas primárias tenham sido perdido e/ou alterados.

Devido ao elevado processo de alteração sofrido por essas rochas, grande parte da matriz se encontra na fração argila. Para identificação da mesma, foi utilizado a difratometria de raios-x. Os resultados indicaram a presença de esmectita, caulinita, quartzo e Hematita (Fig. 21). A esmectita tem sua origem associada a alteração de mica. Já a caulinita tem sua origem associada a alteração de rochas que contenham feldspatos e muscovita. Devido a gênese desses depósitos, é provável que a origem da caulinita encontrada no afloramento FS-03 seja mesmo da alteração de feldspatos e ou muscovita. Já a hematita tem sua origem provável devido ao intemperismo dos traquitos.

Figura 19 – Pannel esquemático do afloramento FS-03, localizado dentro do complexo industrial de Suape, e suas principais litofácies. Destaque para a Fácies Smv (verde). Seta preta indicando o local de coleta do material para análise de DR-X e seções delgadas.

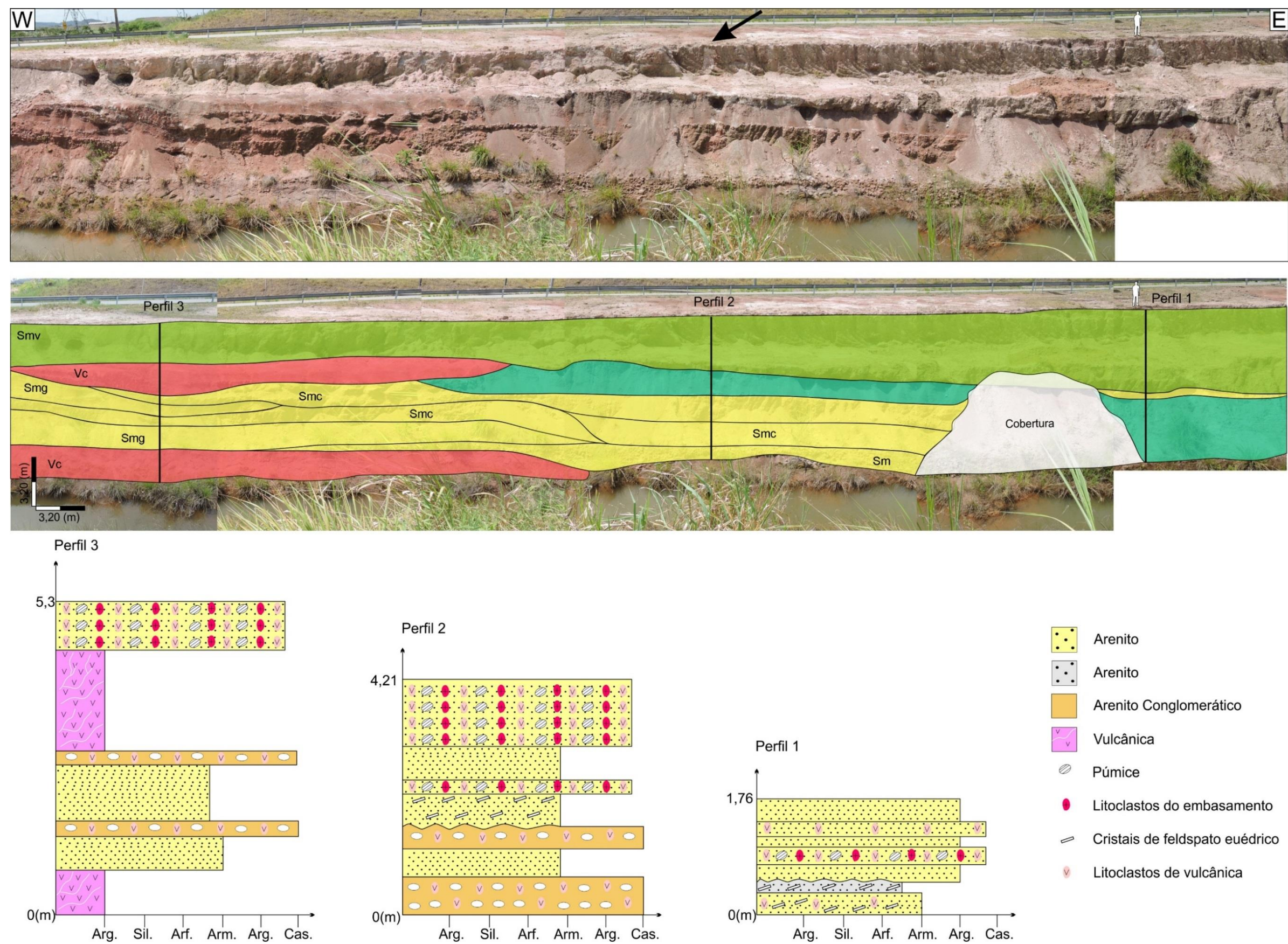


Figura 20 – Detalhe da fácies Smv (seta preta da figura 19) mostrando os fragmentos de púmice (preto), traquitos (laranja), basaltos (amarelo) e embasamento granítico (vermelho).

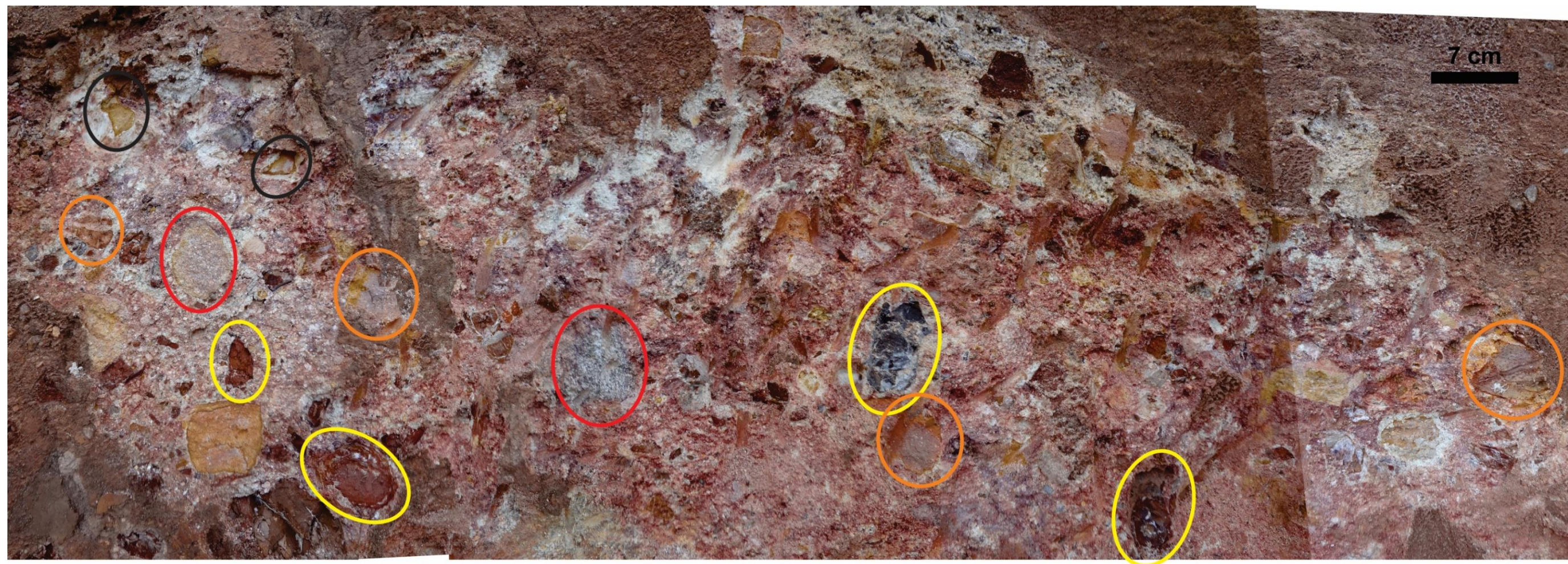
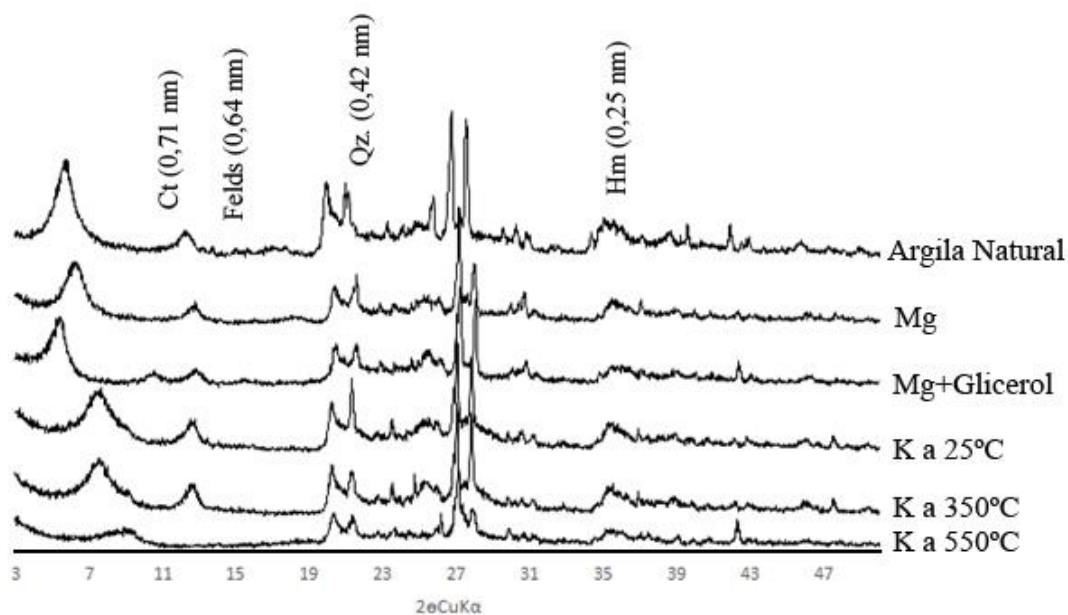


Figura 21 – Difratomogramas da matriz do afloramento FS-03 com os respectivos tratamentos para determinação de minerais expansíveis. Picos em nanômetros. Legenda: Caulinita (Ct), Feldspato (Felds), Quartzo (Qz) e Hematita (Hm).



Da mesma forma, no afloramento FS-04, localizado as margens da PE-060, tem-se as rochas da Formação Cabo sotopostas a Formação Suape. Esse afloramento é composto na base pela Formação Cabo, e após uma discordância, a Formação Suape. Foram identificadas cinco litofácies, Flha, Flhaa, Fsm, Smv e Vc.

A Formação cabo (Fácies Flha) é composta de arenitos e argilitos (heterolítico) (Fig. 21), mal selecionados. A fácies Smv é formada na base por um paraconglomerado mal selecionado, de gradação normal, contendo fragmentos de basalto variando de subarredondados à arredondados (Fig. 23). Seguido de argilitos e siltitos moderadamente selecionados com estratificação plano-paralela (heterolítico) (Fácies Flhaa, fig. 23); Sobrepostos ao arenito ocorre um conglomerado muito mal selecionado, com gradação normal, sustentado pela matriz, contendo fragmentos de variando de subarredonda a arredondado basalto (Fáceis Smv, Figs. 23 e 24); seguido de silito com laminação plano-paralela apresentando evidências de metamorfismo de contato (Fácies Fsm) e no topo um derrame de traquito (Fáceis Vc, fig. 23).

Figura 22 – Fotomicrografia da fácies Smv a) fragmento de granito (aumento de 5x, polarizadores paralelos); b) (polarizadores cruzados); c) visão geral dos grãos e matriz argilosa e fragmento de granito (aumento de 5x, polarizadores paralelos); d) (polarizadores cruzados); e) quartzo policristalino circundado por filme de argilomineral (seta vermelha) anisópaco (aumento de 20x, polarizadores paralelos); f) (polarizadores cruzados).

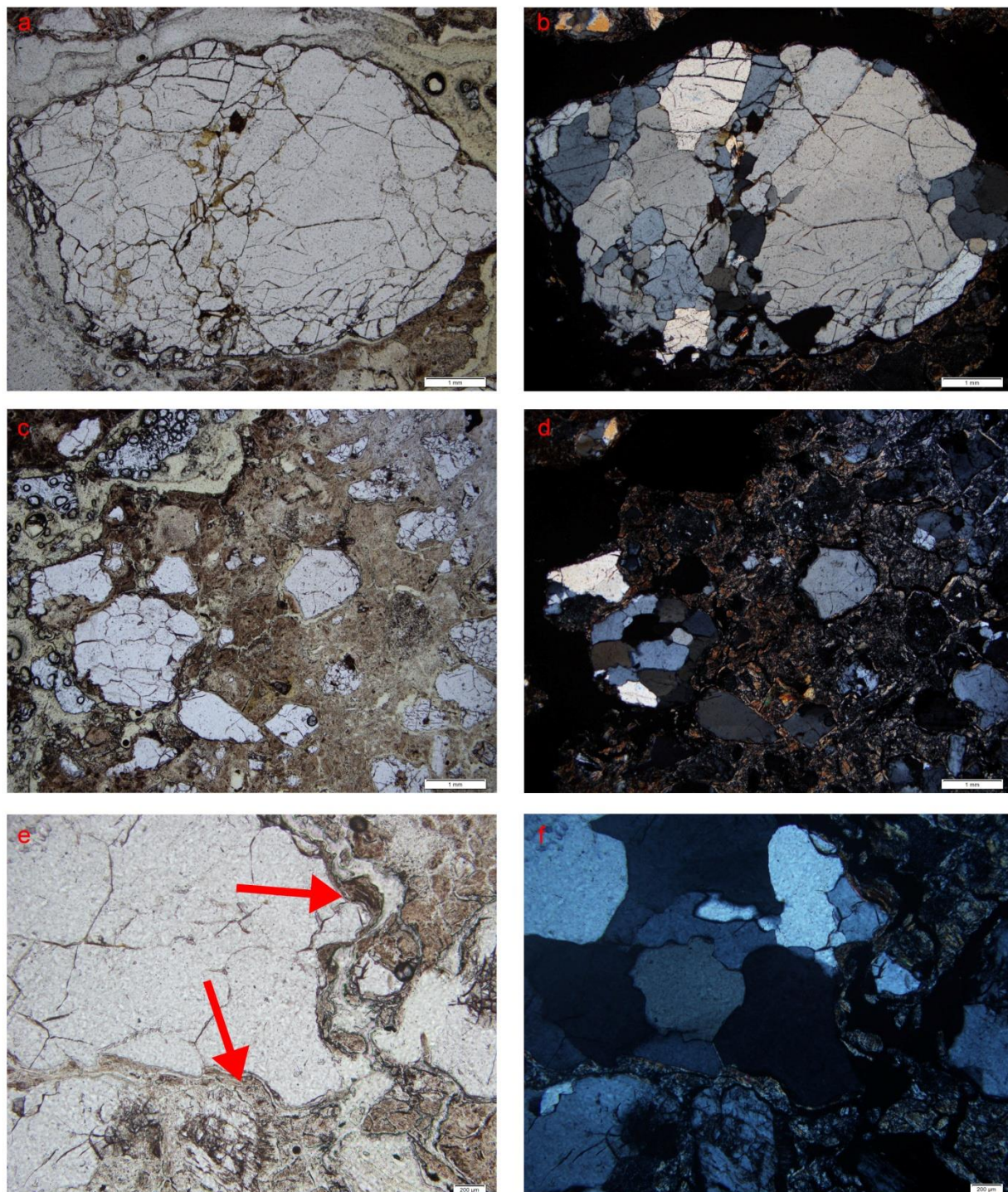


Figura 23 – Afloramento FS-04, localizado as margens da PE-060, com respectivas litofácies.

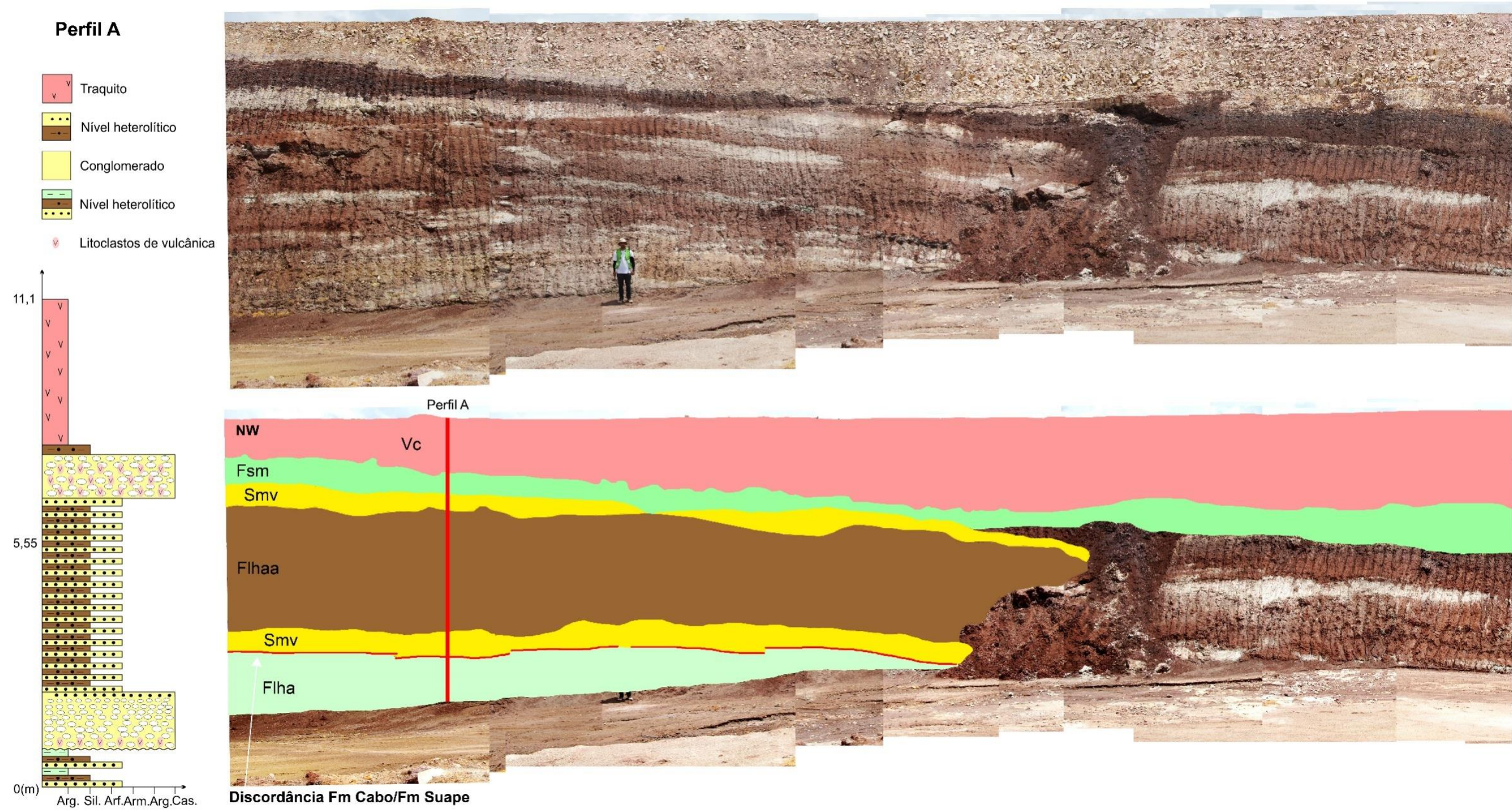


Figura 24 – Detalhe da fácies Smv, com destaque (círculos vermelhos) para os litoclastos de basalto.



CAPÍTULO VI

DISCUSSÕES

A partir dos dados obtidos, ficou evidenciado que a colocação dos ignimbritos localizados no Engenho Saco, se deu por conta de dois conjuntos de falhas (Figs. 25 b, c e d), e que a componente N-NE* desse sistema, representa uma falha de borda. Mostra também que a deposição dos sedimentos da Formação Cabo está associada a essa falha de borda e em contato lateral com os ignimbritos (Fig. 25 d).

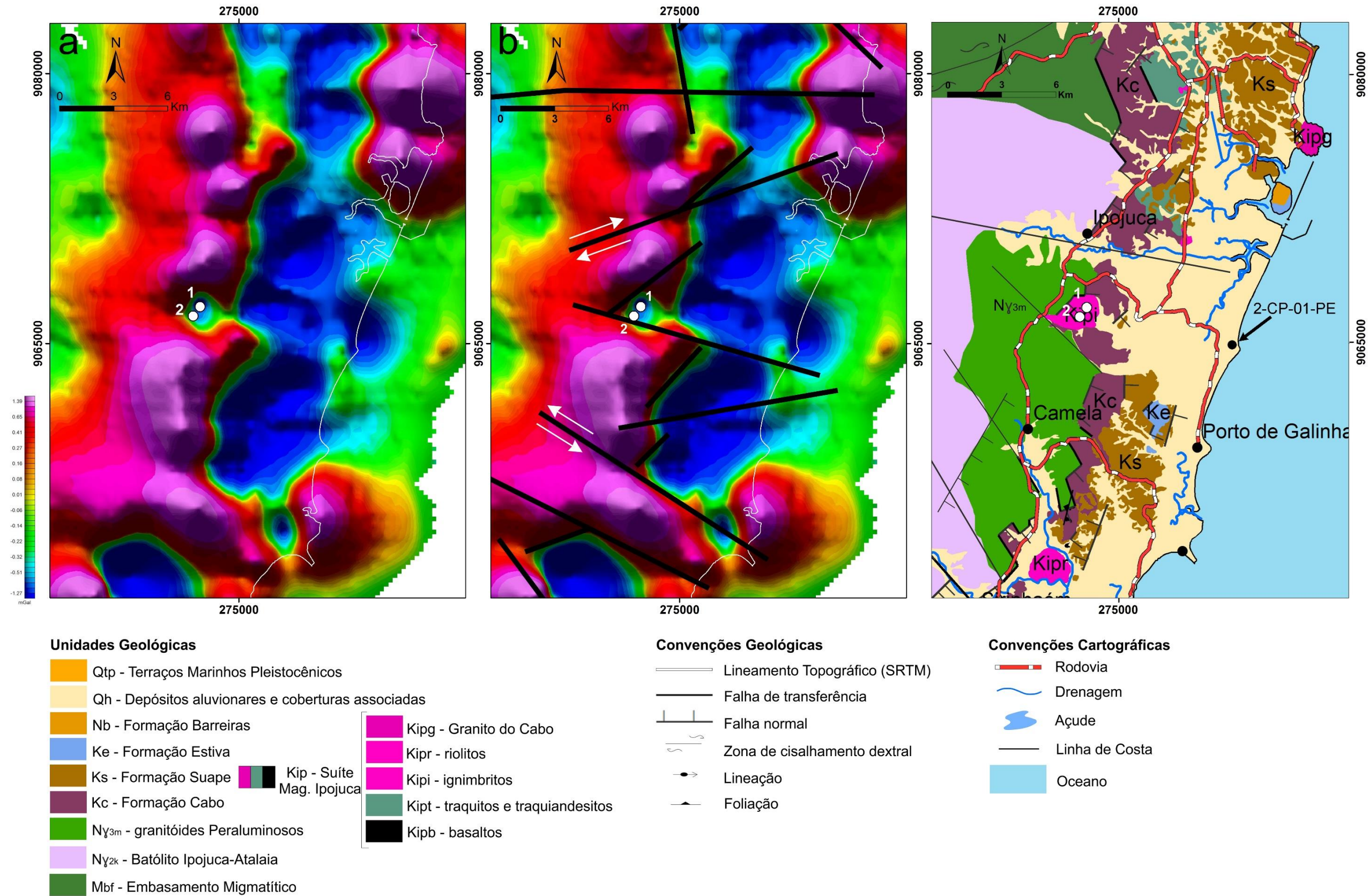
Ainda na figura 25 (a e b), uma estrutura circular foi identificada no mapa de anomalia gravimétrica residual. Essa estrutura, de aproximadamente 2,5 km de diâmetro apresenta forte gradiente entre o embasamento e a anomalia. Esta anomalia fortemente negativa, aproximadamente 1 mGal, ocorre imediatamente abaixo dos ignimbritos do Engenho Saco (Fig. 25 a e b). Através de correlação dos dados do mapa de anomalia gravimétrica residual, com dados do poço 2-CP-01-PE é possível estimar que a profundidade aproximada do graben onde está inserido a Formação Cabo e os ignimbritos do Engenho Saco, tenha 3000 m (Fig. 25 a, b e d). Além disso, a figura 27 mostra na região do graben onde ocorre os ignimbritos do Engenho Saco uma profundidade aproximada com a da correlação com o poço 2-CP-01-PE.

Além disso, a análise petrográfica e estratigráfica mostraram que não existem evidências de fluxo (reomorfismo) nas rochas do Engenho Saco indicando que essas rochas não sofreram transporte e que sua fonte estaria próxima de onde essas rochas estão localizadas.

Cas & Wright (1987) e Briggs & Fulton (1990) descrevem várias características que únicas ou combinadas, podem ser usadas para um modelo de fácies que indique uma caldeira antiga no registro geológico. Dessas características, depressões do embasamento subcirculares definidas por geofísica, mostrando anomalias de gravidade negativa produzidos por caldeiras preenchidas de rochas piroclásticas de menor densidade, se enquadra no contexto dos ignimbritos do Engenho Saco.

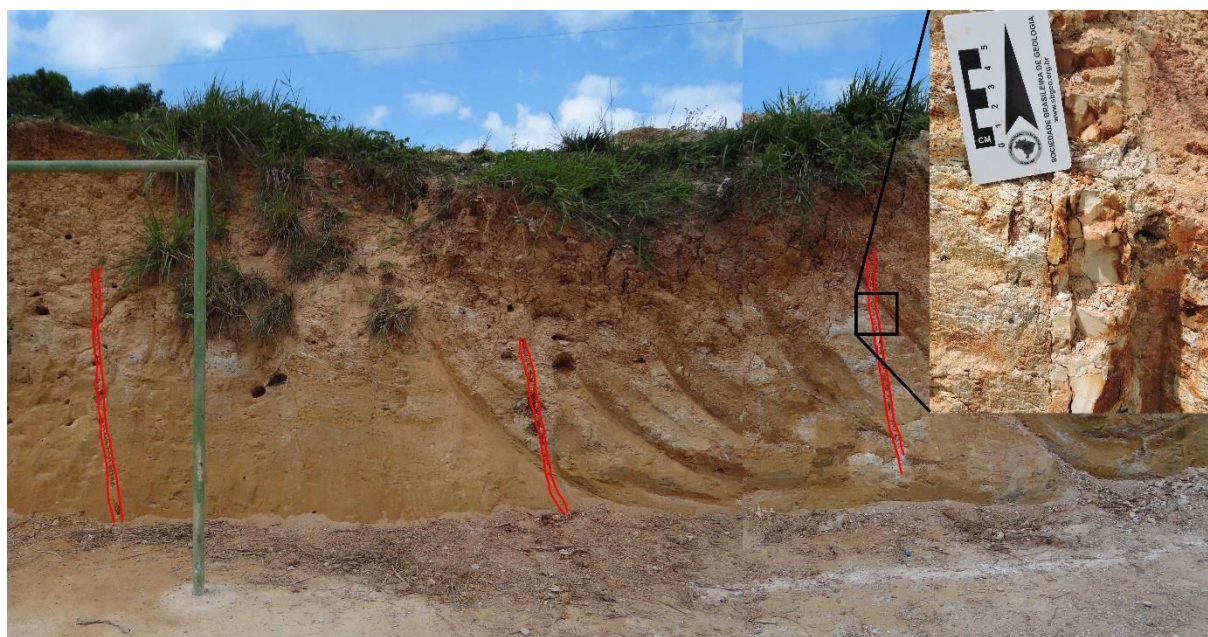
Portanto esse trabalho sugere que esses ignimbritos sejam do tipo intra-caldeira e que o centro vulcânico que os gerou encontra-se abaixo do mesmo, sendo chamado pelo presente trabalho de Centro Vulcânico Engenho Saco. É provável que esse corpo seja profundo (algumas dezenas de metros) devido ao forte gradiente apresentado entre o embasamento e a anomalia.

Figura 25 – a) Recorte do mapa de anomalia gravimétrica residual (Figura 6); b) com a interpretação dos lineamentos gravimétricos; c) recorte do mapa geológico. Ponto 1: Afloramento da Pedreira do Engenho Saco; Ponto 2: Afloramento da Vila Saco.



Com relação à gênese das Correntes de Densidade Piroclástica (PDC's) que geraram os ignimbritos do Engenho Saco, além de sua composição química riolítica (Fig. 15), foram observados diversos diques de riolito (Fig. 26) cortando essas rochas. Esse fato corrobora a ideia de que esses fluxos de densidade piroclástica estão ligados à colocação de rochas ácidas na Bacia de Pernambuco, provavelmente havendo uma mudança no estilo eruptivo desse centro vulcânico passando de explosivo para efusivo, comum para esse tipo composição.

Figura 26 – Afloramento FS-02 cortado por diques de riolitos (indicado em vermelho).



Foram reconhecidos três litotipos distintos de piroclastos acessórios: granitos, gnaisses e traquitos. A presença de dois litotipos distintos (granitos e gnaisses) do embasamento cristalino, cujo grau de arredondamento varia de sub-anguloso a arredondado, evidencia que sofreram transporte antes da colocação dessas correntes de densidade piroclástica e que ambos tem a mesma origem, uma vez que o embasamento cristalino da região não apresenta gnaisses (Fig. 25d). Além disso, o contato lateral com a Formação Cabo (Fig. 25d), que possui em sua composição clastos de granitos e gnaisses, indica que esta seria a fonte de litotipos distintos para os ignimbritos do Engenho Saco.

A figura 27b mostra soleiras de rochas vulcânicas intercaladas com os sedimentos da Formação Cabo. Essas soleiras seriam a fonte dos piroclastos acessórios compostos pelos traquitos.

Portanto, a junção dos dados petrográficos, da seção geológica, do mapa de anomalia gravimétrica residual não permite estimar a profundidade da câmara magmática, porem permite concluir que a rocha encaixante onde ocorreu o nível de fragmentação (Fig. 28) que

gerou o vulcanismo explosivo do Engenho Saco foi a Formação Cabo e que os fragmentos de granitos e gnaisses pertencem a essa formação bem como os fragmentos de traquito.

Figura 27 - a) Mapa estrutural simplificado que mostra os principais domínios da Bacia de Pernambuco. b) Seção geológica esquemática com base na interpretação de duas seções sísmicas 2D. (A-A' e B-B'), que estão marcados pelas linhas contínuas vermelhas. A estrela negra marca a localização da 2CP-01-PE poço estratigráfico (adaptado de Buarque *et. al* 2016).

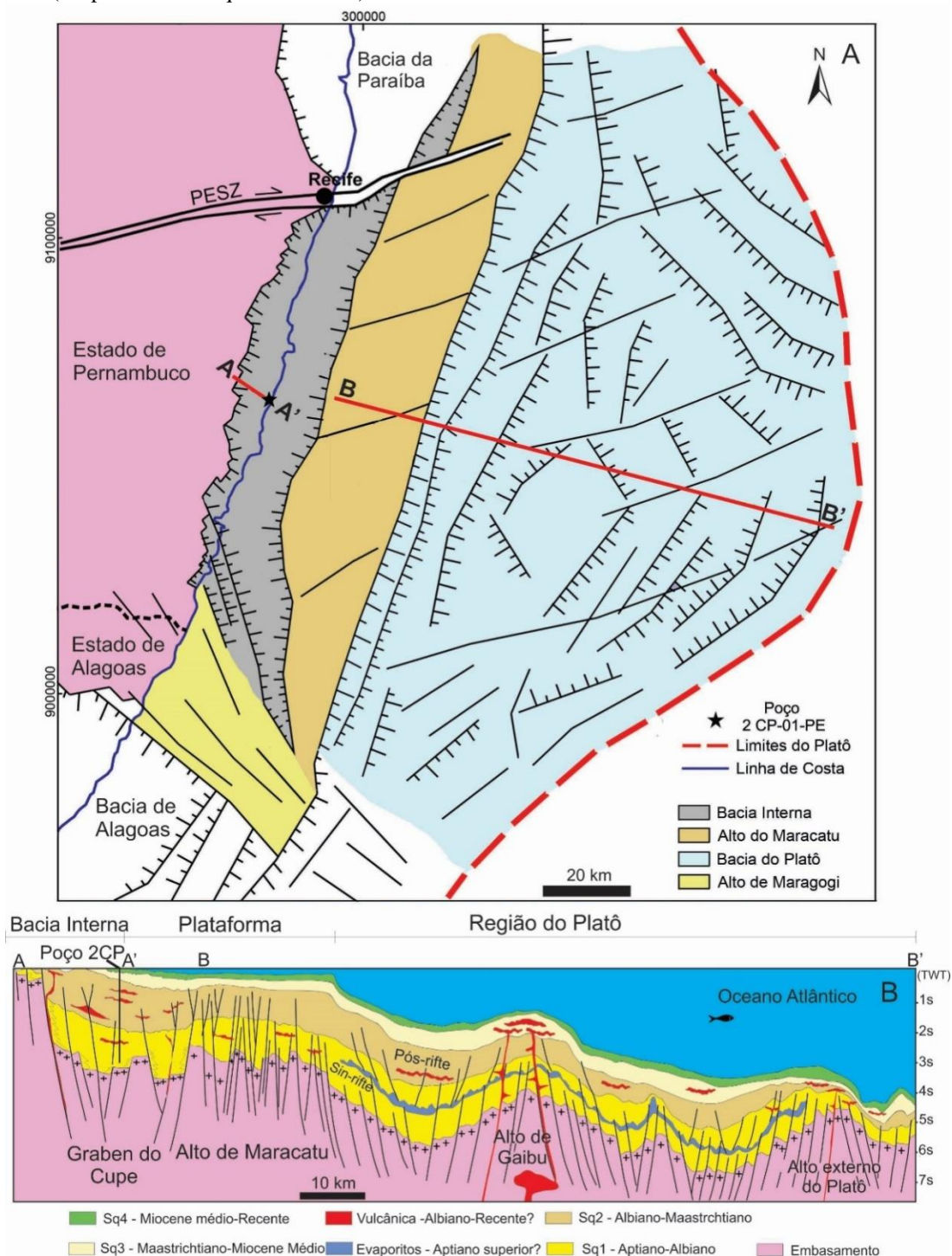
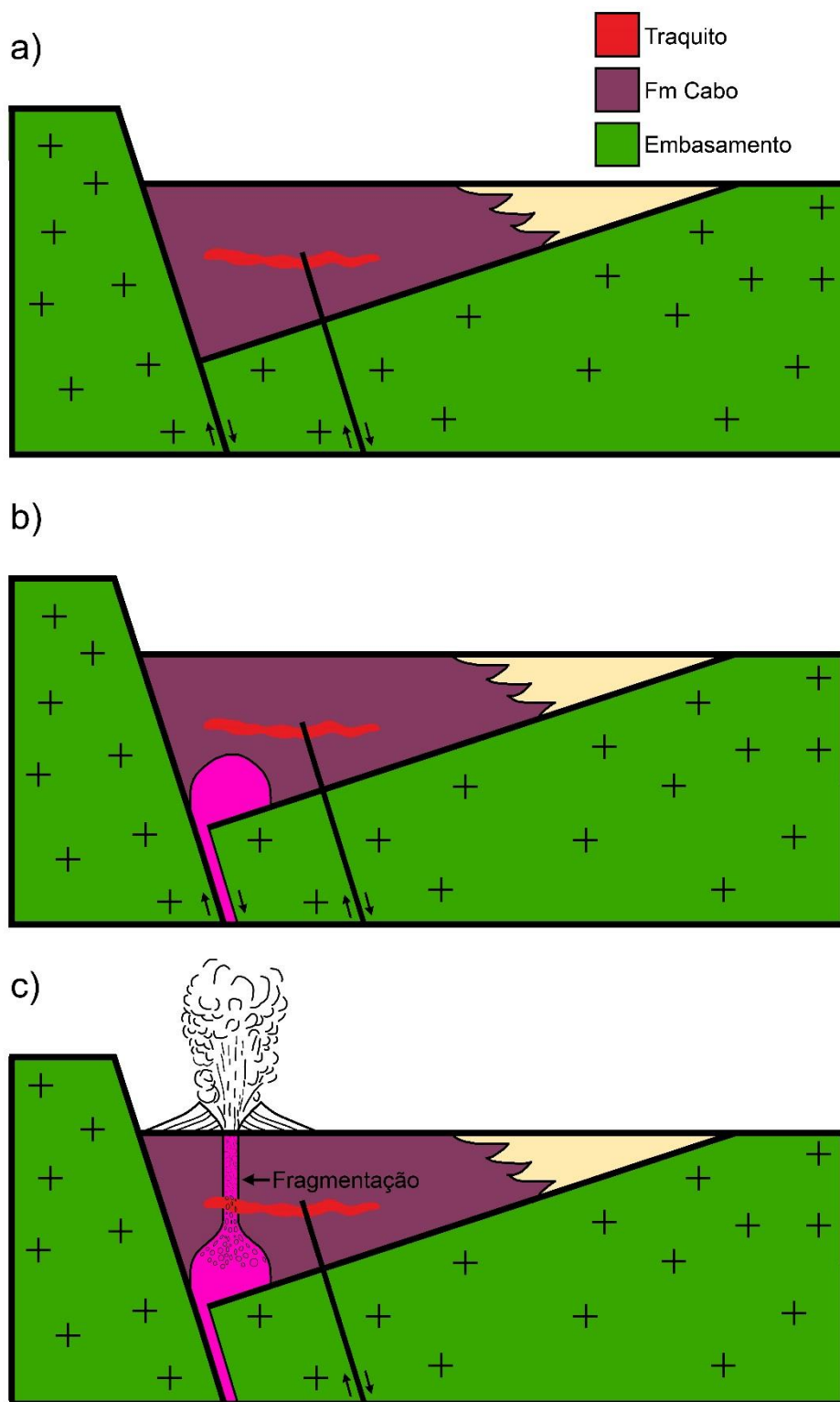


Figura 28 – Bloco diagrama ilustrando colocação e evolução dos ignimbritos da bacia PE. a) instalação de um sistema de leques aluviais (Formação Cabo); b) colocação de uma câmara magmática; c) fragmentação e erupção explosiva de um magma riolítico dando origem aos depósitos de fluxo piroclástico na Bacia de Pernambuco.



Com relação aos depósitos sedimentares vulcanogênicos, próximo ao afloramento FS-03, em direção a borda da bacia, ocorrem rochas pertencentes a Formação Cabo. Relações estratigráficas e de campo indicam que estas rochas estariam abaixo das rochas do afloramento FS-03 pertencente a Formação Suape. Da mesma forma, a base do afloramento FS-04 é composta por rochas da Formação cabo (Fig. 23).

Portanto, através das relações estratigráficas e estruturais estabelecidas por esse trabalho, pode-se concluir que os afloramentos FS-03 e FS-04 representam a unidade basal da Formação Suape estando depositada de forma discordante (Fig. 23), sobre a Formação Cabo e retrabalhado a mesma. Isso fica evidenciado pela ocorrência de litoclastos de rochas do embasamento cristalino no afloramento FS-03 (Fig. 20). Além disso, é possível concluir ainda, que rochas pertencentes à Suíte Magmática Ipojuca já estariam depositadas quando a base da Formação Suape se depositou.

Dessa forma, fica evidenciado que a base da Formação Suape possui em sua estratigrafia níveis de depósitos sedimentares vulcanogênicos. De acordo com essa relação de campo, é provável que uma parte do vulcanismo associado à SMI tem sua origem associada ao final da deposição da Formação Cabo e/ou início da deposição da Formação Suape. Porém tal fato ainda não pode ser comprovado, pois até o momento não foram encontrados afloramentos da Fm. Cabo contendo rochas da SMI que indiquem uma relação de sin-deposição entre essas unidades.

Com relação ao sistema deposicional atuante nesse intervalo de tempo, é possível concluir que os leques aluviais associados à fase Sin-Rifte I da Formação Cabo se estenderam até a base da Formação Suape (fase Sin-Rifte II) conforme descrito por Maia (2012).

Com relação a ocorrência de rochas piroclásticas primárias, a explicação para apenas uma ocorrência dessas rochas, pode estar ligada à evolução magmática da Suíte Magmática de Ipojuca. Grande parte das rochas aflorantes na porção emersa da bacia, correspondem ao início do vulcanismo (Albiano) que é em sua grande maioria efusivo. Buarque *et al.* (2016) descreve sequências de rochas vulcanoclásticas na bacia externa que vão do Paleogeno ao Neogeno, corroborando a ideia de que a maior parte do vulcanismo explosivo ocorreu de forma tardia com relação ao início da deposição da SMI.

Conforme descrito no capítulo V, a colocação de correntes de densidade piroclástica na Bacia de Pernambuco, se deu através de um sistema de falhas (Figs. 25 a, b, c e d). Essas falhas continuaram a atuar após a deposição dessas rochas, afetando-as de maneira que em escala de afloramento apresentam sets de faturamento distribuídos ao longo da mina do

Engenho Saco (Fig. 29) e da Vila Saco (Fig. 30). Esse sistema de fratura tem grande importância na distribuição da porosidade (Fig. 31) ao longo do ignimbrito do Engenho Saco.

Figura 29 – Sistema de fraturas que afetam o afloramento do Engenho Saco. Destaque para o local de onde foram retiradas as amostras IG1 e IG2 para confecção das seções delgadas e análises de DR-X.



Macroscopicamente, esses ignimbritos apresentam elevada porosidade, devido a alteração e consequente dissolução de piroclastos de traquito alterado para argilominerais, formando uma porosidade secundária (Fig. 31). Observou-se que a dissolução é mais intensa onde a rocha encontra-se fraturada, portanto, os sets de fraturamento controlam a alteração dos piroclastos de traquito e sua consequente dissolução.

Conforme descrito no capítulo I, reservatórios não convencionais estão sendo cada vez mais utilizados na exploração de hidrocarbonetos. Se faz necessário ensaios de porosidade de permeabilidade nos ignimbritos do Engenho Saco para quantificar e qualificar essas propriedades, analisando de forma separada as porções onde há fraturamento e onde não há para poder caracterizar melhor a qualidade dos ignimbritos do Engenho Saco como reservatório de hidrocarbonetos.

Figura 30 – Sistema de fraturas que afetam o afloramento da Vila Saco.

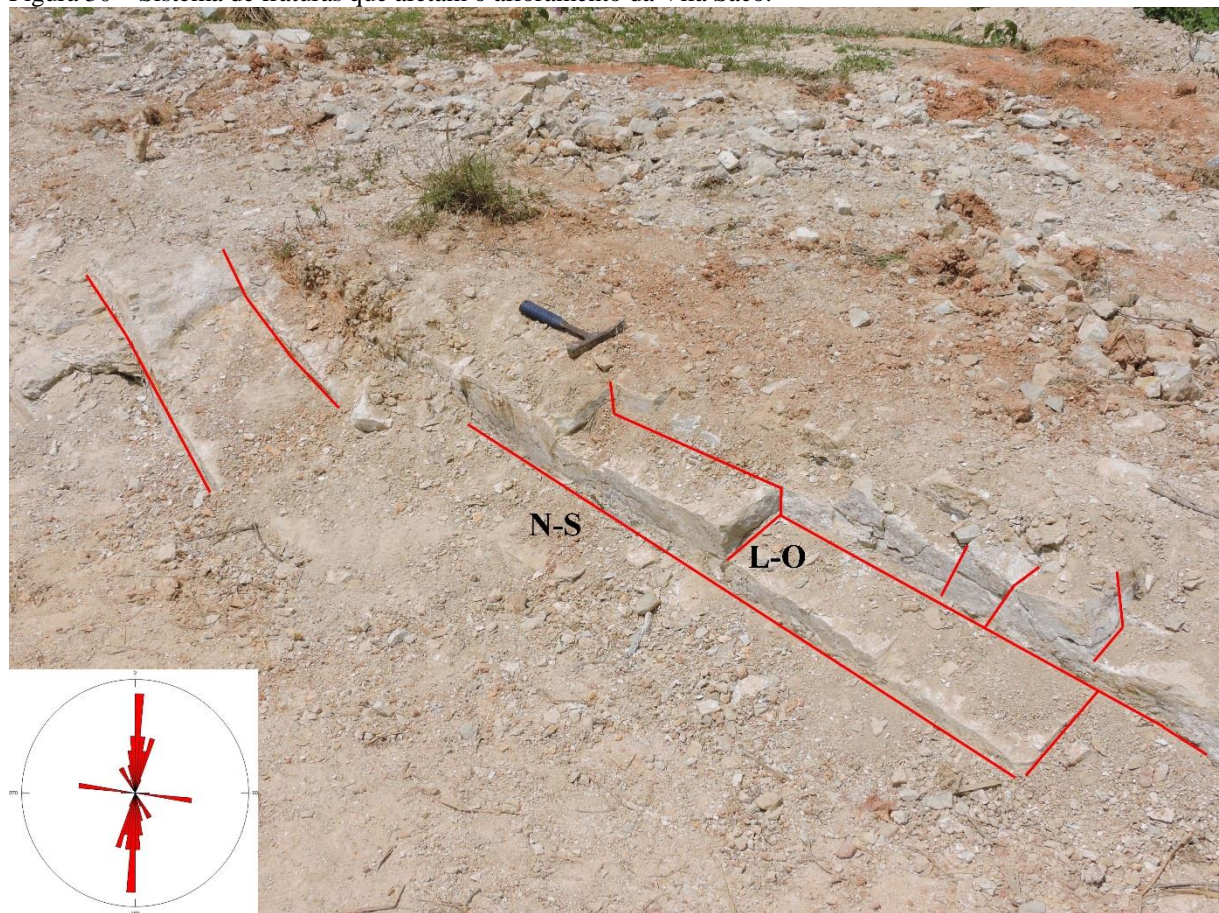
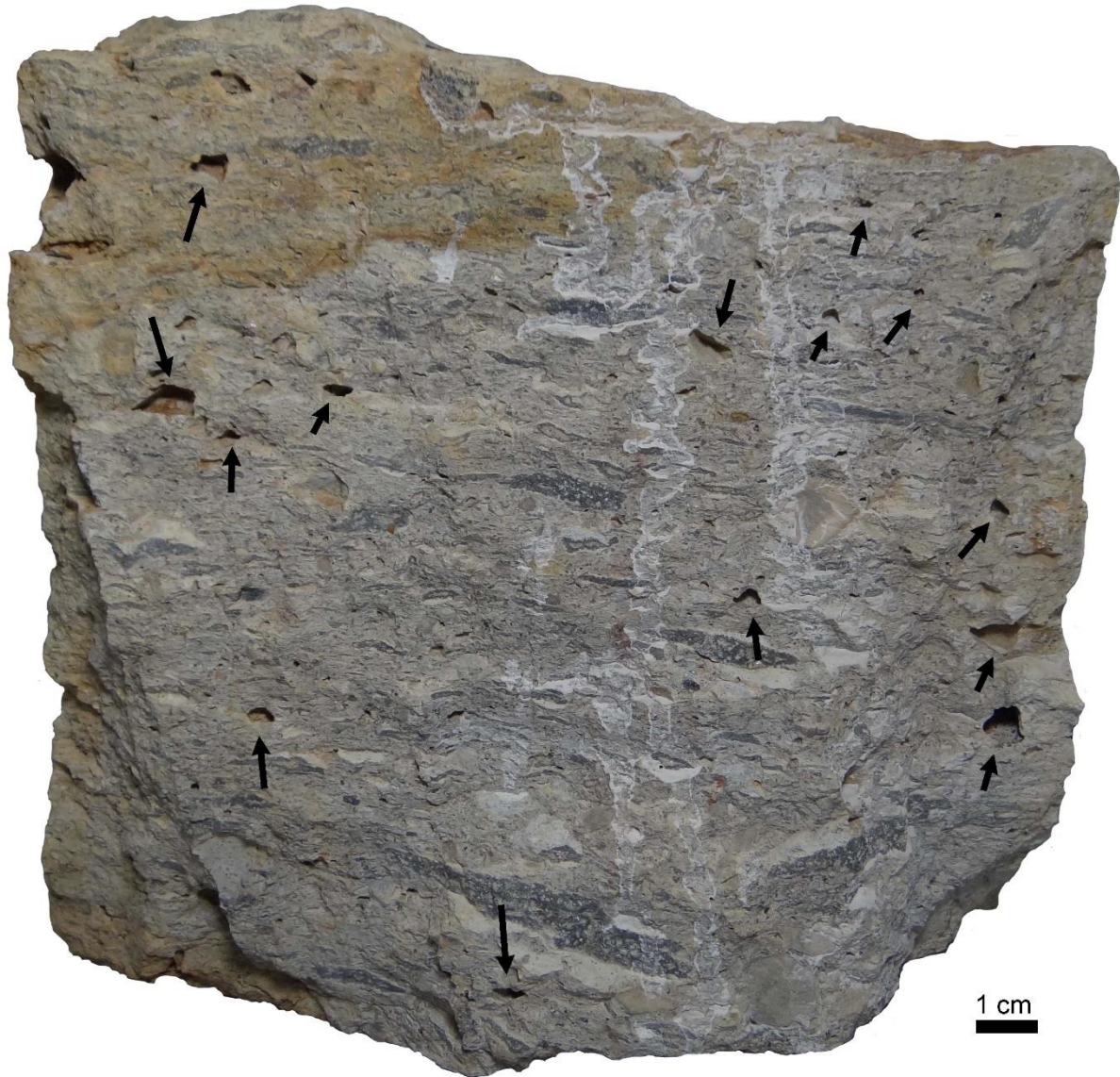


Figura 31 – Amostra IG2, detalhe para a porosidade formada pela dissolução de piroclastos de traquito alterado.



CAPÍTULO VII

CONCLUSÕES

Através dos resultados apresentados e discutidos nesse trabalho sobre as rochas vulcanoclásticas na Bacia de Pernambuco, apresentam-se algumas observações a título de conclusão da pesquisa:

1. Foram identificados dois litotipos de rochas vulcanoclásticas de origem distintas na Bacia de Pernambuco:

O primeiro, é caracterizado pela deposição de correntes de densidade piroclástica (PDC's), formando depósitos de fluxo piroclásticos primários gerando os ignimbritos do Engenho Saco, formados através da atividade vulcânica explosiva;

O segundo é caracterizado pelo retrabalhamento de rochas vulcânicas e piroclásticas por leques aluviais no final do Aptiano, início do Albiano formando os depósitos sedimentares vulcanogênicos;

2. Esses depósitos de fluxo piroclásticos tem sua origem associada a SMI e sua colocação se deu por um conjunto de falhas, sendo a principal, uma falha de borda (NE);
3. Dados de campo e petrografia indicam que a localização do nível de fragmentação que gerou os ignimbritos do Engenho Saco foi a Formação Cabo intercalada por soleiras de traquitos;
4. Dados de campo, geofísica e petrografia, mostram que se trata de um ignimbrito intracaldera, denominando a área de ocorrência de Centro Vulcânico Engenho Saco;
5. Os depósitos sedimentares vulcanogênicos indicam que o início do vulcanismo da Suíte Magmática Ipojuca se deu no final da deposição da Formação Cabo.
6. A base da Formação Suape é marcada por níveis de retrabalhamento (depósitos sedimentares vulcanogênicos) de rochas vulcânicas pré-existentes.

CAPÍTULO VIII

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alheiros, M.M., 1987. Caracterização sedimentológica da Formação Cabo-PE. Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, *Dissertação de Mestrado*, 99p.
- Alheiros, M.M.; Lima Filho, M.A Formação Barreiras. Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. Recife: UFPE/ DEGEO, 1991. p. 77-88 (*Estudos Geológicos - série B, Estudos e Pesquisas*, 10).
- Alidibirov, M., Dingwell, D.B., 2000. Three fragmentation mechanisms for high viscous magma under rapid decompression. J. Volcanol. Geotherm. Res. 100, 413–421.
- Almeida, C.B., Cruz, L.R., Jardim de Sá, E.F., Vasconcelos, P.M.P., Medeiros, W.E. 2005. Tectônica e relações estratigráficas na Sub-bacia de Pernambuco, NE do Brasil: contribuição ao conhecimento do rifte Atlântico Sul. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13(2): 167-180.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Neves, B.B.B; Fuck, R.A.; 1977 – Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande (PB). *Atas. Campina Grande (PB): SBG. 1977. P.363-391*
- Amaral, A.J.R. & Menor, E.A. 1979. A seqüência vulcano-sedimentar cretácea da região de Suape (PE): interpretação faciológica e considerações metalogenéticas. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 9, Natal, *Atas...* 251-269.
- Arai, M. 1997. Dinoflagelados (Dinophyceae) miocênicos do Grupo Barreiras do nordeste do Estado do Pará (Brasil). Univ Guar, Geoc 2: 98–106.
- Arai, M., Truckenbrodt, W., Nogueira A. C. R., Góes, A. M, Rossetti, D. F. 1994. Novos dados sobre a estratigrafia e ambiente deposicional dos sedimentos Barreiras, NE do Pará. In: Boletim de Resumos Expandidos do Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Belém,
- Arai, M., Uesugui, N., Rossetti, D. F., Góes, A. M. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. In: Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, PA, Brasil 2: 738–752
- Araújo, R.D. 1994. Levantamento geofísico nos arredores do Granito de Santo Agostinho. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, *Relatório de Graduação*, 64p.
- Asmus, H.E. & Carvalho, J.C. 1978. Condicionamento tectônico da sedimentação nas bacias marginais do Nordeste do Brasil (Sergipe/Alagoas e Pernambuco/ Paraíba). In: PETROBRAS Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, *Petrobras/Cenpes/Dintep*, 7-24 (Projeto Remac 4).

Baer, E.M., Fisher, R.V., Fuller, M., Valentine, G.A., 1997. Turbulent transport and deposition of the Ito pyroclastic flow: determinations using anisotropy of magnetic susceptibility. *J. Geophys. Res.* 102, 22565–22586.

Barbosa J. A., 2004. Evolução da Bacia Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno Formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil. Universidade Federal de Pernambuco. Recife. *Dissertação de mestrado*, 219 p.

Barbosa, J.A. 2007. A Deposição Carbonática na Faixa Costeira Recife-Natal: Aspectos estratigráficos, geoquímicos e paleontológicos. – Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco.

Barbosa, J.A. & Lima Filho, M.F. 2006. Aspectos estruturais e estratigráficos da faixa costeira Recife-Natal: observações em dados de poços. *Boletim de Geociências da Petrobras*. 14(2): 287-306.

Barbosa, J.A., Lima Filho, M., Neto, J.C.J., Neumann, V.H., Ribeiro, F.S., Batista, A.P. 2009. Depósitos Albianos da Faixa Costeira da Bacia de Pernambuco: Proposição de uma nova unidade estratigráfica a Formação Suape. *V Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás PDPETRO, ABPG, Fortaleza, 2009*.

Barbosa, B. M. A. 2008. Mapeamento Geológico do pluton Rio Formoso e da Formação Cabo - Bacia de Pernambuco, entre os municípios de Rio Formoso e Sirinhaém, estado de Pernambuco. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, *Relatório de Graduação*, 110 p.

Barbosa J. A.; Maia, M. F. Lima Filho, M. Magalhães, J. R. G.; Correia, O. J. 2014. Seismic Stratigraphy of the Onshore Portion of Pernambuco Basin: Evidence of Break-Up during Middle Albian for the South Atlantic Rift in Northeast Brazil. *AAPG Boletim de Reusmos em CD-Rom*.

Beurlen, K. 1961. O Turoniano marinho do Nordeste do Brasil. *Bol. Soc. Bras. Geol.* 10(2): 39-52.

Beurlen, K., 1967a. Estratigrafia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 16(1): 43-53.

Beurlen, K., 1967c. A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. *Anais XXI Cong. Bras. De Geol. Curitiba*. (1): 151-158.

Branney, M.J., Kokelaar, B.P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geol. Soc. Lond. Mem.* 27.

Briggs, R. M. & Fulton, B. W. J. (1990) Volcanism, structure, and petrology of the Whiritoa-Whangamata coastal section, Coromandel Volcanic Zone, New Zealand: Facies model evidence for the Tunaiti caldera, New Zealand *Journal of Geology and Geophysics*, 33:4, 623-633.

- Boynton, W. V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed). *Rare earth element geochemistry. Developments in geochemistry* 2. Elsevier, Amsterdam pp. 63-114.
- Bonnecaze, R.T., Huppert, H.E., Lister, J.R., 1993. Particle-driven gravity currents. *J. Fluid Mech.* 250, 339–369.
- Brito Neves, B.B. 1975. Regionalização geotectônica do pré-cambriano nordestino. Tese de doutoramento, usp/inst. de geoc., 198p. (inédito).
- Brito Neves, B. B., Sial, A. N., Rand, H. M. & Manso, V. V. 1982. The Pernambuco Alagoas Massif, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de geociências*, 12, 240-250.
- Brito, M.F.L.; Lima Filho, M. F.; Araújo, R.D.; Medeiros, A.B.; Pedrosa, F.J.A.; Nóbrega, V.A. 1991. Levantamento preliminar do comportamento estrutural e tectônico na Sub-bacia Cabo-PE. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 14, Recife, *Boletim* 12, 300-302.
- Bryan, S.E., Cas, R.A.F., Martí, J., 1998. Lithic breccias in intermediate volume phonolitic ignimbrites, Tenerife (Canary Islands): constraints on
- Buarque, B. V., Barbosa, J. A., Magalhães, J. R. G., Oliveira, J. T. C. Post-rift volcanic structures of the Pernambuco Plateau, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 70 (2016) 251-267.
- Bursik, M.I., Patra, A., Pitman, E.B., Nichita, C., Macias, J.L., Saucedo, R., Girina, O., 2005. Advances in studies of dense volcanic granular flows. *Rep. Prog. Phys.* 68, 271–301.
- Buttner, R., Dellino, P., Raue, H., Sonder, I., Zimanowski, B., 2006. Stress-induced brittle fragmentation of magmatic melts: theory and experiments. *J. Geophys. Res.* 111 B08204. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JB003958>.
- Calder, E.S., Sparks, R.S.J., Gardeweg, M.C., 2000. Erosion, transport and segregation of pumice and lithic clasts in pyroclastic flows inferred from ignimbrite at Lascar Volcano, Chile. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 104, 201–235.
- Campelo, F.C.A. 2004. Formação Cabo, Afloramento da Praia de Guadalupe. Caracterização de um Potencial Reservatório para Hidrocarbonetos. *Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFPE, 150 pp.*
- Carey, S.N., 1991. Transport and deposition of tephra by pyroclastic flows and surges. *SEPM Spec. Publ.* 45, 39–57.
- Carey, S.N., Sigurdsson, H., Mandeville, C., Bronto, S., 1996. Pyroclastic flows and surges over water: an example from the 1883 Krakatau eruption. *Bull. Volcanol.* 57, 493–511.
- Cao, Z., Egashira, S., Carling, P.A., 2003. Role of suspended-sediment particle size in modifying velocity profiles in open channel flows. *Water Resour. Res.* 39, 1–15.
- Campbell, M., Russell, J.K., Porritt, L.A., 2013. Thermomechanical milling of accessory lithics in volcanic conduits. *Earth Planet. Sci. Lett.* 377–378, 276–286.

- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1987. Volcanic Successions: Modern and Ancient. Allen & Unwin
- Correia Filho, O. J. ; Santana, F. R. ; Ribeiro, B. ; Henrique, R. ; Barbosa, J. A. ; Neumann, Virgínio Henrique de M. L. . Análise de Estruturas Rúpteis na Formação Suape, Albiano da Bacia de Pernambuco, e implicações sobre a idade do Rift na margem oriental do Nordeste do Brasil. In: XXVI Simpósio de Geologia de Nordeste, 2015, Natal. livro de resumos, 2015.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2003. Sistema de Informações Geoambientais da RMR, Região Metropolitana de Recife - SIGA. Pfaltzgraff, P. A. S. (Coord). Recife, 119 p.
- Crowe, C.T., 2006. Multiphase Flow Handbook. Taylor & Francis Group, LLC.
- Cruz, L.R. 2002. *Mapeamento geológico da região de Cabo (PE), Sub-Bacia de Pernambuco*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, *Relatório de Graduação*, 74p.
- Cruz L. R., Lima Filho, M. F., Neumann, V. H. M., Jardim de Sá, E. F., Silva, F. C. A., Frutuoso Jr., L. J., Nascimento, M. A. L., Guedes, I. M. G., Antunes, A. F., Almeida, C. B., Melo, K. J. V. 2003. As unidades siliciclásticas da sub-bacia de Pernambuco: uma revisão lito-estratigráfica. In: *II Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás, Rio de Janeiro*. p. 50-50
- Dade, B.W., Huppert, H.E., 1996. Emplacement of the Taupo ignimbrite by a dilute turbulent flow. *Nature* 381, 509–512.
- Dellino, P., Buttner, R., Dioguardi, F., Doronzo, D.M., La Volpe, L., Mele, D., Sonder, I., Sulpizio, R., Zimanowski, B., 2010a. Experimental evidence links volcanic particle characteristics to pyroclastic flow hazard. *Earth Planet. Sci. Lett.* 295, 314–320.
- Denlinger, R.P., Iverson, R.M., 2001. Flow of variably fluidized granular masses across three dimensional terrain. II. Numerical predictions and experimental tests. *J. Geophys. Res.* 106, 553–566.
- Dingwell, D.B., 1998. A physical description of magma relevant to explosive silicic volcanism. In: Gilbert, J.S., Sparks, R.S.J. (Eds.), *The Physics of Explosive Volcanic Eruptions*. Geological Society of London, Special Publications, 145, pp. 9–26.
- Dobran, F., Neri, A., Macedonio, G., 1993. Numerical simulation of collapsing volcanic columns. *J. Geophys. Res.* 98, 4231–4259
- Dominguez, J. M. L.; Bittencour, A. C. S. P.; Martin, L. 1981. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 11, p 225-237.
- Fainstein, R. & Milliman, J.D. 1979. Structure and origin of three continental-margin plateaus, Northeastern Brazil. *AAPG bulletin*, (63)2: p.218-238.
- Fisher, R. V. 1966. Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *Am. J. Sci.* 264:350 363

Fisher, R.V., 1990. Transport and deposition of a pyroclastic surge across an area of high relief: the 18 May 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. *Geol. Soc. Am. Bull.* 102, 1038–1054.

Fisher, R.V.; Schmincke, H.U. 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 472 pp.

Folk, R.L., 1968 – Petrology of sedimentary Rocks. Austin: Hemphill's, 170p.

Gifkins C, Allen RL, McPhie J (2005) Apparent welding textures in altered pumice-rich rocks. *J Volcanol Geotherm Res* 142:29–47

Giordano, G., Dobran, F., 1994. Computer simulations of the Tuscolano Artemisio's second pyroclastic flow unit (Alban Hills, Latium, Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 61, 69–94.

Giordano, G., 1998. The effect of paleotopography on lithic distribution and facies associations of small volume ignimbrites: the WTT Cupa (Roccamonfina volcano, Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 87, 255–273

Gurioli, L., Cioni, R., Sbrana, A., Zanella, E., 2002. Transport and deposition of pyroclastic density currents over an inhabited area: the deposits of the AD 79 eruption of Vesuvius at Herculaneum, Italy. *Sedimentology* 49, 1–26.

Hallworth, M.A., Huppert, H.E., 1998. Abrupt transitions in high-concentration, particle-driven gravity currents. *Phys. Fluids* 10, 1083–1087.

Huppert, H.E., 2006. Gravity currents: a personal perspective. *J. Fluid Mech.* 554, 299–322

Jardim de Sá, E.F., Silva, F.C., Lima Filho, M. F., Antunes, A. F., Cruz, L. R., Almeida, C.B. 2002. As relações de borda da seqüência rifte na Sub-bacia de Pernambuco, NE do Brasil. In: Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás, 2, Rio de Janeiro. *Boletim de Resumos, em CD-Rom*.

Jinglam, L., Chengli, Z., Qu, Z. 1999. Volcanic reservoir rocks: a case study of the Cretaceous Fenghuathian Suite, Huanghua Basin, Eastern China. *Journal of Petroleum Geology*, 22(4): 397–415.

Le Maitre, R. W., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematic of igneous rock. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 193 p.

Le Maitre, R. W., 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematic of igneous rock. Publisher: Cambridge University Press, 2nd edition, 252p.

Leite F. P. R, Oliveira, M. E. B, Oliveira, P. E., Silvestre-Capelato, M. S., Arai, M., Truckenbrodt, W. 1997a. Palinofloras miocenas da Formação Pirabas e Grupo Barreiras, na Região Bragantina, Estado do Pará, Brasil. *Rev Univ Guar, Geoc* 2: 128–140.

- Leite F. P. R., Oliveira, M. E. B., Arai, M., Truckenbrodt, W. 1997b. Palinoestratigrafia da Formação Pirabas e Grupo Barreiras, Mioceno do nordeste do estado do Pará, Brasil. Ver Univ Guar, Geoc 2: 141–147.
- Lima Filho, M. F.; Chavez, M. B.; Ivo, P. S. 1996. Magmatismo e Rochas Piroclástica da Bacia Cabo-PE: Estágio atual de conhecimentos. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 4, 1996, Águas de São Pedro-SP. Boletim do 4 Simp. sobre o Cretáceo do Brasil, 1996. p. 77-80.
- Lima Filho, M.F. & Szatmari, P. 2002. Ar-Ar geochronology of volcanic rocks of the Cabo magmatic province (CMP) – Pernambuco Basin. In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2002, Belém. Resumos... Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, n. 2, p. 59.
- Lima Filho, M. 1998. Análise Estratigráfica e Estrutural da Bacia Pernambuco. Instituto de Geociências - USP, São Paulo. *Tese de Doutorado*, 180 p.
- Lima Filho, M. The main tectonic-magmatic events in Pernambuco Basin (NE Brazil). In: J.M. Mabesoone (Ed.), Contribuições Científicas do LAGESE, Recife, Universidade Federal de Pernambuco, p. 12-14, 1998. (b).
- Lima Filho, M.F. & Szatimari P. 2002. Ar-Ar geochronology of volcanic rocks of the Cabo Magmatic Province (CMP) – Pernambuco Basin. In: SBG/Núcleo Norte, *Simp. sobre vulcan. e amb. assoc.*, 2, Belém, *Resumo*, 59-59.
- Lima Filho, M. & Santos, P.R.S. 2001. Biocronoestratigrafia da Bacia de Pernambuco – implicações ambientais e paleogeográficas. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 2: 84-85.
- Lima Filho, M. F. *et al.* Evolução estrutural comparativa da Bacia de Pernambuco e da Bacia da Paraíba. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 10, 2005, Curitiba. Boletim de resumos expandidos... Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 2005. v. 1, p. 45-47.
- Long, L.E.; Sial, A.N, Nekvasil, H., Borba, G.S; 1986. Origin of granite at Cabo de Santo Agostinho, Northeast Brazil. *Cntrib. Mineral Petrol*, 92: 341-350.
- Mabesoone, J. M. & Aleheiros, M. M. 1993. Evolution of the Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte Basin and the problem of the South Atlantic conection. *Geologie em Mijnbouw, KluwerAcademic Publishers*. 71: 351-362.
- Mabesoone, J. M. 1995. Novos estudos na Bacia Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte. *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 16, Recife. *Bol. (14) 1*: 254-265
- Mabesoone, M. J. & Alheiros, M.M. 1988. Origem da bacia sedimentar costeira Pernambuco Paraíba. *Rev. Bras. Geoc.*, 18(4): 476-482.
- Mabesoone, M.J. 1996a. Bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte. In: Simp. sobre o Cretáceo do Brasil, 4, Rio Claro, *Boletim...*, 81-84.
- Mabesoone, M.J. 1996b. Significance of Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte Basin (NE Brazil) for atlantic cretaceous. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, *Cong. Bras. Geol.*, 39, Salvador, *Anais*. 7: 389-391.

- Macias, J.L., Espindola, J.M., Bursik, M.I., Sheridan, M.F., 1998. Development of lithic breccias in the 1982 pyroclastic flow deposits of El Chichon volcano, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 83, 173–196.
- Magalhães, J. R. G.; Oliveira, J. T. C.; Barbosa, J. A.; Lima Filho, M. 2013. Continental Oceanic Crustal Transition in the Paraíba Basin Platform, Northeast Brazil. *Transição da Crosta Continental Oceânica na plataforma da bacia da Paraíba, NE do Brasil. Estudos Geológicos (UFPE)*, 2013).
- Maia, M. F. B. 2012. Revisão estratigráfica do intervalo Aptiano-Albiano da Bacia de Pernambuco, Nordeste do Brasil. Departamento de Pós-Graduação em Geociências (PPGEOC-DGEO) UFPE. Dissertação de mestrado, 222 p.
- Maia, M. F. B.; Barbosa, J. A.; Lima Filho, M. F. ; Mort, H. P. ; Santana, F. R. 2012. Características Petrográficas e Geoquímicas das Formações Siliciclásticas (aptiano-Albiano) da Bacia de Pernambuco, NE do Brasil. *Estudos Geológicos (UFPE)*, v. 22, p. 55-75, 2012.
- Manga, M., Patel, A., Dufek, J., 2011. Rounding of pumice clasts during transport: field measurements and laboratory studies. *Bull. Volcanol.* 73, 321–333.
- Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J. M.; Dominguez, J. M. L.; Bintencour, A. C. S. P. 1987. Quaternary evolution of the central part of the Brazilian coast: The role of relative sea-level variations and the shoreline drift. In: *UNESCO Reports in Marine Science: Quaternary coastal geology of Western Africa and South America*, v. 43, p. 97-145.
- MIALL, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology.* xvi + 582 pp. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer-Verlag. Price DM 118.00 Ös 861.40, SFr 113.50 (hard covers). ISBN 3 540 59186 9.
- Middleton, G.V., Neal, W.J., 1989. Experiments on the thickness of beds deposited by turbidity currents. *J. Sediment. Petrol.* 59, 297–307
- Morais, D.M.F., 2008. Sismoestratigrafia do Cretáceo Superior/ Neógeno nas Bacias de Pernambuco e da Paraíba, NE do Brasil. *Dissertação de Mestrado. UFPE, Recife.*
- Murcia, H. F., Borrero, C. A., Pardo N., Alvarado G. E., Arnosio M. e Scolamacchia T. 2013. Depósitos Volcanoclasticos: Términos Y conceptos para una clasificación en español. *Ver. Geol. Amér. Central*, 48: 15-39.
- Nascimento, M. A. L., 2003. Geologia, Geocronologia, Geoquímica e Petrogênese das Rochas Ígneas Cretácicas da Província Magmática do Cabo e Suas Relações com as Unidades Sedimentares da Bacia de Pernambuco (NE do Brasil). Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – UFRN (*Tese de Doutorado*), 233p.
- Nascimento, M.A.L.; Souza, Z.S.; Arnosio, J.M.; Vasconcelos, P.M.P. 2009. Ignimbrito do Engenho Saco, Ipojuca, PE: registro de vulcanismo explosivo cretácico na Província Magmática do Cabo. Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Souza, C.R.G.; Fernandes, A.C.S.; Queiroz, E.T.; Berbert-Born, M; Campos, D.A. (eds). Brasília: *CPRM*, v. 2, 237-250.

Netto, R. G., Rossetti, D. F. 2003. Ichnology and salinity fluctuations: a case study in the Early Miocene (Lower Barreiras Succession) of São Luís Basin, Maranhão, Brazil. *Rev. Bras Pal* 6: 5–18.

Nóbrega, V.A. 1995. Características petrológicas e evolução diagenética da Formação Cabo no Graben do Cupe - Bacia do Cabo-PE. Nordeste do Brasil. Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, *Dissertação de Mestrado*, 166p.

Oliveira, J. T. C. 2013. Análise Integrada de dados Geofísicos da Transição Crustal (Continente-Oceano) da Bacia de Pernambuco, NE do Brasil. Departamento de Pós Graduação em Geociências (PPGEOC-DGEO) UFPE. *Dissertação de mestrado*, 73 p.

Ólavsdóttir J., Andersen M. S., and Boldreel L. O. 2015. Reservoir quality of intrabasalt volcanoclastic units onshore Faroe Islands, North Atlantic Igneous Province, northeast. *Atlantic AAPG Bulletin*, V.99, NO. 3 (March 2015), pp. 467-497

Ojeda, y Ojeda, H.A. 1981. Estrutura, Estratigrafia e Evolução das Bacias Marginais Brasileiras. *Revista Brasileira de Geociências*, 11: 257-273

Oliveira, R.G. 1994. Levantamento gravimétrico da área sedimentar da região metropolitana do Recife. *Projeto SINGRE - Série Cartografia Temática*, 2: 38p.

Rand, H. 1978. Análise gravimétrica e magnetométrica da estrutura subsuperficial da faixa costeira do nordeste brasileiro. In: SBG/Núcleo Nordeste, Cong. Bras. Geol., 30, Recife, *Anais...*, 5: 2336-2346.

Rand, H.M. & Mabesoone, J.M. 1982. Northeastern Brazil and the final separation of South America and Africa. *Paleogeogr, Paleoclimat., Paleoecol.*, 38: 163-183.

Rand, H.M. 1976. Estudos geofísicos na faixa litorânea ao sul do Recife. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, *Tese de Livre Docência*, 112p.

Rand, H.M. 1985. Ligação “landbridge” (ponte intercontinental) entre Pernambuco-Paraíba e Nigéria-Camarões. In: Fanerozóico Nordeste. Recife, UFPE/DGEO, Tex. Did., Série. D, 1: 44.

Rhorman, M. 2007. Prospectivity of volcanic basins: Trap delineation and acreage de-risking. *AAPG Bulletin*, 91(6): 915-939.

Rocha, D. E. G. A. 1990. Programa de levantamento geológico básico do Brasil: carta metalogenética/previsional. Escala 1/100.000 (folha Sc. 25-V-A-II-Vitória). Estado de Pernambuco. *Brasília DNPM/CPRM*. 112p.

Rossetti, D. F., 2000. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), São Luís Basin, northern Brazil. *Sedimentary Geology* 133(3-4): 295-324.

Rossetti, D. F., 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences* 14(1): 77-89

Rossetti, D. F. 2006a. The role of tectonics on the preservation of estuarine valleys in areas with low accommodation rates: examples from Upper Cretaceous and Miocene Successions in Northern Brazil. In: Dalrymple RW, Leckie D. A. & Tillman R.W. (Eds), *Incised Valley in Time and Space*: SEPM Spec Publ 85: 199–218.

Rossetti, D. F. 2006b. Evolução sedimentar miocênica nos estados do Pará e Maranhão. *Geologia USP – Ser Cient* 6: 7–18.

Rossetti, D. F., Truckenbrodt, W. 1990. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região Bragantina, nordeste do Pará. *Bol Mus Par Emílio Goeldi, Ser Cienc Terra* 1: 25–74.

Rossetti, D. F., Góes A. M., Truckenbrodt, W. 1990. A influência marinha nos Sedimentos Barreiras. *Bol Mus Par Emílio Goeldi, Ser Cienc Terra* 2: 17–29.

Rossetti, D. F.; Rocca, R. R.; Tatumi, Sonia Hatsue. Datação de Sedimentos datação de Sedimentos, Município de Alcântara, Litoral Maranhense. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, v. 8, p. 11-25, 2013.

Rossetti, D. F., Santos Jr Area. 2004. Facies architecture in a tectonically-influenced estuarine incised valley fill of Miocene age, Northern Brazil. *J South Am Earth Sci* 17: 267–284.

Rossetti, D. F., Truckenbrodt, W. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região Bragantina, nordeste do Pará. *Bol Mus Par Emílio Goeldi, Ser Cienc Terra* 1: 25–74.

Saucedo, R., Macías, J.L., Bursik, M.I., 2004. Pyroclastic flow deposits of the 1991 eruption of Volcan de Colima. *Bull. Volcanol.* 66, 291–306.

Schmid, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9: 41- 43.

Silva Filho, A. F.; Guimarães, I. P.; Van Schmus, W. R.; Dantas, E.; Armstrong, R.; Concentino, L.; Lima, D. 2013. Long-lived Neoproterozoic high-K magmatism in the Pernambuco–Alagoas Domain, Borborema Province, northeast Brazil. *International Geology Review*, 2013.

Sial, A.N., 1976 – The magmatic province of Cabo de Santo Agostinho, Pernambuco: A Brazilian Record of the ascension plume activity, In: *Latin American Congress of Geology*, 3, *Acapulco, abstract. 1p.*

Sial, A.N., Long, L.E., Borba, G.S. 1988. Cretaceous Magmatic Province of Cabo, Pernambuco, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17, n. 4, p. 667-673.

Smith RL (1960) Zones and zonal variations in welded ash flows. US Geological Survey Professional Paper 354-F

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. *Pesquisas em Geociências*, 30(1) 3-26, 2003. Instituto de Geociências, UFRGS.

Souza, C. R. G; Suguio, K.; Oliveira, A. M. S.; Oliveira, P. E. 2005. Quaternário do Brasil. Riberão Preto (SP): Holos Editora, 2005. 378p.

Souza, E. M. 1998. Levantamento radiométrico das unidades estratigráficas da Bacia Paraíba. *Dissertação de Mestrado*, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. 152 p.

Sparks, R.S.J., 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology* 23, 147–188.

Sparks, R.S.J., Bursik, M.I., Carey, S.N., Gilbert, J.S., Glaze, L.S., Sigurdsson, H., Woods, A.W., 1997a. *Volcanic Plumes*. John Wiley, New York.

Sparks, R.S.J., Gardeweg, M.C., Calder, E.S., Matthews, S.J., 1997b. Erosion by pyroclastic flows on Lascar volcano, Chile. *Bull. Volcanol.* 58, 557–565.

Szatmari, P.; Françolin, J. B. L.; Zanotto, O.; Wolff, S. evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista brasileira de geociências*, v. 17, p. 180-188. 1987.

Souza, E.M. 2006. Estratigrafia da seqüência clástica inferior (andares Coniaciano-Maastrichtiano Inferior) da Bacia da Paraíba, e suas implicações paleogeográficas. *Tese de Doutorado*, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 350p.

Suguio, K. 1999. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais*. São Paulo, Paulo's Editora, 366 pp.

Sulpizio, R., Mele, D., Dellino, P., La Volpe, L., 2007. Deposits and physical properties of pyroclastic density currents during complex Subplinian eruptions: the AD 472 (Pollena) eruption of Somma-Vesuvius, Italy. *Sedimentology* 54, 607–635

Sulpizio, R., Dellino, P., 2008. Sedimentology, depositional mechanisms and pulsating behaviour of pyroclastic density currents. In: Martí, J., Gottsman, J. (Eds.), *Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response*. Developments in Volcanology, 10. Elsevier, pp. 57–96.

Sulpizio, R., Bonasia, R., Dellino, P., Mele, D., Di Vito, M.A., La Volpe, L., 2010a. The Pomíci di Avellino eruption of Somma-Vesuvius (3.9 ka BP). Part II: Sedimentology and physical volcanology of pyroclastic density current deposits. *Bull. Volcanol.* 72, 559–577.

Sulpizio R., Dellino P., Doronzo D.M., Sarocchi D. 2014. Pyroclastic density currents: state of the art and perspectives. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 283 (2014) 36–65.

Taddeucci, J., Palladino, D.M., 2002. Particle size-density relationships in pyroclastic deposits: inferences for emplacement processes. *Bull. Volcanol.* 64, 273–284.

- Texeira, Toledo, Fairchild & Taioli, 2000. Decifrando a Terra, São Paulo, Oficina de Textos.
- Thompson, R. N. 1982. British Tertiary volcanic province. *Scott J. Geol.*, 18: 49-107
- Van Schmus, W. R., Oliveira, E. O., Silva Filho, A. F., Toteu, S. F., Penaye J., Guimarães, I. G. 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society, London, Special Publications* 2008; v. 294; p. 69-99.
- Walker, G. P. L. 1973. Explosive volcanic eruptions - a new classification scheme. *Geol. Rundsch.* 62, 431-46.
- Wang P. and Chen S. 2015. Cretaceous volcanic reservoirs and their exploration in the Songliao Basin, northeast China. *AAPG Bulletin*, V.99, NO. 3 (March 2015), pp. 499-523
- Wright, J. V. 1980. Stratigraphy and geology of the welded air-fall tuffs of Pantelleria, Italy. *Geol.Rundsch.* 69, 263-91.
- Wu, C., Gu, L., Zhang, Z., Ren, Z., Chen, Z., Weiqiang, L. 2006. Formation mechanisms of hydrocarbon reservoirs associated with volcanic and subvolcanic intrusive rocks: Examples in Mesozoic–Cenozoic basins of eastern China. *AAPG Bulletin*, 90(1): 137-147.