

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**PROCESSOS VULCÂNICOS VERSUS AMBIENTE DE  
FORMAÇÃO: MECANISMOS ATUANTES NA SUCESSÃO  
VULCANOSSEDIMENTAR DO PÓS-SAL DA BACIA DE SANTOS**

LEANDRO VASCONCELOS THOMAZ

ORIENTADOR – Prof. Dr. Ari Roisenberg

Porto Alegre – 2019

---

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**PROCESSOS VULCÂNICOS VERSUS AMBIENTE DE  
FORMAÇÃO: MECANISMOS ATUANTES NA SUCESSÃO  
VULCANOSSEDIMENTAR DO PÓS-SAL DA BACIA DE SANTOS**

LEANDRO VASCONCELOS THOMAZ

ORIENTADOR – Prof. Dr. Ari Roisenberg

BANCA EXAMINADORA

Dra. Ana Maria Pimentel Misuzaki - Instituto de Geociências/UFRGS

Dr. Wilson Wildner – Serviço Geológico do Brasil/CPRM

Dra. Janaína Teixeira Lobo – Associação Brasileira de Geólogos de Petróleo/ABGP

Tese de Doutorado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Doutor em Ciências.

Porto Alegre – 2019

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

#### Catálogo da Publicação

Ficha elaborada pelo Sistema de Geração Automática a partir de dados fornecidos pelo(a) autor(a)

Thomaz, Leandro Vasconcelos  
PROCESSOS VULCÂNICOS VERSUS AMBIENTE DE FORMAÇÃO:  
MECANISMOS ATUANTES NA SUCESSÃO VULCANOSSEDIMENTAR DO  
PÓS SAL DA BACIA DE SANTOS / Leandro Vasconcelos  
Thomaz; orientador Ari Roisenberg. - Rio Grande do  
Sul, 2019. 113 p.

Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências da  
Universidade Federal do Rio grande do Sul, 2019.

1. Geologia. 2. Geoquímica. 3. Vulcanismo. 4.  
Bacia de Santos. 5. Petróleo. I. Roisenberg, Ari,  
orient. II. Título.

## DEDICATÓRIA

## AGRADECIMENTOS

## RESUMO

A interação entre lava, água e sedimento produzem uma ampla variação de depósitos. As características físicas, e por vezes químicas, destes elementos variam de acordo com a pressão e temperatura. Por esta razão os processos vulcânicos oriundos destas interações são complexos e os depósitos são de difícil predição. A possibilidade de que erupções subaquosas possam se desenvolver de forma explosiva a grandes profundidades no leito oceânico é uma questão atual. Para investigar esse tema foram analisados cones vulcânicos do período Neocretáceo na porção norte da Bacia de Santos. Entre os objetivos deve-se ressaltar: 1) compreender os processos vulcânicos e paleoambientais responsáveis pela geração da diversidade faciológica e morfologia destes depósitos; 2) utilizar esse conhecimento para a formulação de um modelo preditivo com vistas à reservatórios de hidrocarbonetos em rochas de associação vulcânica; 3) padronizar uma metodologia para a identificação de feições relacionadas ao ambiente de vulcanismo.

Como forma de avaliar os produtos vulcânicos e a morfologia desses depósitos foi realizada uma série de análises de rochas e interpretação sísmica 3D. Os cones vulcânicos, nessa área, podem ser subdivididos em três partes principais: (1) fácies caótica com formato em V, que são correlacionadas à chaminé vulcânica; (2) fácies sísmica divergente com forte mergulho, que ocorre do lado externo da forma circular com formato em V e que se assemelha a um *maar*; (3) sismofácies de alta amplitude, com boa continuidade e mergulhante, que sobrepõe às outras sismofácies, constituindo cones vulcânicos, que são estratigraficamente correlacionados com argilitos e arenitos da Formação Juréia.

As sismofácies foram correlacionadas entre si nos poços perfurados da área e as amostras de rocha correspondem a: (1 e 2) brecha vulcânica maciça e lapilito, com sedimentos e fragmentos juvenis (comumente ameboidais ou com superfícies curvilineares), denominados peperitos; (3) derrames de lava basáltica subaquosa, por vezes vesiculares, presumivelmente lavas almofadadas e hialoclastitos.

Com base na correlação entre a morfologia do cone vulcânico (avaliada em sísmica 3D), e amostras de rocha, é interpretado que o processo eruptivo inicial se desenvolve explosivamente. A explosividade, no entanto, não está relacionada à exsolução de voláteis do magma – como em erupções subáreas - mas devido ao aquecimento da água

intersticial de sedimentos pelo magma basáltico. Este fato identifica tratar-se de uma erupção freatomagmática, que determina a morfologia do tipo *maar* e chaminé. O processo se desenvolve durante a ascensão do magma em direção à superfície, encontrando água conata no espaço poroso da rocha sedimentar. Essa água é rapidamente aquecida, torna-se vapor e expande episodicamente. Quando a pressão de vapor é maior do que suportada pela coesão da rocha, uma erupção freatomagmática ocorre. A contínua subida de magma faz com que a quantidade magma exceda a quantidade de sedimento. Nesse ponto inicia-se a fase de construção do cone vulcânico, que é formado predominantemente por derrames de lava e hialoclastitos.

Na fase final do vulcanismo a taxa de efusão decresce, e a interação com a água causa rápido resfriamento e fragmentação, formando hialoclastitos predominantes. Dessa forma, sugere-se que a variação na proporção da razão de magma, sedimento e água é a responsável pela variação na morfologia vulcânica e seus produtos relacionados.

A utilização deste tipo de depósito como análogo para a predição de reservatórios de hidrocarbonetos em rochas vulcânicas demonstrou: 1) a influência do ambiente subaquoso sobre a diversidade de fácies vulcânicas; 2) a correlação de fácies vulcânicas explosivas com a presença de água nos sedimentos/rochas sedimentares à época do vulcanismo; 3) a potencialidade desses depósitos constituírem reservatórios de hidrocarbonetos, nas fácies correlacionadas com os depósitos em chaminé.

## ABSTRACT

The interactions between lava, water and sediment make a wide range of deposits. The physical, and sometimes chemical, features of these elements vary according to pressure and temperature. For this reason the volcanic processes arising from these interaction are complex and difficult to predict the deposits. One issue currently debated is the ability of subaqueous basaltic eruptions to occur explosively at seafloor depths. To investigate this question, the present work focuses on ancient volcanic cones of Santonian age that occur in the northern Santos Basin. The purpose was; 1) to understand the volcanic and environmental processes responsible for the generation of the faciological types and deposit morphology; 2) to use this knowledge to a predictive model for hydrocarbon reservoirs in volcanic rocks successions; 3) standardize a methodology for characterization of related features to the volcanism environment.

To constrain the volcanic products and cone morphology, a combination of rock sample analyses and 3D seismic interpretation was conducted. The volcanic cones in this area are seismically recognized and can be subdivided into three main parts: (1) a V-shaped chaotic seismic facies related to the pipe; (2) a sloped and divergent seismic facies occurring outside the V-shaped circle, which appears to be a maar; and (3) a fairly continuous, often high-amplitude, sloped seismic facies that overrides the other seismic facies and forms the volcanic cone itself. These volcanic cones are stratigraphically correlated to the mudstones and arenites from the Jureia Formation.

These seismic facies are correlated to wells in the area, and the rock samples (1 and 2) comprise massive volcanic breccia and lapillistone with sediments and juvenile fragments, termed peperites. The juvenile fragments commonly have ameboidal shapes or curvi-planar surfaces. The chaotic V-shaped seismic facies can be explained as the result of interaction between lava and sediments. The third type of rock sample represents submarine basaltic lava flows, presumably pillow lavas. Some rock samples are highly vesicular. Another common rock facies is hyaloclastite.

The correlation between the volcanic cone morphology (evaluated by 3D seismic interpretation) and rock samples suggests that the initial eruptive process develops explosively. This explosivity, however, is not related to the exsolution of volatiles from magma—as in subaerial eruptions—but to heating of the interstitial water in sediments by



basaltic magma; that is, explosivity is the result of a phreatomagmatic eruption that generates the maar and pipe morphology.

During ascent to the surface, the magma is deduced to encounter the connate water in the sediment pore space. This water is rapidly warmed to become steam and expands dramatically. When the steam pressure exceeds the weight of rock supported by the rock cohesion, a phreatomagmatic eruption occurs. The continuously rising magma locally causes the amount of magma to exceed that of sediment. At this point, the construction phase of the volcanic cone begins, formed predominantly by lava flows and hyaloclastites.

At the final stage of volcanism, the amount of lava decreases, and the interaction with water causes rapid quenching and cooling, forming predominantly hyaloclastites. This interpretation suggests that variations in the ratio of magma, sediment, and water are responsible for the variations in volcanic morphology and its related products.

Using this deposit as an analogue to predict hydrocarbon volcanic reservoir showed: 1) the influence of subaqueous environment on the range of volcanic facies; 2) the correlation of volcanic facies with water in sediments/sedimentary rocks at the time of volcanism; 3) hydrocarbon volcanic reservoir described in the literature may be compared and to pipe morphology and associated to underwater explosive processes.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Caminhamento da pluma de Trindade e sua expressão magmática conforme a hipótese de Thompson et al. 1998..... 19
- Figura 2. Distribuição dos centros e províncias ígneas de idade Cretácica na margem da bacia sedimentar do Paraná, no SE do Brasil. .... 19
- Figura 3. Mapa de anomalia gravimétrica residual Bouguer da margem oeste Africana, com sua interpretação no lado direito, com a posição dos hot spots propostos de St. Helena, Tristan e Gough. Jackson et al. 2000. .... 21
- Figura 4. A tripla junção do AFar no Djibouti. Evaporitos acumulam de forma subárea abaixo do nível do mar e aparecem como manchas pálidas, contornadas de vermelho, sobre derrames basálticos escuros, de crosta proto-oceânica. .... 21
- Figura 5. Location of the Santos Basin, the main study area (rectangle) in the northern portion and wells A, B and C..... 43
- Fig 6. Seismic section in the sampled region. Visualization of volcanic cones with diatremes and intrusive rocks. The length of the cone reaches 6 km. In the interpreted section, the following facies can be recognized: 1) chaotic seismic facies in orange; 2) divergent and inclined seismic facies (maar) in yellow; 3) divergent seismic facies (volcanic cone) in red; and 4) intrusive seismic facies (sills and dikes) in green. Seismic section in time with vertical exaggeration of 3x. .... 45
- Fig 7. (A) Microlites of plagioclase immersed in a partially vitreous groundmass. (B) Labradorite microlitites and microphenocryst (green arrow) immersed in a fine-grained groundmass. (C) Amigdule filled with calcite. (D) Ophitic texture with olivine, augite and labradorite..... 47
- Fig 8. Acoustic "A" image profile. The upper portion is in the range of sampled volcanic rocks and presents morphology similar to pillow lavas. The second interval, with peperite sampling, has parallel-plane lamination. Vertical features are due to breakouts. The diameter is approximately 31 cm. .... 48
- Fig 9. Peperite formed by highly vesiculated lava (2) superimposed on coarse sandstone (1). The amygdules are filled with coarse sand composed of quartz and smectite. .... 49
- Fig 10. Peperite formed by angular (1) and fluid clasts (2) of volcanic rocks immersed in a matrix of poorly sorted quartz and feldspar grains (3)..... 49
- Fig 11. Vitreous amygdaloidal volcanic rock (1). The amygdules (2) are filled with calcite

and smectites. Volcanic glass (1) is partially replaced by clay minerals of the smectite group.....	49
Fig. 12. Proposed model for the submarine volcanic succession in the northern Santos Basin. 1) Intrusion of basaltic magma into a consolidated sedimentary sequence. 2) Breaking of sedimentary rocks by heating from basaltic magma and expansion of interstitial water. 3) Ascent of basaltic magma and its mixture with pre-existing sedimentary and volcanic fragments. 4) Development of the volcanic cone through successive basaltic lava deposits.....	52
<i>Figure 13. Overview of volcanic environments, deposit morphology and main characteristics. The deposit morphology is presented in plan and section. Schematic diagram without scale. ....</i>	82
Figura 14. Exemplo teórico de cristalização através do resfriamento lento. ....	93
Figura 15. Exemplo teórico de cristalização através do resfriamento rápido. ....	94
Figura 16. Exemplo teórico de cristalização através do resfriamento rápido e geração de cristais defeituosos. ....	96
Figura 17. Exemplo teórico de formação de texturas híbridas formadas por resfriamento lento.....	97
Figura 18. Perfil de imagem acústica em intervalo de rochas vulcânicas com morfologia de pillow-lavas. As porções entre pillows possuem baixa reflexão acústica, o que pode indicar a presença de argilominerais ou poros. As pillow-lavas possuem formato arredondado no topo e frequentemente base em formato de pedúnculo, conforme interpretação à direita. As dimensões das pillow lavas variam entre 30 cm a 1 m.....	100
Figura 19. Seção esquemática com sucessões de fácies vulcânicas possíveis desde um ambiente subaquoso profundo (1) até o subaéreo (6).....	103

**LISTA DE QUADROS**

Quadro 1. Características observadas nos ambientes subáreo, transicional e subaquoso de acordo com a metodologia empregada.....	105
---	-----

## SUMÁRIO

1. Introdução .....	16
1.1 Estrutura da Tese: .....	16
1.2. Objetivos.....	17
1.3. Bacia de Santos – Contexto regional e local .....	18
1.3.1. Características dos magmas nas Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo 22	
1.3.2. Contexto geológico local .....	25
1.3.3. Revisão das condições e influência do ambiente sobre a faciologia do vulcanismo subaquoso e principais tipos de depósitos. ....	26
1.4. Referências .....	32
2. EXPLOSIVE TO EFFUSIVE VOLCANIC FEATURES OF BASALTS IN THE SUBMARINE SETTING OF THE POST-SALT SEQUENCE IN THE SANTOS BASIN (BRAZIL).....	38
ABSTRACT.....	38
2. 1. Introduction .....	40
2. 2. A review of the conditions and influence of the environment on subaqueous volcanic faciology .....	40
2. 3. Geological Setting in the Santos Basin .....	42
2. 4. Materials and methods.....	44
2. 5. Results.....	45
2. 5.1. <i>Morphology and deposit size</i> .....	45
2. 5.2. <i>Petrography and faciology</i> .....	46
2. 6. Discussion.....	50
2. 7. Conclusions .....	54
References .....	55
3. A VOLCANOLOGICAL PERSPECTIVE ON HYDROCARBON VOLCANIC RESERVOIRS .....	59
ABSTRACT .....	59
3. 1. INTRODUCTION .....	60

3.2. HYDROCARBON RESERVOIRS IN VOLCANIC SUCCESSIONS .....	63
3.2.1. Reservoirs in primary volcanoclastic rocks.....	63
3.2.2. Reservoirs in secondary volcanoclastic rocks .....	64
3.3. VOLCANIC PROCESSES RESPONSIBLE FOR THE FORMATION OF VOLCANIC RESERVOIRS.....	66
3.3.1. Processes in primary volcanoclastic deposits .....	66
3.3.2. Processes in secondary volcanoclastic deposits.....	67
3.4.1. Subaerial environment .....	69
3.4.2. Transitional environment.....	70
3.4.3. Underwater shallow environment .....	70
3.4.4. Deep underwater environment.....	71
3.5. DISCUSSION .....	71
3.5.1. Reservoirs in volcanoclastic primary rocks.....	71
3.5.2. Reservoirs in secondary volcanoclastic rocks .....	73
3.6. CONCLUSIONS.....	74
<i>Figure 13. Overview of volcanic environments, deposit morphology and main characteristics. The deposit morphology is presented in plan and section. Schematic diagram without scale.</i> .....	82
4. Metodologia integrada para a caracterização de ambientes de vulcanismo: enfoque para a utilização na indústria de petróleo .....	84
Resumo .....	85
Abstract.....	86
4.1. Introdução .....	87
4.2. Metodologia .....	89
4.3. Petrografia quantitativa/qualitativa de distribuição de tamanhos de cristais .....	89
4.3.1. Texturas de resfriamento lento.....	92
4.3.2. Texturas de resfriamento rápido .....	94
4.3.3. Texturas híbridas de resfriamento lento e rápido.....	96
4.4. Perfis de poço (Resistivo, imagem) .....	97
4.5. Sucessão Vulcânica .....	101
4.6. Discussão .....	103
4.7. Referências.....	105
5. Anexos .....	109

- i. An integrated methodology to evaluate the basaltic volcanism environment: a petroleum exploration approach ..... 109
- ii. A passagem do vulcanismo explosivo para efusivo em ambiente submarino na bacia de Santos: interação entre magma, água e sedimento ..... 110
- iii. Vulcânicas e vulcanoclásticas: desafios em reservatórios não-convencionais 111
- iv. Vulcanismo em ambiente submarino na Bacia de Santos: Controles ambientais e seu impacto na sedimentação durante o Santoniano..... 113

## 1. Introdução

### 1.1 Estrutura da Tese:

Esta tese de Doutorado está estruturada em torno de artigos submetidos em periódicos. Consequentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de Doutorado, onde estão sumarizados os objetivos e o estado da arte sobre o tema de pesquisa. O tema principal da tese compreende o estudo dos processos vulcânicos atuantes durante o período Neocretáceo na porção norte da Bacia de Santos. Este foi o alvo do artigo “Explosive to effusive volcanic features of basalts in the submarine setting of the post salt sequence in the Santos basin (Brazil)”. A partir do estudo dessa sucessão vulcanossedimentar foi realizada uma comparação de fácies e morfologia de depósitos vulcânicos com reservatórios de hidrocarbonetos em rochas vulcânicas e vulcanoclásticas. Essa comparação propiciou a sugestão de modelos preditivos de reservatórios não convencionais com base nos processos vulcânicos e ambientais, e descritos no segundo artigo: “A volcanological perspective on hydrocarbon volcanic reservoirs”. Durante ambos estudos foi necessária uma padronização da metodologia para a identificação de feições relacionadas ao ambiente no qual ocorreu o vulcanismo, e esta metodologia foi descrita no artigo: “Metodologia integrada para a caracterização de ambientes de vulcanismo: enfoque para a utilização na indústria de petróleo”.
- b) Artigos submetidos a periódicos com corpo editorial permanente e revisores independentes escritos pelo autor durante o desenvolvimento de seu Doutorado. A saber:
  - 1) Explosive to effusive volcanic features of basalts in the submarine setting of the post salt sequence in the Santos basin (Brazil) **submetido à revista ...**
  - 2) A volcanological perspective on hydrocarbon volcanic reservoirs **submetido à revista ...**
  - 3) Metodologia integrada para a caracterização de ambientes de vulcanismo:



enfoque para a utilização na indústria de petróleo **submetido à revista ...**

- c) Anexos, compreendendo: resumos publicados em eventos, relacionados ao tema central da dissertação, bem como documentação pertinente que por sua dimensão e/ou natureza não pode ser incluída nos artigos.

## 1.2. Objetivos

Este estudo teve como principal objetivo compreender os processos vulcânicos e ambientais que impactaram na geração da diversidade faciológica de depósitos vulcânicos e vulcanoclásticos no período Neocretáceo de idade Santoniano-Campaniano (87 a 72 Ma) no norte da Bacia de Santos. A aplicação direta foi a formulação de um modelo preditivo de potenciais reservatórios não-convencionais em rochas vulcânicas e vulcanoclásticas com base nos processos vulcânicos e ambientes. Este modelo pode ser aplicado em diversas bacias e contextos tectônicos, desde que considerado suas características específicas. Além disso, outro objetivo foi a definição de uma metodologia integrada para a caracterização dos ambientes de vulcanismo com base em petrografia, análise de perfis de poço e sísmica.

### 1.3. Bacia de Santos – Contexto regional e local

As teorias postuladas para a gênese do magmatismo nas **bacia Bacias** de Santos, Campos e Espírito Santo **tem sido postuladas se dividem principalmente** em duas hipóteses:

- 1) **que invoca a** presença de pluma ou hot spot (Gibson et al. 1995 e 1997; Thompson et al. 1998; Thomaz Filho e Rodrigues 1999; Jackson et al. 2000);
- 2) **que relacionam à** fusão parcial relacionando ao estiramento tectônico (Almeida et al. 1986; Mohriak e Dewey 1987; Costa 1988; Riccomini 1989; Mohriak et al. 1990; Chang et al. 1992; Caddah et al. 1998; Bennio et al. 2003; Oreiro et al. 2005, 2008).

A teoria de que uma pluma mantélica foi a responsável pela geração do magmatismo nas **bacias Bacias** de Campos e do Espírito Santo tem como um dos principais expoentes o trabalho de Thompson et al. (1998) 1998. Estes autores acreditam que uma pluma iniciou a 80 Ma em Poços de Caldas e percorreu um caminho **abaixo por baixo** do Cráton do São Francisco, porém o sinal magmático em superfície foi desviado pela litosfera cratônica, até encontrar uma litosfera afinada ao longo da margem passiva. Após 55 Ma esse magmatismo foi transferido de Cabo Frio para a plataforma de Abrolhos (52 Ma) formando os montes submarinos de Trindade e Martin Vaz. A Figura 1, extraída de Thompson et al. (1998), demonstra a proposta do caminhamento da pluma de Trindade e sua expressão magmática supostamente defletida devido à espessura cratônica. A Figura 2, demonstra a distribuição das províncias e centros ígneos do Cretáceo, **em torno ao redor** da **Bacia do Paraná. bacia sedimentar do Paraná.**

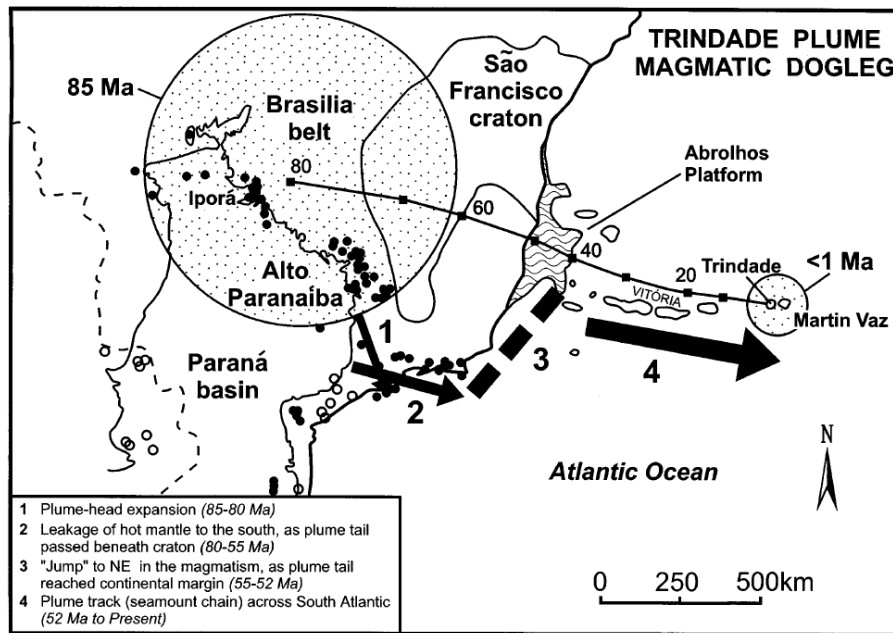


Figura 1. Caminhamento da pluma de Trindade e sua expressão magmática conforme a hipótese de (modificado de Thompson et al., 1998).

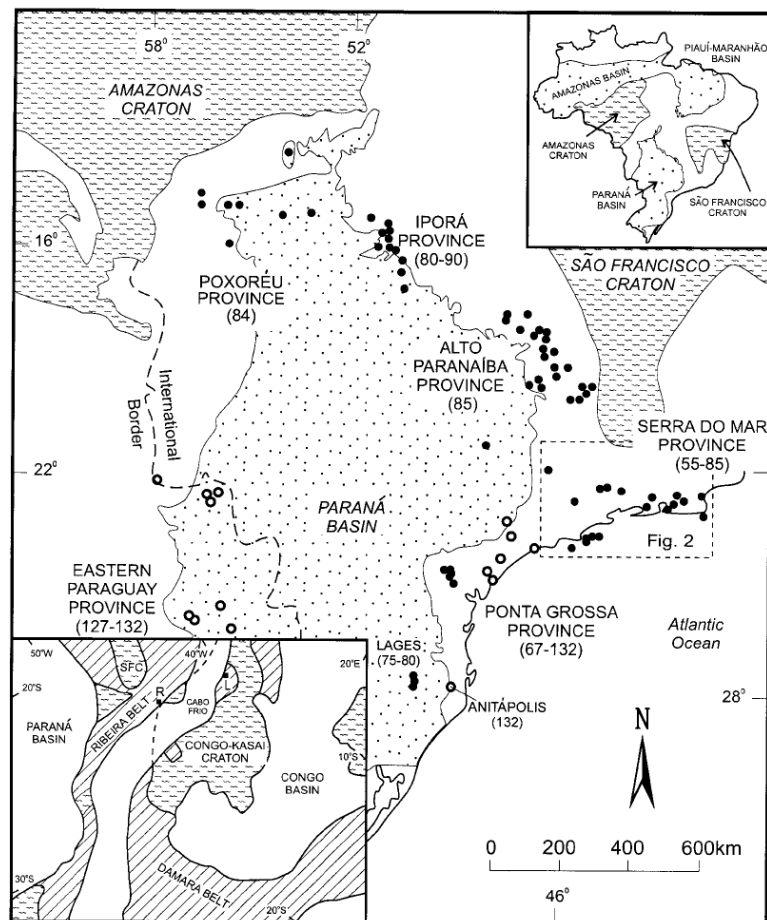


Figura 2. Distribuição dos centros e províncias ígneas de idade Cretácica na margem da

bacia sedimentar do Paraná Bacia do Paraná, sudeste SE do Brasil.

A teoria do traço de pluma sobre a nas Bacias de Campos e do Espírito Santo, especialmente com base nos trabalhos de Gibson et al. 1995 e 1997, foi utilizado no trabalho de Thomaz Filho e Rodrigues (1999), 1999 que sugeriram que, além das manifestações vulcânicas, ocorreu a geração de petróleo durante a movimentação da placa sobre a pluma.

Jackson et al. (2000)2000, tendo como pressuposto que a separação do Brasil e África iniciou-se com a instalação dos hot spots de Tristan, Gough e St. Helena (Figura 3), acreditavam que abaixo da camada de sal das Bacias bacias do Sudeste ocorreria uma ampla sequência de derrames SDR (*sea deeping reflector*). Estes autores sugeriram como análogo a deposição de camadas de sal em lagos hipersalinos no Afar (Etiópia, Figura 4). Nesta hipótese geológica as rochas geradoras poderiam ocorrer acima da sequência SDR. Outra possibilidade seria que as rochas geradoras poderiam ser formadas sobre o sal, aproveitando barreiras topográficas providas por derrames subaéreos da Walvis Ridge e Rio Grande, que poderiam restringir a circulação e prover condições anóxicas para argilitos marinhos distais.

As razões pelas quais Jackson et al. 2000 acreditavam que ocorreria sequencias vulcânicas abaixo do sal era pela comparação com as bacias do Atlântico Norte e: (1) grandes volumes de rochas ígneas associadas com as províncias onshore Paraná-Etendeka, (2) traços dos hot spots Tristan, Gough e St. Helena, (3) perfis sísmicos mostrando sequencias SDR com mais de 200 km de largura e 7 km de espessura, (4) boa intersecção com basaltos em uma variedade de contextos sinrife e pós-rifte.

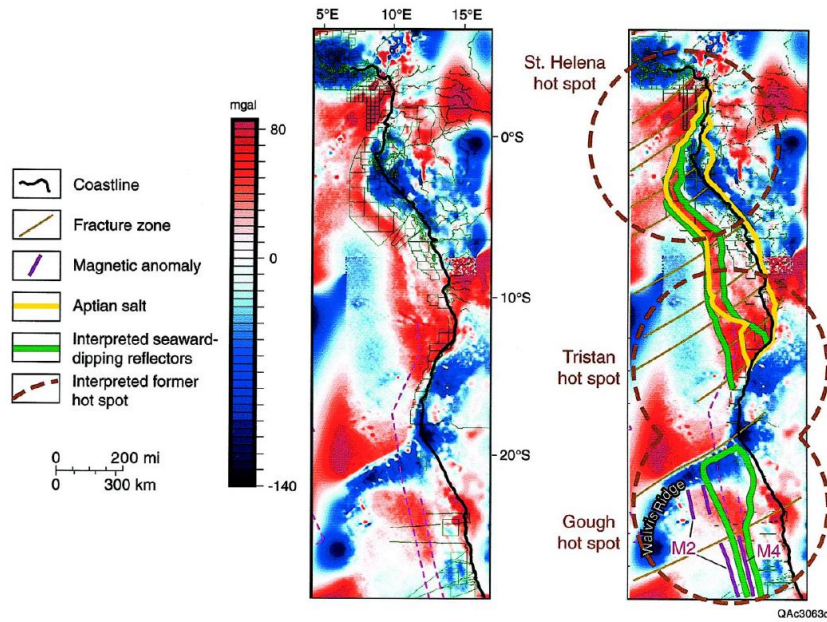


Figura 3. Mapa de anomalia gravimétrica residual Bouguer da margem oeste Africana, com sua interpretação no lado direito, com a posição dos hot spots propostos de Santa Helena, Tristao da Cunha e Gough (modificado de Jackson et al., 2000).

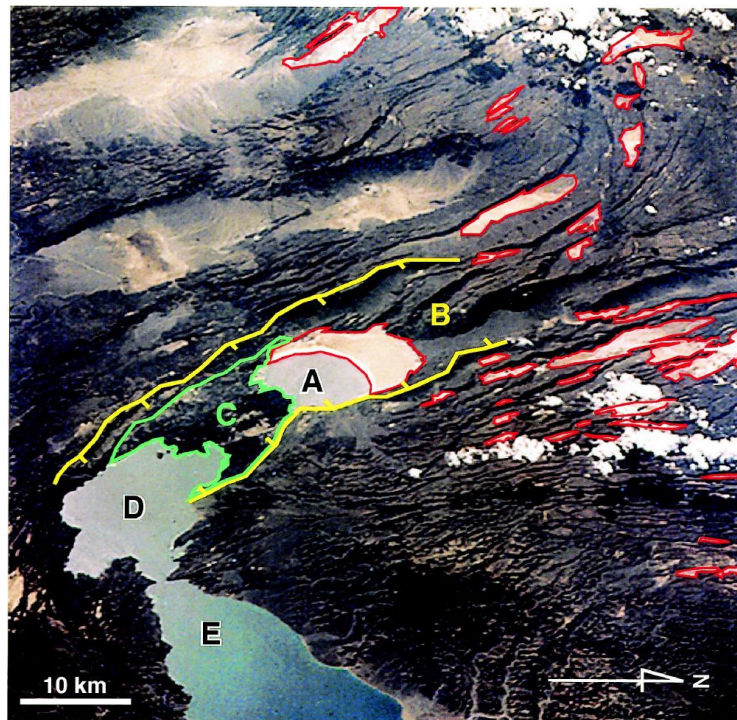


Figura 4. A tripla junção do AFar Afar no Djibouti. Evaporitos acumulam de forma subárea abaixo do nível do mar e aparecem como manchas pálidas, contornadas de vermelho, sobre derrames basálticos escuros, de crosta proto-oceânica (modificado ???).

Mizusaki et al. 1992 por sua vez **propõem colocam** que os basaltos podem estar relacionados aos estágios iniciais do processo principal de rifteamento que causou

afinamento crustal durante a abertura do oceano Atlântico Sul mas **Mas** associa a gênese à uma pluma que teria gerado os basaltos do Serra Geral nos estágios iniciais.

Chang et al. (1992) **1992** e outros autores, **seguem seguindo** a proposta de McKenzie (1978), propondo a origem do magmatismo à distensão nas Bacias de Santos, Sergipe-Alagoas (Chang & Kowsmann, 1984, 1986), Campos (Mohriak & Dewey 1987; Mohriak et al. 1990), Pelotas e Espírito Santo (Costa, 1988), e **concluíram concluiu** que o estiramento uniforme ou não-uniforme da litosfera, junto com dois estágios de subsidência da bacia (estiramento litosférico, seguido por contração termal), amplificado por sobrecarga de sedimentos, poderia responder à evolução do sistema de Riftes Brasileiros Leste.

As relações espaciais e temporais existentes conhecidas em dois ambientes tectônicos: o das bacias da margem continental, emersas e submersas, e o das áreas próximas a elas, no interior do continente foram assinaladas por Almeida et al. 1986. Estes autores acreditam que o processo de rifteamento que, do Neojurássico ao Eocretáceo, deu origem ao Oceano Atlântico Sul, foi acompanhado e sucedido por inúmeros eventos magmáticos nas bacias da margem continental, nos altos que as separam, bem como no continente emerso adjacente. De forma complementar Riccomini, 1989, sugere que o vulcanismo do final do cretáceo ao início do cenozoico pode ter sido gerado por tensão transtensiva na litosfera, após a abertura do Oceano Atlântico Sul.

### 1.3.1. Características dos magmas nas Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo

Os litotipos encontrados nas Bacias de Santos, Campos, Espírito Santo e em suas margens possuem predominantemente afinidade básica e alcalina. Os equivalentes magmáticos da Bacia de Campos que ocorrem no continente foram estudados por Bennio et al. (2003) **2003**, com base nos diques do Arraial do Cabo. Na Bacia de Campos alguns dados publicados são encontrados nos trabalhos de: 1) Caddah et al. (1998) **1998**, que caracterizaram as camadas de bentonita associadas aos depósitos turbidíticos; 2) Fodor et al. (1983) **1983**, com caracterização de alguns poços das **bacias** Bacias de Campos e Santos; 3) Ferreira et al. (2014) **2014**, que embora não **tenham tenha** caracterizado os litotipos com dados de rocha, forneceram informações sobre a morfologia das intrusões e

associações a associação com vulcânicas/vulcanoclásticas com base em sísmica.

Em relação às datações e dados de petrogênese (publicados) temos como exemplo os trabalhos do Bennio et al. 2003; Ferreira et al. 2014 (através de citação); Fodor et al. 1983 (datação K-Ar em poços da Bacia de Campos e Santos).

SERIA ADEQUADO INSERIR UM MAPA COM A LOCALIZAÇÃO DE CADA BACIA, SUB-BACIA, CAMPO E COMPLEXO DESCRITO CASO CONTRÁRIO O LEITOR FICA PERDIDO (EX. BACIA DE SANTOS, BACIA DE CAMPOS, BACIA DE PELOTAS, BAXIA DO ESPÍRITO SANTO, CAMPO PARAPEBA, BACIA DE CUMURUXATIVA, COMPLEXO ALCALNO DE ITATIAIA, ETC)

Na margem da Bacia de Campos, os diques do Arraial do Cabo foram estudados por Bennio et al. (2003) 2003, que concluíram que estes diques não são relacionados com os eventos vulcânicos Paraná-Etendeka e possuem idade cenozoica, afinidade alcalina, sendo constituídos compostos por basaltos e basaltos andesíticos. Quimicamente são similares à série baixo-Ti do vulcanismo Paraná-Etendeka, representados pelos litotipos Gramados e Esmeralda, e na porção nordeste ao Ribeira. Bennio et al. 2003 Os mesmos autores concluíram também que as idades das rochas alcalinas e toleíticas são similares, o que indica que uma litosfera estirada nessa área permitiu a geração e migração dos dois de ambos os tipos magmáticos, em uma fase tectônica extensional. A diferença isotópica entre os tipos as toleíticas e máficas alcalinas sugere que houve duas fontes mantélicas distintas, e estas são completamente diferentes isotopicamente das ilhas de Trindade-Martim Vaz e do suposto traço desviado da pluma mantélica de Trindade à 55 Ma.

Adjacente e localizado no continente, próximo Próximo ao alto que separa as Bacias de Santos e Espírito Santo, porém no continente, aflora o complexo alcalino do Itatiaia, é uma intrusão do Cretáceo Superior (72 ±6 Ma) datada pelo método por K-Ar (Amaral et al., 1967). Este complexo é constituído Composta por sienitos, nefelina-sienitos com variáveis quantidade de nefelina (12-36 vol%), e granitos com afinidade alcalina, É formado por diferentes grupos magmáticos, claramente separados em relação ao tempo de colocação e no espaço. na forma de plugs ou diques, representando Cada grupo é formado por pulsos magmáticos distintos,. O nível de intrusão crustal raso é

sugerido pela ocorrência de brechas magmáticas e fraturamento rúptil dos corpos logo após sua colocação. Existem evidências que a diferenciação nestas rochas ocorreu em um sistema fechado, dentro de cada grupo. Isto tem como base a variação composicional continua de mineral e rocha-total, e pela relativa constância da razão  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  dentro de cada grupo. Não existe evidência de campo, petrográfica ou química de misturas de magmas, o que implica que os reservatórios foram preenchidos por pulsos magmáticos independentes. Isto é evidenciado por: 1) contato nítido entre as intrusões de rochas saturadas em Si e aquelas com nefelina normativa, indicando diferentes tempos de colocação de diferentes grupos. 2) a curva de liquidus mineral são quimicamente diferentes e seguem *trends* composicionais distintos. 3) a razão inicial  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  possui um range discreto e significativa é uma clara evidencia que contrapõe a teoria de geração de rochas saturadas ou insaturadas em  $\text{SiO}_2$  através da diferenciação magmática. A idade é próxima ao do complexo alcalino Passa Quatro,  $77 \pm 3$  Ma e Morro Redondo 73 Ma.

Na Bacia de Campos, Caddah et al. (1998) 1998 identificaram quinze camadas de bentonita na seção Santoniano/Campaniano. Estas camadas alcançam variam em espessura até 1 m, e são compostas principalmente por interestratificado illita/esmectita. No campo de Carapeba foi identificado uma camada de bentonita pura. As camadas de bentonita podem ser seguidas por mais de 8 km utilizando amostras de rocha e logs elétricos (picos de alta porosidade). As camadas de bentonita estão associadas com turbiditos e indicam uma contemporaneidade do processo de formação do turbiditos e os depósitos vulcanoclásticos. Concluíram os citados autores que o vulcanismo e a sismicidade tectônica associada são os mecanismos para o disparo da sedimentação turbidítica.

Na bacia de Cumuruxatiba, Ferreira et al. (2014) 2014, consideram que as erupções vulcânicas e fluxos magmáticos do complexo Abrolhos resultaram resultou em sobrepeso diferencial nos limites da Bacia funcionando como um gatilho para a halocinese e subsequente formação de dobramentos associados às falhas. A bacia de Cumuruxatiba é circundada pelo Alto do Complexo Magmático de Abrolhos. Ferreira et al. (2014) relacionam este evento magmático com uma forte fase de deformação contracional Norte-Sul, que ficou concentrada no começo do Cenozóico com um pico máximo no Eoceno (6 km/Ma). O pós-cenozóico marca um declínio na taxa de estiramento (ao redor de 4 km/Ma até menos de 1).



A formação Abrolhos possui idade estimada entre 37 e 59 Ma (Mizusaki et al., 1994), Ferreira et al. (2014) citam uma datação K-Ar da formação Abrolhos com idade  $28 \pm 0.4$  Ma. Mohriak (2006) observa que as ilhas de Redonda e Siriba são compostas basicamente de camadas vulcânicas interdigitadas com rochas siliciclásticas.

Nas **bacias** **Bacias** de Campos e Santos, Fodor et al. (1983), caracterizam quatro intervalos de **por** idade K-Ar. No poço RJS-36, foi datado **caracterizam** um derrame com 112 Ma com características similares a MORB e **razão em**  $La/Sm=0.8$  e  $Ce(n)=16.5$ , **o que isto** sugere a formação da crosta oceânica nesta idade. Guedes *et al.* (2005), através **datações idades** K-Ar e  $^{40}Ar/^{39}Ar$  de diques toleíticos e alcalinos no embasamento da **bacia** Bacia de Santos e áreas de Resende, apresentam idades variando de  $148.3 \pm 3$  a  $133.9 \pm 0.5$  Ma para os diques de direção Diques NNW-NNE. **com idades variando de** **148.3  $\pm$ 3 a 133.9  $\pm$ 0.5 Ma**, **enquanto diques** **Diques** de lamprófiros **possuem com** idades de  $82,6 \pm 1,7$  Ma, **plutons de sienitos**,  $69,9 \pm 0.11$  Ma e diques félsicos, **para plutons de sienito, e** com idades de 64-59 Ma. **para diques félsicos.**

### 1.3.2. Contexto geológico local

**FALTA FIGURA QUE PODE SER SUPRIDA PELA ANTERIOR SOLICITADA. ESTE ITEM FICOU CURTO. NÃO PODERIA SER INCORPORADO AO ITEM ANTERIOR?**

A Bacia de Santos localiza-se na margem continental da Região Sudeste do Brasil, seu limite norte com a Bacia de Campos é definido pelo Alto de Cabo Frio e o limite sul com a Bacia de Pelotas ocorre pela Zona de Fratura de Florianópolis. A geologia da Bacia de Santos foi sintetizada por Pereira & Feijó (1994), nos termos de sequências deposicionais e fases tectônicas. A Bacia de Santos foi formada pela abertura do Atlântico Sul, que se iniciou no Eocretáceo.

A área em análise **no presente projeto de pesquisa** corresponde à porção norte da Bacia de Santos, no período Neocretáceo de idade Santoniano-Campaniano (87 a 72 Ma). Esta área foi intensamente afetada pelo magmatismo de  $82 \pm 1$  Ma, manifestado como cones vulcânicos, rochas extrusivas e intrusivas (Moreira et al., 2005).

Zalán e Oliveira (2005) descrevem dezenas de *stocks* alcalinos com idades neocretáceas/paleogênicas coincidentes com o Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste

do Brasil, o qual se estende na plataforma continental das **bacias** **Bacias** de Santos e Campos. Estes autores concordam com Thomaz Filho et al. (2005) que sugerem que a movimentação gradual e relativa da Placa Sul-Americana de leste para oeste, sobre a Pluma de Trindade foi a principal causa para a geração do magmatismo e soerguimento da Serra do Mar.

Associado ao vulcanismo ocorreu a sedimentação dos principais reservatórios siliciclásticos do pós-sal da Bacia de Santos. Essa aparente coincidência é explicada pela **hipótese** **teoria** de Zalán & Oliveira (2005) como fruto da passagem da placa continental sobre a pluma mantélica que gerou tanto o magmatismo quanto o soerguimento continental, esta última por sua vez, foi a área fonte do sedimento siliciclástico na Bacia de Santos.

Dentre os trabalhos realizados nesta região destaca-se o realizado por Moreira et al. (2005) que distinguiram as sismofácies de distintos cones vulcânicos, bem como fácies de conduto vulcânicos e intrusivas. Estes autores sugerem a ocorrência de vulcanismo subaéreo e subaquoso a partir da sua relação estratigráfica com sistemas deposicionais arenosos de plataforma e talude.

### 1.3.3. Revisão das condições e influência do ambiente sobre a faciologia do vulcanismo subaquoso.

#### 1.3.3.1. **Vesiculação e explosividade do vulcanismo basáltico subaquoso**

Em relação aos processos vulcânicos em ambiente subaquoso, uma das questões atualmente debatidas é o efeito da profundidade da lâmina d'água sob a explosividade do vulcanismo. Esta discussão foi iniciada por McBirney (1963) que estimou uma profundidade limite para a maioria das erupções basálticas entre 200 e 500 m (20-50 bar). McBirney (1971) defendeu que a vesiculação significativa do magma **silíco** somente ocorre em água com profundidades menores de 100 m. Estes autores consideram o efeito da profundidade da lamina d'água como **condicionante** à capacidade de exsolução dos voláteis contidos no magma. O mecanismo é resultante da decompressão do magma que faz com que o limite das bolhas se quebrem por ruptura ou fratura quando baixas pressões ambientais são alcançadas (Cashman & Blundy, 2000)

Por outro lado, Stix & Phillips (2012) argumentam que com base experimental, erupções explosivas poderiam ocorrer em profundidades superiores a 1.000 metros, se a quantidade de voláteis for maior que 4-6% em peso e se a taxa de decompressão for

alta. No entanto, Cas & Giordano (2014) acreditam que embora a vesiculação possa ocorrer nestas profundidades, isso não significa que a fragmentação seja explosiva. Estes autores argumentam que uma vez que a profundidade de coluna de água equivalente ao ponto crítico do CO<sub>2</sub> é 738 m, os voláteis exsolveriam como fluidos supercríticos e, para que este fosse explosivo, seria necessário que expandissem rapidamente na forma de vapor.

Além do efeito da pressão da água sobre o magma, deve ser levado em consideração que as propriedades do meio aquoso mudam de acordo com a temperatura e pressão (Cas & Giordano, 2014; Downey & Lentz, 2006; McBirney, 1963). Esta particularidade da propriedade da água torna mais complexo o estudo do vulcanismo neste tipo de ambiente. A pressão, temperatura e composição do fundido governam a quantidade máxima de espécies voláteis dissolvidas no magma (Downey & Lentz, 2006). Altas pressões em ambientes subaquosos favorecem a manutenção da dissolução dos voláteis no magma. Os voláteis influenciam a temperatura de cristalização, a assembleia mineral, e conseqüentemente outras propriedades físicas do magma, como viscosidade e densidade (Downey & Lentz, 2006). O CO<sub>2</sub> dissolvido, por exemplo, diminui a viscosidade do magma (Cas & Giordano, 2014).

Um modelo distinto abordado para as erupções explosivas subaquosas foi proposta por (Peckover et al., 1973). Estes autores introduziram o conceito de explosões causadas por “Fuel-coolant interaction”, onde a rápida transferência de calor do magma para a água causa a vaporização e expansão explosiva. Neste modelo, a profundidade limite teórica seria de 700 m (Peckover et al., 1973), equivalente à profundidade do ponto crítico do CO<sub>2</sub>. (Clague et al., 2003). No entanto, identificaram depósitos explosivos formados em profundidades superiores a 1.300 metros. Cas & Giordano (2014) consideram o limite em 3 km, equivalente ao ponto crítico da água marinha.

A diferença entre o modelo de McBirney (1963) e o de Peckover et al. (1973) é que o primeiro considera a expansão dos voláteis contidos no magma (*magma driven*), enquanto o outro considera a interação entre o magma e a água do meio (e.g.: água conata ou marinha). Este modelo sofreu avanços com foi avançado por Wohletz (1986, 2003), Kokelaar (1983, 1986) e Zimanowski & Büttner (2003), que passaram a considerar outras questões termodinâmicas, como por exemplo, a proporção da mistura de vapor e água e seus mecanismos de mistura.

É importante ressaltar que, embora uma erupção possa ser explosiva, as

propriedades de módulo de massa (compressibilidade/deformabilidade) da água podem atenuar ondas explosivas de choque. Resnyansky & Delaney (2006) observaram experimentalmente que a pressão de uma explosão é reduzida em **por** 80% na água, em comparação com o ar, e a intensidade é atenuada exponencialmente com a distância a partir da fonte. Isso ocorre, pois, o volume específico da água varia enormemente em função da pressão. A principal variação ocorre em baixas pressões (<10 MPa, equivalente a 1 km de lâmina de água) e, desta forma, a habilidade para expandir explosivamente é suprimida em grandes profundidades.

Em contraponto aos modelos teóricos, erupções vulcânicas explosivas foram observadas em grandes profundidades (White et al., 2003; Worthington et al, 1999; Yuasa & Kano, 2003). Cas & Giordano (2014) sugerem, no entanto, que as feições observadas e interpretadas como explosivas, poderiam ser produzidas em decorrência da fluatibilidade do magma, causada pela diferença de densidade entre o magma e a crosta oceânica.

Conforme exposto, **tem-se** duas principais hipóteses são aceitas sobre a limitação do vulcanismo explosivo em profundidade. Na primeira hipótese (McBirney, 1963) a explosão é causada essencialmente pela expansão dos voláteis presentes no magma e seu limite estimado é 200 a 500 metros para magmas basálticos. Já a hipótese de interação entre o magma e a água em casos de vulcanismo subaquoso, havendo detonação da água o limite de lâmina d'água estimado é de 700 m ou de 2000 metros (ponto crítico da água marinha). As duas hipóteses podem ocorrer e os produtos gerados **por elas** são diferentes. O primeiro irá gerar uma rocha essencialmente magmática e fragmentada, enquanto o segundo será composto por mistura de sedimentos e fragmentos de rochas vulcânicas plásticas.

No presente estudo iremos explorar são explorados os destes processos de interação, as fácies e morfologias do vulcanismo basáltico da Bacia de Santos com o paleoambiente no qual se insere. No presente trabalho nós apresentamos uma sucessão vulcânica, de composição basáltica, na Bacia de Santos. O propósito foi utilizá-la como caso de estudo do efeito do ambiente sobre as fácies e morfologias vulcânicas em ambiente subaquoso. A proposta em teste é conhecer as condições paleoambientais marinhas vigentes à época do vulcanismo, através das feições identificadas no vulcanismo, bem como as condições nas quais a explosividade ocorrem as erupções explosivas. podem ocorrer em que condições de ambiente submarino profundo, encontrar feições que as indiquem. Adicionalmente identificar o mecanismo detonador, por exemplo

magma-driven (e.g.: Cas 1992; McBirney 1963) ou interação entre magma e água conata/ambiental (e.g Peckover et al. 1973; Wohletz 1986). Algumas considerações sobre a faciologia, sucessão vulcânica e utilização na indústria do Petróleo e mineração também serão discutidas. **ESTE PARÁGRAFO FAZ PARTE DOS OBJETIVOS E DEVE SER SUPRIMIDO**

### 1.3.3.2. Principais depósitos de vulcanismo subaquoso.

#### Lavas em **lençol** lençóis (*lava-sheet*)

Lavas em lençol são derrames totalmente interconectados, com uma superfície **do terreno**, que pode lisa, alinhada em direção do fluxo ou deformada. A morfologia em lençol é produzida por altas taxas de erupção/fluxo (Bonatti e Harrison 1988; White et al. 2015). São tipicamente restritas a regiões próximas às regiões de descarga ou constrição de fluxo.

Os derrames subaquosos foram divididos por Bonatti & Harrison (1988) em três grupos principais: 1) Lagos de lava; 2) Lavas em lençol (lisa, lobada, enrugada); 3) *Pillow-lavas*. Segundo estes autores altas taxas de espraiamento (*spreading rate*) e temperatura favorecem a formação de lagos de lava e lavas em lençol.

#### Lavas **almofadadas** (*Pillow-lavas*)

*Pillow-lavas* são derrames com estruturas em formatos de almofadas. O formato elíptico que marca as exposições bidimensionais de pillow-lavas representa na realidade uma seção de tubos e lobos de lava. Com a entrada da lava os lobos almofadados expandem e avançam por estiramento ou ruptura da crosta resfriada (Yamagishi, 1985). Quando a ruptura ocorre, os limites da ruptura são separados por meios de propagação simétrica ou assimétrica de lava fluida. Walker (1992) (Walker 1992) sugeriu que o mecanismo de expansão do lobo de *pillow-lavas* é influenciado pela viscosidade da lava. Em lavas com relativamente baixa viscosidade, a expansão das *pillows* ocorre principalmente por estiramento e as superfícies lisas com crostas não quebradiças. A ruptura da crosta e espalhamento funcionam em lavas com viscosidade elevada altas, e a superfície das *pillows* são irregulares, com corrugações e fraturas. A penetração de água nestas fraturas através destas juntas de resfriamento, que cortam a crosta, podem resfriar

o interior das *pillows*. Sucessivos reabastecimentos por lavas fundidas nestes lobos permitem a formação de estruturas de múltiplas crostas (Yamagishi, 1985). As *pillow*-lavas podem ser **dividadas em** esféricas, alongadas e quebradas (Bonatti & Harrison 1988).

*Pillow-lavas* podem ser formadas sem interação explosiva entre lava e o meio aquoso graças à geração de um “filme de vapor” (Wohletz, 1986). Este filme de vapor, ou H<sub>2</sub>O em estado supercrítico, faz com que o magma perca calor através da radiação, que é menos eficiente que a condução térmica. **Este fato Isso** permite um resfriamento lento o suficiente para formação da crosta vítrea, sob a qual o magma irá inflá-la.

Observações diretas de fluxos de lavas modernos confirmaram a associação entre os fluxos de lavas almofadadas e o ambiente subaquoso (Ballard & Moore, 2012; Wells et al., 1979).

## Hialoclastitos

Hialoclastito é um termo genético para **são para** depósitos vulcanoclásticos primários, formados pela fragmentação **da lava, o magma** devido à contração térmica, quando em contato com a água (White & Houghton, 2006). A transformação do magma para vidro ocasiona fraturas e rachaduras (Cas & Wright, 1987; McPhie et al., 1993; White & Houghton, 2006). A fragmentação por contração por si só não é explosiva (Rittmann, 1962; Yamagishi, 1991; McPhie et al., 1993). A lava pode também fragmentar-se devido à movimentação, e, portanto, associado ao declive (Watton et al., 2013). Hialoclastitos podem ocorrer em intrusões pelo movimento contínuo das porções dúcteis no **seu** interior (Kokelaar, 1986). **A Sua** formação **de hialoclastitos** está relacionada à alta relação entre cristais/liquido, altas viscosidades e estresse termal na erupção (Bonatti & Harrison, 1988).

O nome do depósito é utilizado quando este está in situ e pode ser utilizado tanto para agregados clásticos inconsolidados, quanto seus equivalentes litificados. Suas características principais são a textura quebra-cabeça e clastos rotacionados ((Kokelaar, 1986; McPhie et al., 1993). Fisher @ Schmincke (2012), por sua vez, citam como características os clastos levemente vesiculados, bombas com formato de couve-flor (*cauliflower bombs*) e superfície tipo crosta de pão (*bread crust*).

O depósito pode apresentar-se não estratificado, monomítico, **com** contatos gradacionais em **com** derrames coerentes (McPhie et al., 1993). **Um modelo de formação**

de depósitos de hialoclastitos foi descrito por (Yamagishi 1985) no estudo de sequências vulcânicas submarinas do sudoeste de Hokkaido, Japão.

## Peperitos

Peperitos são depósitos de rochas formados pela mistura de magma com sedimentos inconsolidados ou pobremente consolidados, tipicamente sedimentos úmidos (White et al., 2000). Estas rochas podem ser originadas são formadas em diversos ambientes onde magmatismo e sedimentação ocorrem concomitantemente (Skilling et al., 2002).

Os principais locais de formação de peperitos estão nos contatos entre intrusões e sedimentos úmidos (Hanson & Schweickert, 1982; Hanson & Wilson, 1993), e sobre contatos basais de derrames que sobrepõem sedimentos inconsolidados (Schmincke 1967; Waichel et al., 2007).

Uma revisão sobre o tema foi apresentada por Skilling et al. (2002) com base em uma ampla revisão de outros artigos, indicando indica que a maioria dos depósitos foram formados preferencialmente em ambientes úmidos no tempo de interação com o magma ou lava. É por esta razão que se considera que estes depósitos são como bons indicadores de campo da presença de água no sistema. No entanto, Jerram & Stollhofen (2002) com base em exemplos de ambientes áridos, demonstram que feições similares aos peperitos podem se formar sem a presença de água.

A presença de água nos poros de sedimentos inconsolidados e natureza inconsolidada do sedimento tem efeitos importantes nos processos que ocorrem nos contatos entre magma e sedimentos úmidos. A promove a expansão do líquido fluido intensamente aquecido nos poros da rocha e podendo propiciar iniciar a fluidização dos sedimentos adjacentes, resultando em sua injeção em fraturas (“diques de arenitos”) ou em vesículas. formadas pela ebulição da água em contato com a lava. na entrada de sedimentos em locais distantes dos contatos. Se a pressão de fluido aumentar rapidamente, devido a vaporização do fluido, este pode expandir explosivamente. Estes processos modificam intensamente as características dos sedimentos adjacentes ao contato e promovem uma penetração irregular, rápida e desconfinada pelo magma (Kokelaar, 1983). O acamadamento dos sedimentos é comumente destruído, ou mesmo quebrado e contorcido. Partes do magma podem ser encontrados dentro dos sedimentos, parcialmente ou completamente destacados. O magma pode também ser fragmentado

por uma combinação de fragmentação por contração térmica no contato com sedimentos úmidos ou fragmentados por **elas** explosões causadas pela súbita vaporização (Kokelaar, 1983; Wohletz, 1986).

#### 1.4. Referências

- Almeida, F.F.M., 1986. Distribuição Regional e Relações Tectônicas do Magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* 16 (4), 325–349.
- Amaral, G., Bushee, J., Cordani, U.G., Kawashita, K., Reynolds, J.H., 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31 (2), 117–142. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(67\)80041-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(67)80041-3).
- Ballard, R.D., Moore, J.G., 1977. *Photographic atlas of the Mid-Atlantic Ridge rift valley*. Springer Science & Business Media, New York.
- Bennio, L., Brotzu, P., D'Antonio, M., Feraud, G., Gomes, C.B., Marzoli, A., Melluso, L., Morbidelli, L., Morra, V., Rapaille, C., Ruberti, E., 2003. The tholeiitic dyke swarm of the Arraial do Cabo peninsula (SE Brazil):  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  ages, petrogenesis, and regional significance. *Journal of South American Earth Sciences* 16 (2), 163-176. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00030-0](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00030-0).
- Bonatti, E., Harrison, C.G.A., 1988. Eruption styles of basalt in oceanic spreading ridges and seamounts: effect of magma temperature and viscosity. *J. Geophys. Res.* 93 (B4), 2967-2980. <https://doi.org/10.1029/JB093iB04p02967>.
- Caddah, L. F. G.; Alves, D. B.; Mizusaki, A. M. P, 1998. Turbidites associated with bentonites in the Upper Cretaceous of the Campos Basin, offshore Brazil. *Sedimentary Geology*, v. 115; 1-4, p. 175–184.
- Cas, R.A.F., 1992. Submarine volcanism; eruption styles, products, and relevance to understanding the host-rock successions to volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology* 87 (3), 511–541. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.3.511>.
- Cas, R.A.F., Giordano, G., 2014. Submarine Volcanism: a Review of the Constraints, Processes and Products, and Relevance to the Cabo de Gata Volcanic Succession. *Italian Journal of Geosciences* 133 (3), 362–377. <https://doi.org/10.3301/IJG.2014.46>.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1987. *Volcanic Successions-modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions*. Allen and Unwin, London.



<https://doi.org/10.1007/978-94-009-3167-1>.

- Cashman, K., Blundy, J., 2000. Degassing and crystallization of ascending andesite and dacite. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.* 358 (1770), 1487–1513. <https://doi.org/10.1098/rsta.2000.0600>.
- Clague, D.A., Batiza, R., Head, J.W., Davis, A.S., 2003. Pyroclastic and Hydroclastic Deposits on Loihi Seamount, Hawaii. *Explosive Subaqueous Volcanism. Geophysical Monograph Series* 140, 73–95. <https://doi.org/10.1029/140GM05>.
- Costa, L. A. R. 1988. *Análise termomecânica da porção off-shore da Bacia do Espírito Santo*. [S.l.]: Univ. Federal de Ouro Preto.
- Downey, W.S., Lentz, D.R., 2006. *Igneous Rock Associations 6. Modelling of Deep Submarine Pyroclastic Volcanism: A Review and New Results. Geoscience Canada* 33 (1), 5–19.
- Ferreira, T. S., Araújo, M.N.C, Silva, F.C.A. 2014. Cenozoic folding in the Cumuruxatiba basin, Brazil: An approach to the deformation trigger by the Abrolhos magmatism. *Marine and Petroleum Geology* (54) p.47-64. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.02.012>
- Fisher, R., Schmincke, H., 2012. *Pyroclastic rocks*. Springer Science & Business Media. 472p.
- Fodor, R.V., McKee, E.H., Asmus, H.E, 1983. K-Ar ages and the opening of the South Atlantic Ocean: basaltic rock from the Brazilian margin. *Marine Geology* (54) M1-M8.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H., Dickin, A.P., Mitchell, J.G., 1995. The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume: Evidence from Large-volume, Mafic, Potassic Magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology* 36 (1), 189-229. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.1.189>.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Weska, R.K., Dickin, A.P., Leonardos, O.H., 1997. Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.* 126 (3), 303–314. <https://doi.org/10.1007/s004100050252>.
- Hanson, R.E., Schweickert, R.A., 1982. Chilling and Brecciation of a Devonian Rhyolite Sill Intruded into Wet Sediments, Northern Sierra Nevada, California. *The Journal of Geology* 90 (6), 717–724. <https://doi.org/10.1086/628726>.
- Hanson, R.E., Wilson, T.J., 1993. Large-scale rhyolite peperites (Jurassic, southern Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 54 (3–4), 247–264. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(93\)90066-Z](https://doi.org/10.1016/0377-0273(93)90066-Z).
- Jackson, M.P.A., Cramez, C., Fonck, J.M., 2000. Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks. *Marine and Petroleum Geology* 17 (4), 477–498. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(00\)00006-4](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(00)00006-4).

- Jerram, D. A.; Stollhogen, H, 2002; Lava-sediment interaction in desert settings; are all peperite-like textures the result of magma-water interaction? Department of Geological Sciences, University of Durham, Science Laboratories, South Road, Durham DH1 3LE, United Kingdom: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. v. 114, n. 1–2, p. 231–249. Disponível em: <<https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0-0037095371&partnerID=40&md5=3a076d59d0868eb9005c08cd71f089fe>>.
- Kokelaar, P., 1983. The mechanism of Surtseyan volcanism. *Journal of the Geological Society* 140 (6), 939–944. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.140.6.0939>.
- Kokelaar, P., 1986. Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic. *Bull. Volcanol.* 48 (5), 275–289. <https://doi.org/10.1007/BF01081756>.
- McBirney, A.R., 1963. Factors governing the nature of submarine volcanism. *Bull. Volcanol.* 26 (1), 455–469. <https://doi.org/10.1007/BF02597304>.
- McBirney, A.R., 1971. Oceanic volcanism: A review. *Reviews of Geophysics* 9 (3), 523–556. <https://doi.org/10.1029/RG009i003p00523>.
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the formation of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters* 40 (1), 25–32. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90071-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90071-7).
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R., 1993. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. University of Tasmania, Hobart.
- Mizusaki, A.M.P., Petrini, R., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Dias, J., Min, A., Piccirillo, E.M, 1992. Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos Basin). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111. 143-160.
- Mizusaki A.M.P., Alves D.B., Conceição J.C.J. 1994. Even-tos Magmáticos nas Bacias do Espírito Santo, Mucuri e Cumuruxatiba. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37, Cambo-riú (SC), Anais, p.566-568
- Mohriak, W. U., 2006, Interpretação geológica e geofísica da Bacia do Espírito Santo e da região de Abrolhos: petrografia, datação radiométrica e visualização sísmica das rochas vulcânicas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, vol. 14, n. 1, p. 133-142.
- Mohriak, W. U. and J. F. Dewey. 1987. “Deep Seismic Reflectors in the Campos Basin, Offshore Brazil W.U.” 133–39.
- Mohriak, W. U., R. Hobbs, and J. F. Dewey. 1990. “Basin-Forming Processes and the Deep Structure of the Campos Basin, Offshore Brazil.” *Marine and Petroleum Geology* 7(2):94–122.
- Moreira, J.L.P., Esteves, C.A., Rodrigues, J.J.G., Vasconcelos, C.S., 2005. *Magmatismo*,

- sedimentação e estratigrafia da porção norte da Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras* 14 (1), 161–170.
- Oreiro, S. G., Cupertino, J.A., Szatmari, P., Thomaz-Filho, A., 2008. Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: An example of non-plume-related magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 25 (1), 116–131. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.08.006>.
- Parfitt, L., Wilson, L., 2008. *Fundamentals of Physical Volcanology*. Wiley-Blackwell. 252 p.
- Peckover, R.S., Buchanan, D.J., Ashby, D.E.T.F., 1973. Fuel-Coolant Interactions in Submarine Vulcanism. *Nature* 245, 307–308. <https://doi.org/10.1038/245307a0>.
- Pereira, M.J., Feijó, F.J. 1994. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, (8) 1: 219-234.
- Resnyansky, A.D., Delaney, T.G., 2006. Experimental study of blast mitigation in a water mist. Aust. Govt. Defence Science and Technology Organisation Technical Report. v. DSTO-TR-19, 1–31.
- Riccomini, C., 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. [S.l.]: Universidade de São Paulo. 256 p. doi: 10.11606/T.44.1990.tde-18032013-105507.
- Rittmann, Alfred. 1962. *Volcanoes and Their Activity*. Interscience Publishers.
- Schmincke, H.U., 1967. Fused Tuff and Pépérites in South-Central Washington. *GSA Bulletin* 78 (3), 319–330. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1967\)78\[319:FTAPIS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1967)78[319:FTAPIS]2.0.CO;2).
- Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J., 2002. Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114 (1–2), 1–17. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00278-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00278-5).
- Stix, J., Phillips, J.C., 2012. An analog investigation of magma fragmentation and degassing: Effects of pressure, volatile content, and decompression rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 211–212, 12–23. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.10.001>.
- Thomaz-Filho, A.; Rodrigues, A. L, 1999. O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na cadeia Vitória-Trindade. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, n. 2, p. 189–194. Disponível em: <[http://www.sbgeo.org.br/pub\\_sbg/rbg/vol29\\_down/2902/2902189.pdf](http://www.sbgeo.org.br/pub_sbg/rbg/vol29_down/2902/2902189.pdf)>.
- Thomaz Filho, A., Cesero, P. de, Mizusaki, A. M., Leão, J.G. Hot spot volcanic tracks and their implications for South American plate motion, Campos basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Oxford, v.18, n.3/4, p383-389, Mar. 2005.
- Thompson, R.N., Gibson, S.A., Mitchell, J.G., Dickin, A.P., Leonardos, O.H., Brod, J.A.,

- Greenwood, J.C., 1998. Migrating Cretaceous–Eocene Magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume? *Journal of Petrology* 39 (8), 1493–1526. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.8.1493>.
- Waichel, B. L., Lima, E. F., Sommer, C. A. , Lubachesky, R., 2007. “Peperite Formed by Lava Flows over Sediments: An Example from the Central Paraná Continental Flood Basalts, Brazil.” *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159(4):343–54. Retrieved (<https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0-33845694041&partnerID=40&md5=c00fc39eaeda1219a1f67dc525d63bd0>).
- Walker, G. P. L. 1992. Morphometric Study of Pillow-Size Spectrum among Pillow Lavas. *Bulletin of Volcanology* 54(6):459–74.
- Watton, T.J., Jerram, D.A., Thordarson, T., Davies, R.J., 2013. Three-dimensional lithofacies variations in hyaloclastite deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 250, 19–33. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.10.011>.
- Wells, G., Bryan, W.B., Pearce, T.H., 1979. Comparative morphology of ancient and modern pillow lavas. *The Journal of Geology* 87 (4), 427–440. <https://doi.org/10.1086/628430>.
- White, J.D.L., Houghton, B.F., 2006. Primary volcanoclastic rocks. *Geology* 34, (8), 677–680. <https://doi.org/10.1130/G22346.1>.
- White, J.D.L., McPhie, J., Skilling, I., 2000. Peperite: A useful genetic term. *Bull. Volcanol.* 62 (1), 65–66. <https://doi.org/10.1007/s004450050293>.
- White, J.D.L., Smellie, J.L., Clague, D.A., 2003. Explosive subaqueous volcanism. [S.I.]: American Geophysical Union Washington, DC. V. 140. <http://doi.org/10.1029/GM140>
- White, J. D. L., J. McPhie, and S. A. Soule, 2015, Submarine lavas and hyaloclastite. *The Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press Ltd, H Sigurdsson, B Houghton, H Rymer, J Stix, S McNutt (ed), London, pp. 363-375. ISBN 9780123859389.
- Wohletz, K., 2003. Water/magma interaction: physical considerations for the deep submarine environment. *AGU Monograph*. v. 140, p. 25–49.
- Wohletz, K.H., 1986. Explosive magma-water interactions: Thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies. *Bull. Volcanol.* 48 (5), 245. <https://doi.org/10.1007/BF01081754>.
- Worthington, T.J., Gregory, M.R., Bondarenko, V., 1999. The Denham Caldera on Raoul Volcano: dacitic volcanism in the Tonga–Kermadec arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 90 (1-2), 29–48. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00018-9](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00018-9).
- Yamagishi, H., 1985. Growth of pillow lobes—Evidence from pillow lavas of Hokkaido, Japan, and North Island, New Zealand. *Geology* 13 (7), 499–502. <https://doi.org/10.1130/0091->

7613(1985)13<499:GOPLFP>2.0.CO;2.

- Yamagishi, H., 1991. Morphological and sedimentological characteristics of the Neogene submarine coherent lavas and hyaloclastites in Southwest Hokkaido, Japan. *Sedimentary Geology* 74 (1–4), 5–23. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(91\)90032-9](https://doi.org/10.1016/0037-0738(91)90032-9).
- Yuasa, M., Kano, K., 2003. Submarine Silicic Calderas on the Northern Shichito-Iwojima Ridge, Izu-Ogasawara (Bonin) Arc, Western Pacific. *Explosive Subaqueous Volcanism. Geophysical Monograph Series* 140, 231–243. <https://doi.org/10.1029/140GM15>.
- Zalán, P.V., Oliveira, J.A.B., 2005. Origem e evolução do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras* 13 (2), 269–300.
- Zimanowski, B., Büttner, R., 2003. Phreatomagmatic Explosions in Subaqueous Volcanism. *Explosive Subaqueous Volcanism. Geophysical Monograph Series* 140, 51–60. <https://doi.org/10.1029/140GM03>.

## 2. EXPLOSIVE TO EFFUSIVE VOLCANIC FEATURES OF BASALTS IN THE SUBMARINE SETTING OF THE POST-SALT SEQUENCE IN THE SANTOS BASIN (BRAZIL)

*Thomaz, L.V.<sup>1</sup>; Roisenberg, A.<sup>2</sup>;  
<sup>1</sup>Petrobras; <sup>2</sup>Universidade Federal do Rio Grande do Sul*

### ABSTRACT

Subaqueous basaltic volcanic eruptions are the most abundant on Earth. Nevertheless, the difficulty of accessing them and the lack of outcrops make this topic unfamiliar. One issue currently debated is the ability of subaqueous basaltic eruptions to occur explosively at seafloor depths. To investigate this question, the present work focuses on ancient volcanic cones of Santonian age that occur in the northern Santos Basin. To constrain the volcanic products and cone morphology, a combination of rock sample analyses and 3D seismic interpretation was conducted.

The volcanic cones in this area are seismically recognized and can be subdivided into three main parts: (1) a V-shaped chaotic seismic facies related to the pipe; (2) a sloped and divergent seismic facies occurring outside the V-shaped circle, which appears to be a maar; and (3) a fairly continuous, often high-amplitude, sloped seismic facies that overrides the other seismic facies and forms the volcanic cone itself. These volcanic cones are stratigraphically correlated to the mudstones and arenites from the Jureia Formation.

These seismic facies are correlated to wells in the area, and the rock samples (1 and 2) comprise massive volcanic breccia and lapillistone with sediments and juvenile fragments, termed peperites. The juvenile fragments commonly have ameboidal shapes or curvi-planar surfaces. The chaotic V-shaped seismic facies can be explained as the result of interaction between lava and sediments. The third type of rock sample represents submarine basaltic lava flows, presumably pillow lavas. Some rock samples are highly vesicular. Another common rock facies is hyaloclastite.

The correlation between the volcanic cone morphology (evaluated by 3D seismic interpretation) and rock samples suggests that the initial eruptive process develops explosively. This explosivity, however, is not related to the exsolution of volatiles from magma—as in subaerial eruptions—but to heating of the interstitial water in sediments by basaltic magma; that is, explosivity is the result of a phreatomagmatic eruption that generates the maar and pipe morphology.

During ascent to the surface, the magma is deduced to encounter the connate water in the sediment pore space. This water is rapidly warmed to become steam and expands dramatically. When the steam pressure exceeds the weight of rock supported by the rock cohesion, a phreatomagmatic eruption occurs. The continuously rising magma locally causes the amount of magma to exceed that of sediment. At this point, the construction phase of the volcanic cone begins, formed predominantly by lava flows and hyaloclastites.

At the final stage of volcanism, the amount of lava decreases, and the interaction with water causes rapid quenching and cooling, forming predominantly hyaloclastites. This interpretation suggests that variations in the ratio of magma, sediment, and water are responsible for the variations in volcanic morphology and its related products.

**KEYWORDS:** Subaqueous volcanism, Deposit types, Post-salt volcanism, Pillow lavas, Peperites, Santos Basin



## **2. 1. Introduction**

The diversity of subaqueous volcanic deposits in the Santos Basin helps to understand the influence of environmental conditions on eruptive processes as well as their differences from subaerial volcanism. This understanding is particularly useful considering that underwater volcanism can hardly be observed and that ancient deposits can mask features and primary morphologies.

A direct application for this type of study is to develop predictive models of potential unconventional hydrocarbon reservoirs in volcanic and volcanoclastic rocks. It should be noted that the studied deposit is well preserved and sampled and that its morphology is known through seismic interpretation. The deposit was formed in a bathyal marine environment based on stratigraphic correlation and fossiliferous association.

The aim of this study is to develop a case study of the environmental effect of a subaqueous environment on volcanic facies and morphologies. The hypothesis to be tested is whether explosive eruptions can occur in a deep subaqueous environment based on observed features. Additionally, it is possible to identify the detonator mechanism, for example, a magma-driven explosion (Cas, 1992; McBirney, 1963) or interaction between magma and connate/environmental water (e.g., Peckover et al., 1973; Wohletz, 1986). Some considerations about faciology, volcanic succession, and relevance to the oil industry are also discussed.

## **2. 2. A review of the conditions and influence of the environment on subaqueous volcanic faciology**

Extensive reviews of the effect of extrusion rate on the faciology and morphology of volcanic deposits have been provided by several authors (White et al., 2006; Parfitt and Wilson, 2008; Fisher and Schmincke, 2012; Cas and Wright, 1987). In subaqueous environments, lava morphology is dependent on the temperature and discharge rate (Bonatti and Harrison, 1988). The morphologies of lava lakes and sheets are correlated with high extrusion rates and temperatures, whereas smaller pillow lavas and hyaloclastites are correlated with low extrusion rates.

Regarding volcanic processes in subaqueous environments, one of the issues currently debated is the effect of water depth on explosiveness and the capacity for exsolution of volatiles contained in the magma. When the magma volatile content is high and the hydrostatic or lithostatic pressure is higher than this value, exsolution will not occur. This mechanism of exsolution will be



possible when the internal volatile pressure in the magma is higher than the external pressure. The mechanism of exsolution is the result of the decompression of magma, which causes the bubble boundary to break by rupture or fracture when low environmental pressures are reached (Cashman and Blundy, 2000). Most basaltic eruptions are situated at depths of 200–500 m (McBirney, 1963). Significant vesiculation of siliceous magma occurs only in water depths of less than 100 m (McBirney, 1971).

Experimental work demonstrates that explosive eruptions could occur at maximum depths of 1000 m if the amount of volatiles is 4–6% and the decompression rate is relatively high (Stix and Phillips, 2012). Although fragmentation may happen at these depths, it does not mean that the eruption was explosive because the water column depth equivalent to the critical point of CO<sub>2</sub> is 738 m (Cas and Giordano, 2014).

In addition to the effect of water pressure on the magma, it should be recalled that the properties of the aqueous medium change according to temperature and pressure (Cas and Giordano, 2014; Downey and Lentz, 2006; McBirney, 1963). The water properties clearly influence and make more complex the study of volcanism in this type of environment. The pressure, temperature, and melt composition govern the maximum amount of volatiles dissolved in the magma (Downey and Lentz, 2006). High pressure in subaqueous environments favors maintenance of volatile dissolution in the magma. The volatiles, on the other hand, influence the crystallization temperature, the mineral assembly, and, consequently, other physical properties of the magma, such as viscosity and density (Downey and Lentz, 2006). Dissolved CO<sub>2</sub>, for example, decreases the viscosity of the magmas (Cas and Giordano, 2014).

A distinct model that addresses explosive subaqueous eruptions introduced the concept of explosions caused by a “fuel–coolant interaction” (Peckover et al., 1973), where the rapid transfer of heat from magma to water causes vaporization and explosive expansion. In this model, the theoretical depth limit would be 700 m, which is equivalent to the depth of the CO<sub>2</sub> critical point (Clague et al., 2003). However, there are records of explosive deposits that formed at depths greater than 1300 m, and regarding this issue, some authors have considered the limit to be 3 km, which is equivalent to the critical point of seawater (Cas and Giordano, 2014).

The difference between the models of McBirney (1963) and Peckover et al. (1973) is that the latter considers the interaction between the magma and the middle water (e.g., connate water or marine water), whereas McBirney considers the expansion of the volatiles contained in the magma (a magma-driven explosion). These models have been improved considering other thermodynamic

issues, such as the proportion of the mixture of steam and water and their mixing mechanisms (Kokelaar, 1983 and 1986; Wohletz, 1986 and 2003; Zimanowski and Büttner, 2003).

It should be noted that although an eruption may be explosive, the mass modulus properties (compressibility/deformability) of water can attenuate explosive shock waves. Experiments have demonstrated that the pressure of an explosion is reduced by 80% in water compared to air, and the intensity is attenuated exponentially with the distance from the source (Resnyansky and Delaney, 2006). Therefore, the specific volume of water varies widely as a function of pressure. The main variation occurs at low pressures ( $< 10$  MPa, equivalent to 1 km of water blade); thus, the ability to expand explosively is suppressed at greater depths. In contrast to the theoretical models, explosive volcanic eruptions have been observed at great depths (White et al., 2003; Worthington et al., 1999; Yuasa and Kano, 2003). Related features interpreted as explosive could be, in this case, produced due to the magma buoyancy caused by the difference in density between magma and oceanic crust (Cas and Giordano, 2014).

As discussed above, there are two main hypotheses about the restriction of explosive volcanism at depth. In the first hypothesis, the explosion is caused essentially by the expansion of the volatiles present in the magma, and its estimated limit is 200–500 m for basaltic magmas (McBirney; 1963). However, the hypothesis of interaction between magma and environmental water, with detonation of the water, has an estimated limit of 700 m, or 2000 m (critical point of marine water). The two hypotheses arise, and the products generated are different. The first process produces an essentially magmatic and fragmented rock, whereas the second process involves a mixture of sediments and fragments of plastic volcanic rocks. In the present study, we explore the existence of both processes.

## **2. 3. Geological Setting in the Santos Basin**

The Santos Basin is located on the continental margin of the southeastern Brazilian region, limited in the north by the Campos Basin, defined by the Cabo Frio High, and in the south by the Pelotas Basin, which contains the Florianópolis fracture zone (Figura 5). The geology of the Santos Basin is connected with the evolution of the Gondwana breakup and the opening of the South Atlantic Ocean, which began in the Early Cretaceous (Pereira and Feijó, 1994). During the interval of Santonian–Campanian age (87–72 Ma), the Santos Basin was intensely affected by magmatism ( $82 \pm 1$  Ma), manifested as volcanic cones and extrusive/intrusive basaltic rocks (Moreira et al.,

2005) covered by an evaporitic sequence (Ariri Formation) that represents a postrift stage.

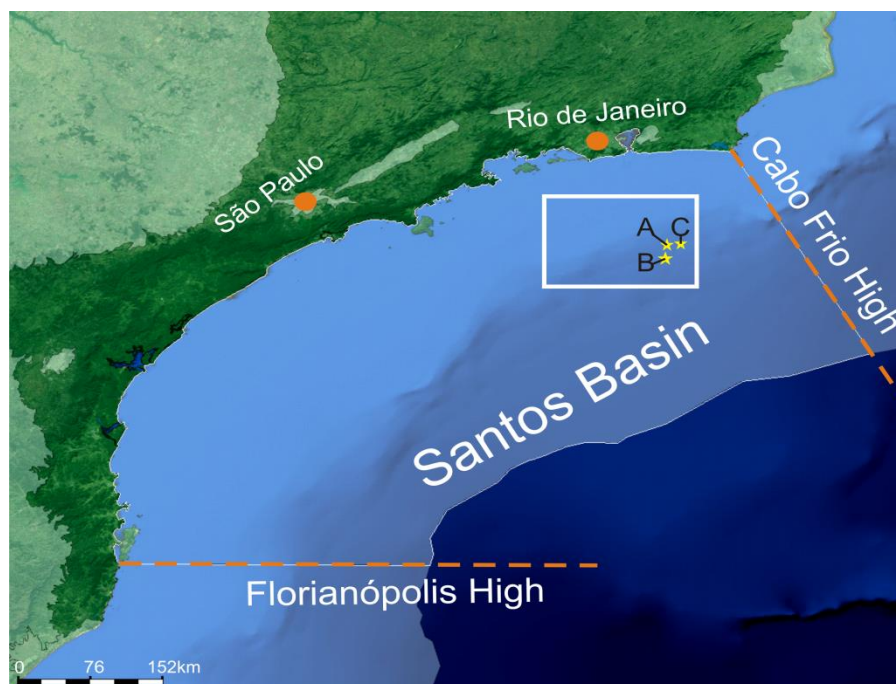


Figura 5. Location of the Santos Basin, the main study area (rectangle) in the northern portion and wells A, B and C.

Dozens of alkaline stocks with Late Cretaceous/Paleogene ages are coincident with the Cenozoic rift system of southeastern Brazil (Zalan and Oliveira, 2005), which extends to the continental shelf of the Santos/Campos basins. These volcanic events occurred in the Albian, Santonian, and Maastrichtian ages and the Paleocene and Eocene epochs. Siliciclastic reservoirs in the post-salt Santos Basin are associated with volcanism.

The extrusive volcanic rocks of the Santonian form conical volcanoes that contain interior chaotic seismic facies (Moreira et al., 2007). Subaerial and subaqueous volcanism showing stratigraphic relationships with sandy depositional systems of the platform and slope is described. Data obtained by the Ar/Ar method from intrusive and extrusive rocks indicate events at  $82 \pm 1$  Ma and 48.9 Ma, respectively (Moreira et al., 2005). These ages are in agreement with those of intrusive rocks found on islands off the coast of São Paulo, dated by K/Ar analysis (Almeida et al., 1996; Amaral et al. 1967) and the Ar/Ar method (Bennio et al., 2003).

The Eocene magmatism usually presents a slightly alkaline tendency (Almeida et al., 1996), with ankaramite lavas in Itaboraí (Klein and Valença, 1984) and in the Volta Redonda Basin dated to 43.8 Ma and 41.7 Ma, respectively (Riccomini, 1989).

The theory of magmatism in the Santos, Campos, and Espírito Santos Basins is divided into

two hypotheses: one hypothesis involves the presence of plumes or hot spots (Gibson et al., 1995, 1997; Jackson et al., 2000; Thompson et al., 1998), and the other hypothesis relates to partial melting due to tectonic stretching (Almeida, 1986). The combined results obtained in this paper confirm that the stretching of the lithosphere, followed by thermal contraction and amplification by sediment overload, could have resulted in the evolution of the system of East Brazilian rifts (McKenzie, 1978; Oreiro et al., 2008). The process of rifting from the Late Jurassic to the Early Cretaceous gave rise to the South Atlantic Ocean, which was followed and succeeded by numerous magmatic events in the highs that separate the basins of the continental margin as well as in the adjacent continent (Almeida, 1986).

## **2. 4. Materials and methods**

Several methods were combined to interpret the studied sequence, including seismic analysis, imaging, and rock profiles from 3 wells. Schlumberger's Petrel 2016 software was used for morphological seismic analyses of volcanic features. The analysis was based on a 3D seismic data merge in time. In the area of overlapping seismic processing, a match filter was calculated to increase the similarity between seismic cubes. The depth of each well was corrected to time in order to correlate with the seismic reading on the same scale.

Approximately 138 m of acoustic image logging in 1 well and 1,030 m of resistive image logging in two wells were analyzed. The Geolog 7.4 software from Paradigm Company was used for the visualization and analysis. The image logging provides resistive or acoustic contrast information between intervals of rocks. This type of analysis is particularly useful for understanding rock structure at unsampled sites. The focus of this analysis is to recognize the lava morphologies and to separate the volcanoclastic deposits in order to understand the volcanic succession.

A total of 52 sidewall cores in wells "A" and "B" and 18 m of cores in well "C" were analyzed. For better visualization, a stereoscopic magnifying glass was used, focusing on the description of structures and arrangements between volcanic fragments, with an emphasis on recognizing the processes of fragmentation, transport, and deposition of volcanic fragments as well as the volcanic features typical of each environment. Petrographic thin sections of volcanic and volcanoclastic rocks were analyzed (52 sidewall cores and 54 well cuttings) in order to recognize the mineralogy, textural aspects and mechanisms acting during the processes of solidification and fragmentation of the lava.

## 2. 5. Results

### 2. 5.1. Morphology and deposit size

The seismic visualization allows the identification of volcanic cones with oval bases and triangular profiles. The volcanic cones reach lengths of up to 10 km and have an average area of 20 km<sup>2</sup>. The thickness of these volcano-sedimentary sequences is usually 300 m. The sampled volcanic cone (Fig 6) has a maximum diameter of 6 km. The estimated thicknesses of these volcanic successions are approximately 168 m, 68 m, and 39 m in wells A, B, and C, respectively.

Well A has two intervals of volcanic sequences interspersed with siliciclastic rocks (mudstones and sandstones). The first interval is 138 m thick, and the second one is approximately 30 m thick. In addition to volcanic rocks, well A has 34 m of intrusive rocks (diabase) and 15 m of volcanoclastic rocks (peperites and hyaloclastites). Well B has two intervals with volcanic rocks (62 m and 6 m thickness) and 22 m of volcanoclastic rocks (peperites and hyaloclastites). Well C has four ranges of volcanic successions, the thickest one 27 m, approximately 9 m of observed volcanoclastic rocks, and 42 m of diabase.

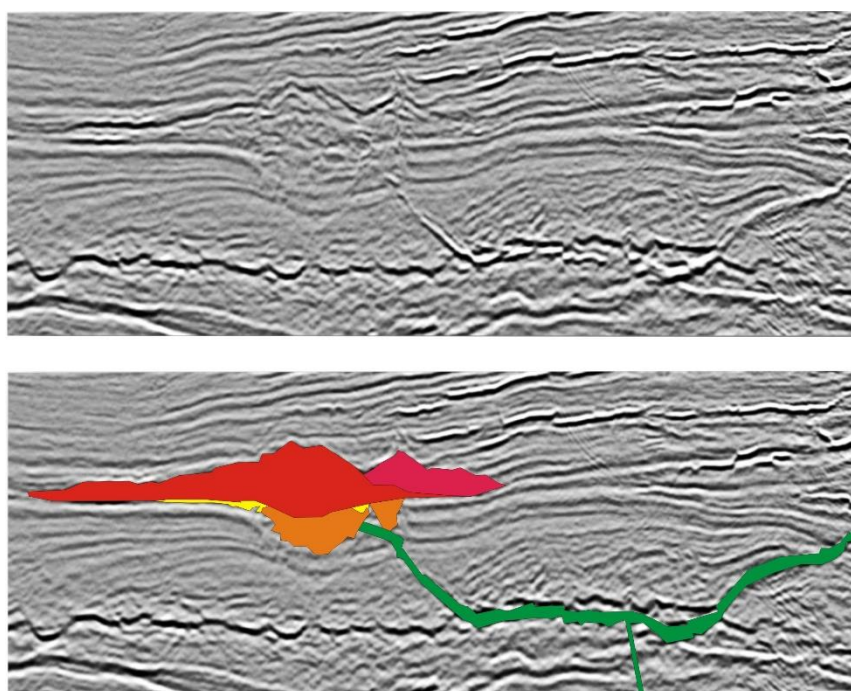


Fig 6. Seismic section in the sampled region. Visualization of volcanic cones with diatremes and intrusive rocks. The length of the cone reaches 6 km. In the interpreted section, the following facies can be recognized: 1) chaotic seismic facies in orange; 2) divergent and inclined seismic facies (maar) in yellow; 3) divergent seismic facies (volcanic cone) in red; and 4) intrusive seismic facies (sills and dikes) in green. Seismic section in time with vertical exaggeration of 3x.

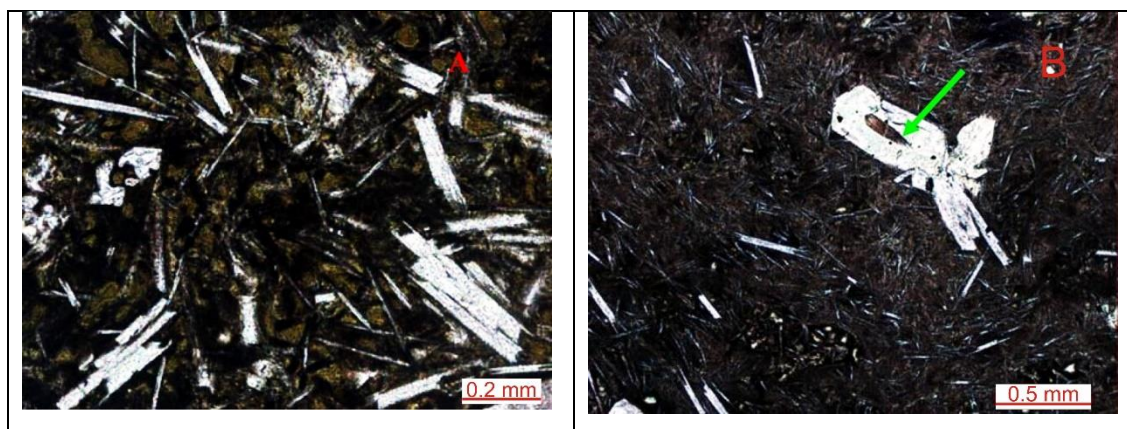
Based on the seismic visualization, the volcanic structure (Fig 6) was subdivided into three major seismic facies:

- A chaotic seismic facies with a V shape. The external morphology is similar to volcanic pipe morphology.
- A divergent and inclined seismic facies that overlaps the chimney morphology and has volcanic cone morphology. This seismic facies has a maar morphology.
- A high-amplitude, high lateral continuity seismic facies with triangular morphology. This morphology is superimposed on the other similar features, which suggests it is younger than the others. Its triangular morphology is similar to volcanic cones.

Frequently, seismic facies with large amplitudes and saucer morphologies are observed. These seismic facies are located below the volcanic structure and can be concordant or discordant with sedimentary seismic facies. This morphology is typical of intrusive rocks (e.g., sills and dikes). In Fig. 2, this intrusive seismic facies terminates in the pipe seismic facies.

## 2. 5.2. Petrography and faciology

The set of analyzed volcanic samples consists of basaltic rocks, mostly porphyritic, containing labradorite, augite and scarce magnetite and olivine phenocrysts, whereas plagioclase, augite and magnetite appear as microlites immersed in a partially vitreous to fine-grained groundmass (figs. 7A, 7B and 7C). The rocks are greenish to brownish in color due to hydrothermal alteration of glass and silicates. The secondary assemblage contains calcite, zeolites and clay minerals (smectites and chlorites), the same minerals fill amygdules that are abundant in the peperite facies and at the tops of flow units. Intrusive rocks (diabases) contain ophitic textures (fig. 7D).



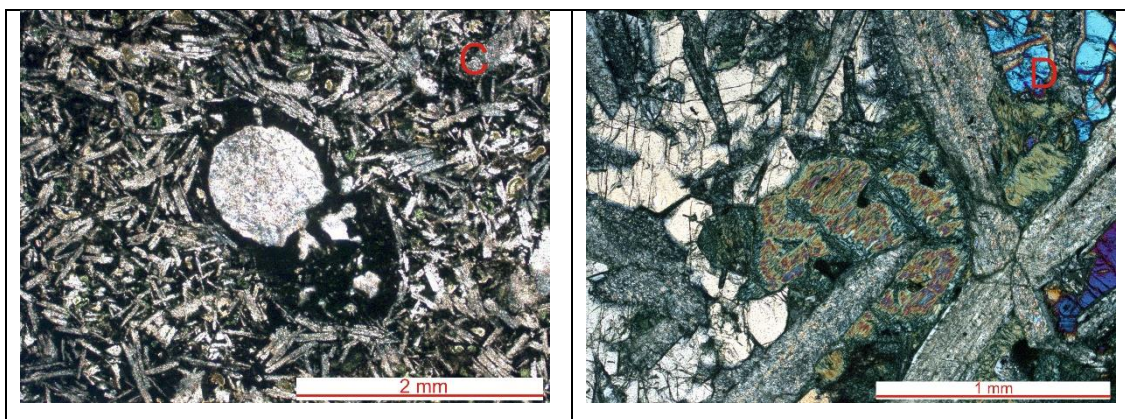


Fig 7. (A) Microlites of plagioclase immersed in a partially vitreous groundmass. (B) Labradorite microlites and microphenocryst (green arrow) immersed in a fine-grained groundmass. (C) Amigdule filled with calcite. (D) Ophitic texture with olivine, augite and labradorite.

Rock samples were described and correlated with the chaotic and inclined seismic facies. However, the divergent and inclined seismic facies (maar morphology) apparently was not sampled. Lithologically, the deposits are grouped into two main faciological groups: 1) peperites and 2) lava deposits/hyaloclastites.

Peperites are rock deposits formed by mixing magma with unconsolidated or poorly bound sediments, typically moist sediments (White et al. 2000). The main sites of peperite formation are in the contacts between intrusions and moist sediments (Hanson and Schweickert, 1982; Hanson and Wilson, 1993) and in the basal contacts of lavas that overlap unconsolidated sediments (Schmincke, 1967).

Peperites are described in the core sample of well C and in eight sidewall cores, corresponding to the base of the volcanic succession. The structures can vary from massive to parallel-plane lamination, as identified in the acoustic image profile (Fig 8). In general, the peperites are composed of angular, ameboidal or “cauliflower” volcanic clasts mixed or immersed in fine- to coarse-grained siliciclastic sand composed of quartz, feldspar, bioclasts and sedimentary rock fragments (Fig 9 and 10). The volcanic clasts may have vitreous edges and skeletal plagioclase crystals. A peperite variation, observed in a sidewall core, is formed by angular clasts of volcanic and sedimentary rocks mixed with sediments and volcanic fluid clasts. In all cases, peperites are moderately to poorly sorted, and this facies is correlated with the seismic facies with chaotic morphology (pipe morphology). The sequence described ranges from a solid peperite with lapilli-sized grains to a solid/lightly rolled peperite with grains of sand size (up to 1 mm).

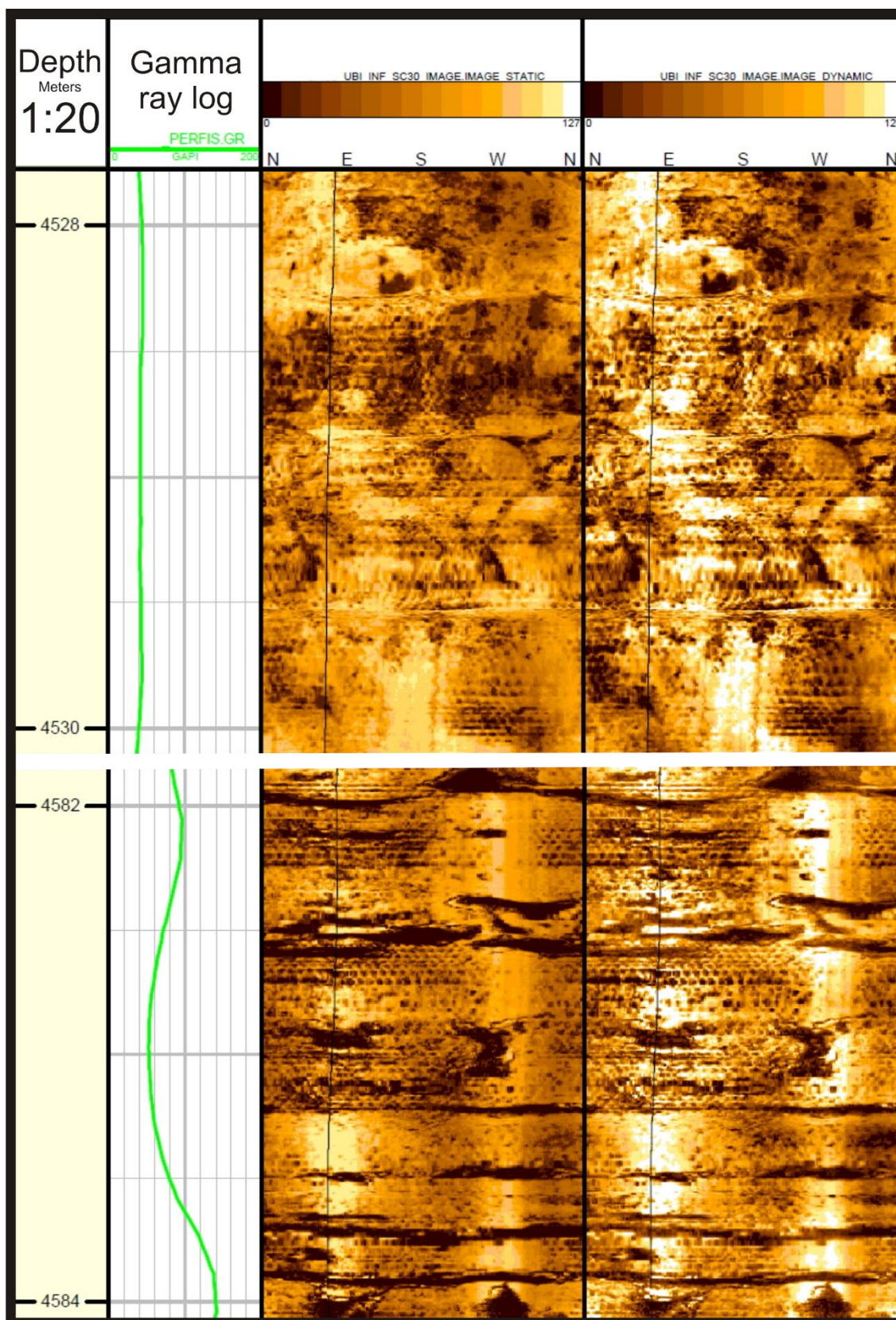


Fig 8. Acoustic "A" image profile. The upper portion is in the range of sampled volcanic rocks and presents morphology similar to pillow lavas. The second interval, with peperite sampling, has parallel-plane lamination. Vertical features are due to breakouts. The diameter is approximately 31 cm.



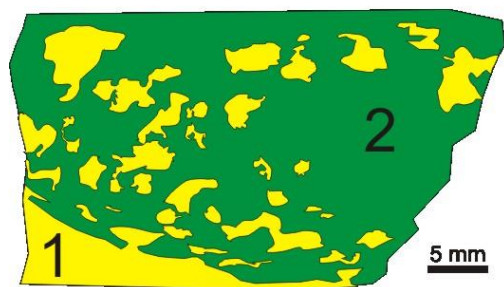


Fig 9. Peperite formed by highly vesiculated lava (2) superimposed on coarse sandstone (1). The amygdules are filled with coarse sand composed of quartz and smectite.

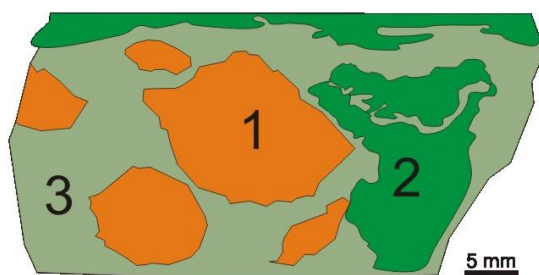


Fig 10. Peperite formed by angular (1) and fluid clasts (2) of volcanic rocks immersed in a matrix of poorly sorted quartz and feldspar grains (3).

Basaltic lava deposits are identified in 25 sidewall cores showing the morphologies of pillow lavas in the acoustic image profile (Fig 7) and subordinately massive. In thin sections, hollow, skeletal, and acicular plagioclase crystals are immersed in a glassy groundmass with dark green color. Olivine is typically replaced by clay minerals, preserving the skeletal to euhedral forms, as well as the pyroxenes. Amygdules are frequent, usually rounded, and have an average diameter of 5 mm (Fig 11). The filling consists of intercalated calcite and smectite clay minerals. Basaltic lava deposits occur interspersed with hyaloclastites. These lithologies are correlated to the seismic facies with high amplitude and lateral continuity associated with volcanic cone morphology.

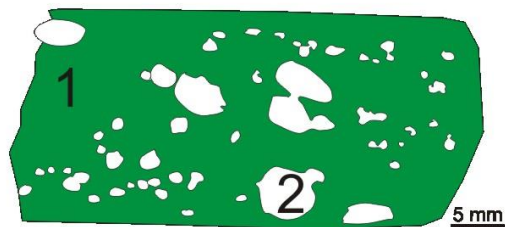


Fig 11. Vitreous amygdaloidal volcanic rock (1). The amygdules (2) are filled with calcite and smectites. Volcanic glass (1) is partially replaced by clay minerals of the smectite group.

Hyaloclastites have vitreous fragments with jigsaw textures or circular shapes that are common at the top of the volcanic sequence. These fragments are often recrystallized totally or partially by calcite and clay minerals. Compaction and mineralogical substitution make it difficult to identify the clast limits. The deposit may be nonstratified or monomythic and have gradient contacts with coherent lavas (McPhie et al., 1993).

Hyaloclastites are primary volcanoclastic deposits formed by magma fragmentation due to thermal contraction when in contact with water (White and Houghton, 2006), which causes fractures and cracks (McPhie et al., 1993; White and Houghton, 2006). Fragmentation by contraction alone is not explosive (Yamagishi, 1991; Mcphie et al., 1993). This deposit name is used when the material is *in situ* and can be used for both unconsolidated clastic aggregates and their lithified equivalents. Lava can also fragment due to movement and therefore is associated with the slope (Watton et al., 2013). The formation of fragments is related to the strong connection between crystals/liquid, high viscosities, and thermal stress during the eruption (Bonatti and Harrison, 1988).

In terms of volcanic succession, a predominance of peperites and intrusive rocks at the base of the volcani-sedimentary sequence is observed and correlated with the pipe morphology. Above the peperites are sedimentary rocks (sandstones and mudstones of the Itajaí-Açu Formation), sometimes intercalated with diabase. Overlapping of basalt with pillow lava morphology lavas and sedimentary rocks. These volcanic rocks occur interspersed with hyaloclastites, which become more common at the top of the sequence.

## 2. 6. Discussion

The basal portion of the volcanic succession reveals the predominance of peperites containing volcanic clasts with ameboidal and fluid forms, which supports the interpretation that the magma was plastic. In this portion, angular fragments of wall rocks, shells, and volcanic clasts embedded in a matrix with siliciclastic sediments are also identified. The assembly is typically poorly sorted. The fluidal morphology of volcanic clasts indicates that the magma was plastic when it mixed with the angular fragments and sediments. The presence of angular fragments of sedimentary and volcanic rocks and their association with the chimney morphology, identified in the seismic sections, suggests explosive activity. These features are consistent with the model proposed by Peckover et al. (1973) and modeled by Wohletz (1986; 2003). The predominance of

peperites in the volcanic chimney, without intercalated basaltic lava deposits, corroborates the hypothesis of an explosive event.

In the upper portions of the volcanic succession, namely, in the volcanic cone, the facies are predominantly effusive. The main facies described are volcanic lavas and hyaloclastite deposits (Fig. 12). Pillow lava is the main morphology of basaltic lavas identified through acoustic and resistive profiles. The abundance of pillow lavas is in accordance with the underwater environment and with moderate effusion rates (Bonatti and Harrison, 1988). The elliptical shape that marks the two-dimensional expression of pillow lavas actually represents a section of lava tubes and lobes. With the entrance of the lava, the pillow lobes expand and advance by stretching or rupture of the cooled crust (Yamagishi, 1985). When rupture occurs, the limits of the rupture are separated by means of the symmetrical or asymmetrical propagation of fluid lava. Walker (1992) suggested that the mechanism of expansion of the pillow lava lobes is influenced by the viscosity of the lava. In lavas with relatively low viscosity, expansion of the pillows occurs mainly by stretching, resulting in smooth surfaces and nonbrittle crusts. In lavas with high viscosities, the pillows are irregular, with corrugations and fractures as a result of the breakdown of the crusts. Water that penetrates through the fractures can cool the interior of the pillows. Successive refueling by lavas in these lobes allows the formation of multiple crust structures (Yamagishi, 1985). The pillow lavas can be divided into spherical, elongated, and broken lava (Bonatti and Harrison, 1988).

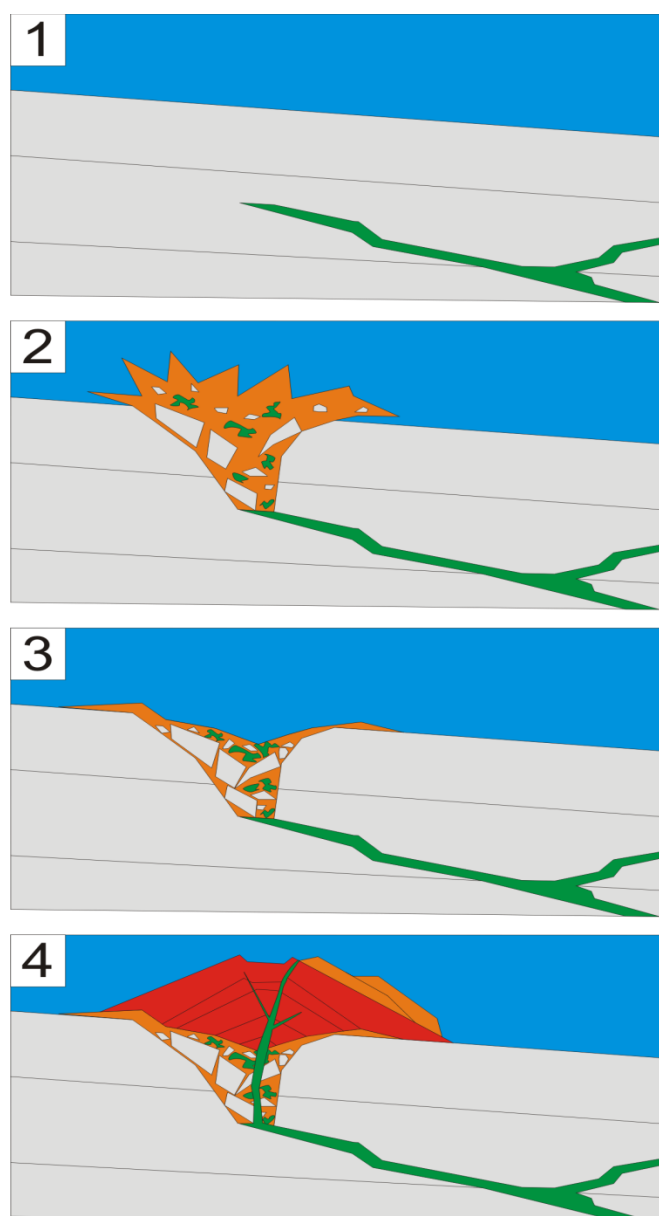


Fig. 12. Proposed model for the submarine volcanic succession in the northern Santos Basin. 1) Intrusion of basaltic magma into a consolidated sedimentary sequence. 2) Breaking of sedimentary rocks by heating from basaltic magma and expansion of interstitial water. 3) Ascent of basaltic magma and its mixture with pre-existing sedimentary and volcanic fragments. 4) Development of the volcanic cone through successive basaltic lava deposits.

Pillow lavas can be formed without explosive interaction between lava and the aqueous medium due to the generation of a “steam film” (Wohletz, 1986). This vapor film, or  $H_2O$  in the supercritical state, causes the magma to lose heat through radiation, which is less efficient than thermal conduction. This situation allows slow cooling to form a vitreous crust that is inflated by the magma below. Direct observations of modern lava flows confirm the association between pillow lava flows and the underwater environment (Ballard and Moore, 2012; Wells et al., 1979).

No significant levels of sheet lavas were identified, which may indicate little variation in the effusion rate. The abundance of effusive facies is in agreement with the inhibition of explosive

activity by the water column (McBirney, 1963). It is observed, however, that samples of volcanic lava deposits have vesicles, which indicate the exsolution of magmatic volatiles. Such exsolution does not necessarily imply the formation of explosive facies as the volatiles can expand without causing fragmentation (Cas and Giordano, 2014). However, consideration should be given to the possibility that explosive facies associated with the volcanic cone may not have been preserved or sampled. The higher proportion of hyaloclastites at the top of the volcanic cone sequence indicates the rapid cooling of the lava by water. This cooling can be amplified by the lower rate of effusion in these final stages of volcanism. Vitreous components of hyaloclastites are commonly replaced by calcite and smectite during early diagenesis, which is in agreement with exposure of these materials to the circulation of marine water.

The hypothesis raised is that the explosive eruptive style would occur due to the expansion of connate water present in the sediments through its abrupt heating by the magma. In this region, the Itajaí-Açu Formation is typically formed by the intercalation of sandstones and lamites. The sandstones would have abundant interstitial water and would be easily fragmented. In this way, the type of sediment could affect the eruptive style, and explosive facies would better develop in the presence of porous sediments. This hypothesis may be a predictive application to identify peperite facies below volcanic cones. Explosive events could contribute to the spread of volcanic fragments. These fragments could be incorporated during concomitant sedimentation and subsequently replaced by diagenetic chlorite. The chlorite, in turn, is correlated with the decrease in the permoporous quality of siliciclastic reservoirs.

It is interpreted initially that a phreatomagmatic eruption occurs followed by the mixture of broken rocks, sediments, and fragments of plastic magma. With the continuation of the magma's ascent, it encounters the seawater and at this moment begins the construction phase of the volcanic cone. This phase is typically an effusive eruption, marked by an alternation of pillow lava and hyaloclastites. This process generates the volcanic cone morphology identified in the seismic section. In the final phase of volcanism, the amount of lava decreases. The greater interaction with water generates rapid contraction and cooling, which would explain the greater amount of hyaloclastite in the late phase.

It is speculated that the variation in the ratio of magma, sediment, and water is responsible for the eruptive rate and consequently for the variation in volcanic morphology and its related products. The explosive facies occurs due to the heating and expansion of the water in the sediments, whereas the effusive facies occurs during the rise of the magma with little or no contact

with sediments. The effusive facies indicates rapid cooling by contact with marine water and is evidenced by the presence of pillow lavas and hyaloclastites.

This type of study can also be used as a predictive model of volcanic facies, provided that the water depth, discharge rate, and type of sediment are estimated, as these variables have the greatest correlation with deposit faciology.

## 2. 7. Conclusions

In the northern region of the Santos Basin, volcanism of Santonian age begins in an explosive way. The morphology of the pipe deposit, as identified by seismic investigation and associated with volcanic fluid fragments, angular fragments of pre-existing bedded rocks, shells, and sediments, corroborates this interpretation. The model proposed by Peckover et al. (1973) and modeled by Wohletz (1986), in which the interaction between magma and water produces an explosive expansion, is supported by the lithological evidence of a mixture of magma and sediment. In this case, explosiveness is related to the heating of the interstitial water present in sediments by basaltic magma in a phreatomagmatic eruption. The abundance of sandy sediments of the Itajaí-Açu Formation may have contributed to the development of this eruptive style.

After the explosive phase, the pipe is partially filled. The empty spaces are filled by sediments concomitant with volcanism. The continuously ascending basaltic magma reaches the surface of the seabed and begins the construction of the volcanic cone. The cone consists essentially of effusive eruptions, markedly, pillow lavas and hyaloclastites. The model proposed by McBirney (1963), in which the explosive activity is suppressed by the increase in water depth, supports this proposal, which involves the expansion of the volatiles in the magma. Volcanic vesicles up to 5 mm are observed and can occur even with supercritical CO<sub>2</sub> (depth greater than 738 m), according to Cas and Giordano (2014). However, it should not be ruled out that the explosive facies during the construction of the volcanic cone may have been eroded or not sampled. The predominance of the pillow lava facies is in agreement with that proposed by Bonatti and Harrison (1988) for medium rates of discharge and low concentrations of initial crystals.

A greater proportion of hyaloclastites, as identified in the final phase of the volcanism, is explained by a decrease in the effusion rate, which proportionally increases the specific surface of the lavas and leads to greater interaction with seawater, typical of this facies.

## Acknowledgments

The authors thank the Brazilian Petroleum Nacional Agency (ANP) and Petrobras S.A. for their support and permission to use their facilities and research data.

## References

- Almeida, F.F.M., 1986. Distribuição Regional e Relações Tectônicas do Magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* 16 (4), 325–349.
- Almeida, F.F.M., Carneiro, C.D.R., Mizusaki, A.M.P., 1996. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Rev. Bras. Geoc.* 26 (3), 125–138.
- Amaral, G., Bushee, J., Cordani, U.G., Kawashita, K., Reynolds, J.H., 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31 (2), 117–142. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(67\)80041-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(67)80041-3).
- Ballard, R.D., Moore, J.G., 1977. *Photographic atlas of the Mid-Atlantic Ridge rift valley*. Springer Science & Business Media, New York.
- Bennio, L., Brotzu, P., D'Antonio, M., Feraud, G., Gomes, C.B., Marzoli, A., Melluso, L., Morbidelli, L., Morra, V., Rapaille, C., Ruberti, E., 2003. The tholeiitic dyke swarm of the Arraial do Cabo peninsula (SE Brazil):  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  ages, petrogenesis, and regional significance. *Journal of South American Earth Sciences* 16 (2), 163–176. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00030-0](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00030-0).
- Bonatti, E., Harrison, C.G.A., 1988. Eruption styles of basalt in oceanic spreading ridges and seamounts: effect of magma temperature and viscosity. *J. Geophys. Res.* 93 (B4), 2967–2980. <https://doi.org/10.1029/JB093iB04p02967>.
- Cas, R.A.F., 1992. Submarine volcanism; eruption styles, products, and relevance to understanding the host-rock successions to volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology* 87 (3), 511–541. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.3.511>.
- Cas, R.A.F., Giordano, G., 2014. Submarine Volcanism: a Review of the Constraints, Processes and Products, and Relevance to the Cabo de Gata Volcanic Succession. *Italian Journal of Geosciences* 133 (3), 362–377. <https://doi.org/10.3301/IJG.2014.46>.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1987. *Volcanic Successions-modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions*. Allen and Unwin, London. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-3167-1>.
- Cashman, K., Blundy, J., 2000. Degassing and crystallization of ascending andesite and dacite. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.* 358 (1770), 1487–1513. <https://doi.org/10.1098/rsta.2000.0600>.
- Clague, D.A., Batiza, R., Head, J.W., Davis, A.S., 2003. *Pyroclastic and Hydroclastic Deposits on*

- Loihi Seamount, Hawaii. Explosive Subaqueous Volcanism. Geophysical Monograph Series 140, 73–95. <https://doi.org/10.1029/140GM05>.
- Downey, W.S., Lentz, D.R., 2006. Igneous Rock Associations 6. Modelling of Deep Submarine Pyroclastic Volcanism: A Review and New Results. *Geoscience Canada* 33 (1), 5–19.
- Fisher, R., Schmincke, H., 2012. *Pyroclastic rocks*. Springer Science & Business Media. 472p.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H., Dickin, A.P., Mitchell, J.G., 1995. The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume: Evidence from Large-volume, Mafic, Potassic Magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology* 36 (1), 189–229. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.1.189>.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Weska, R.K., Dickin, A.P., Leonardos, O.H., 1997. Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.* 126 (3), 303–314. <https://doi.org/10.1007/s004100050252>.
- Hanson, R.E., Schweickert, R.A., 1982. Chilling and Brecciation of a Devonian Rhyolite Sill Intruded into Wet Sediments, Northern Sierra Nevada, California. *The Journal of Geology* 90 (6), 717–724. <https://doi.org/10.1086/628726>.
- Hanson, R.E., Wilson, T.J., 1993. Large-scale rhyolite peperites (Jurassic, southern Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 54 (3–4), 247–264. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(93\)90066-Z](https://doi.org/10.1016/0377-0273(93)90066-Z).
- Jackson, M.P.A., Cramez, C., Fonck, J.M., 2000. Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks. *Marine and Petroleum Geology* 17 (4), 477–498. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(00\)00006-4](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(00)00006-4).
- Klein, V.C., Valença, J.G., 1984. Estruturas almofadadas em derrame ankaramítico na Bacia de São José de Itaboraí, Rio de Janeiro. *Anais Do Congresso Brasileiro de Geologia* 33: 135–142.
- Kokelaar, P., 1983. The mechanism of Surtseyan volcanism. *Journal of the Geological Society* 140 (6), 939–944. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.140.6.0939>.
- Kokelaar, P., 1986. Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic. *Bull. Volcanol.* 48 (5), 275–289. <https://doi.org/10.1007/BF01081756>.
- McBirney, A.R., 1963. Factors governing the nature of submarine volcanism. *Bull. Volcanol.* 26 (1), 455–469. <https://doi.org/10.1007/BF02597304>.
- McBirney, A.R., 1971. Oceanic volcanism: A review. *Reviews of Geophysics* 9 (3), 523–556. <https://doi.org/10.1029/RG009i003p00523>.
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the formation of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters* 40 (1), 25–32. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90071-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90071-7).



- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R., 1993. Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. University of Tasmania, Hobart.
- Moreira, J.L.P., Esteves, C.A., Rodrigues, J.J.G., Vasconcelos, C.S., 2005. Magmatismo, sedimentação e estratigrafia da porção norte da Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras* 14 (1), 161–170.
- Oreiro, S. G., Cupertino, J.A., Szatmari, P., Thomaz-Filho, A., 2008. Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: An example of non-plume-related magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 25 (1), 116–131. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.08.006>.
- Parfitt, L., Wilson, L., 2008. *Fundamentals of Physical Volcanology*. Wiley-Blackwell. 252 p.
- Peckover, R.S., Buchanan, D.J., Ashby, D.E.T.F., 1973. Fuel-Coolant Interactions in Submarine Vulcanism. *Nature* 245, 307–308. <https://doi.org/10.1038/245307a0>.
- Pereira, M.J., Feijó, F.J. 1994. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, (8) 1: 219-234.
- Resnyansky, A.D., Delaney, T.G., 2006. Experimental study of blast mitigation in a water mist. Aust. Govt. Defence Science and Technology Organisation Technical Report. v. DSTO-TR-19, 1–31.
- Riccomini, C., 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. [S.l.]: Universidade de São Paulo. 256 p. doi: 10.11606/T.44.1990.tde-18032013-105507.
- Schmincke, H.U., 1967. Fused Tuff and Péperites in South-Central Washington. *GSA Bulletin* 78 (3), 319–330. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1967\)78\[319:FTAPIS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1967)78[319:FTAPIS]2.0.CO;2).
- Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J., 2002. Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114 (1–2), 1–17. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00278-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00278-5).
- Stix, J., Phillips, J.C., 2012. An analog investigation of magma fragmentation and degassing: Effects of pressure, volatile content, and decompression rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 211–212, 12–23. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.10.001>.
- Thompson, R.N., Gibson, S.A., Mitchell, J.G., Dickin, A.P., Leonardos, O.H., Brod, J.A., Greenwood, J.C., 1998. Migrating Cretaceous–Eocene Magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume? *Journal of Petrology* 39 (8), 1493–1526. <https://doi.org/10.1093/петroj/39.8.1493>.
- Watton, T.J., Jerram, D.A., Thordarson, T., Davies, R.J., 2013. Three-dimensional lithofacies variations in hyaloclastite deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 250, 19–33.

<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.10.011>.

Wells, G., Bryan, W.B., Pearce, T.H., 1979. Comparative morphology of ancient and modern pillow lavas. *The Journal of Geology* 87 (4), 427–440. <https://doi.org/10.1086/628430>.

White, J.D.L., Houghton, B.F., 2006. Primary volcanoclastic rocks. *Geology* 34, (8), 677–680. <https://doi.org/10.1130/G22346.1>.

White, J.D.L., McPhie, J., Skilling, I., 2000. Peperite: A useful genetic term. *Bull. Volcanol.* 62 (1), 65–66. <https://doi.org/10.1007/s004450050293>.

White, J.D.L., Smellie, J.L., Clague, D.A., 2003. Explosive subaqueous volcanism. [S.I.]: American Geophysical Union Washington, DC. V. 140. <http://doi.org/10.1029/GM140>

Wohletz, K., 2003. Water/magma interaction: physical considerations for the deep submarine environment. *AGU Monograph*. v. 140, p. 25–49.

Wohletz, K.H., 1986. Explosive magma-water interactions: Thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies. *Bull. Volcanol.* 48 (5), 245. <https://doi.org/10.1007/BF01081754>.

Worthington, T.J., Gregory, M.R., Bondarenko, V., 1999. The Denham Caldera on Raoul Volcano: dacitic volcanism in the Tonga–Kermadec arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 90 (1-2), 29–48. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00018-9](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00018-9).

Yamagishi, H., 1985. Growth of pillow lobes—Evidence from pillow lavas of Hokkaido, Japan, and North Island, New Zealand. *Geology* 13 (7), 499–502. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1985\)13<499:GOPLFP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13<499:GOPLFP>2.0.CO;2).

Yamagishi, H., 1991. Morphological and sedimentological characteristics of the Neogene submarine coherent lavas and hyaloclastites in Southwest Hokkaido, Japan. *Sedimentary Geology* 74 (1–4), 5–23. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(91\)90032-9](https://doi.org/10.1016/0037-0738(91)90032-9).

Yuasa, M., Kano, K., 2003. Submarine Silicic Calderas on the Northern Shichito-Iwojima Ridge, Izu-Ogasawara (Bonin) Arc, Western Pacific. *Explosive Subaqueous Volcanism. Geophysical Monograph Series* 140, 231–243. <https://doi.org/10.1029/140GM15>.

Zalán, P.V., Oliveira, J.A.B., 2005. Origem e evolução do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras* 13 (2), 269–300.

Zimanowski, B., Büttner, R., 2003. Phreatomagmatic Explosions in Subaqueous Volcanism. *Explosive Subaqueous Volcanism. Geophysical Monograph Series* 140, 51–60. <https://doi.org/10.1029/140GM03>.

### 3. A VOLCANOLOGICAL PERSPECTIVE ON HYDROCARBON VOLCANIC RESERVOIRS

*Thomaz, L.V.; Petrobras. R. Marquês de Herval, 90, 9th floor, Santos-SP, Brazil 11010-310;*

*lvthomaz@petrobras.com.br*

*Roisenberg, A.; UFRGS. Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre-RS, Brazil 91501-970;*

*ari.roisenberg@ufrgs.br*

#### ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank to the Brazilian Petroleum Nacional Agency (ANP) and to Petrobras S.A. for their support and permission to use the facilities and research data.

#### ABSTRACT

To understand how hydrocarbon reservoirs form in rocks of volcanic succession, one must look beyond the magmatic composition. Factors such as the extrusion rate and the environment of volcanism are controlling factors of volcanic faciology and pore distribution. The present work exemplify and compare basaltic volcanic reservoirs with respect to processes and environments to identify which allow the development of the best characteristics of porosity and permeability.

Reservoirs on volcanic and volcanoclastic rocks have been explored since the beginning of the last century and important discoveries have been made in the last decades. Many of these reservoirs are connected to specific deposits of volcanoclastic rocks, mainly: 1) autobreccia; 2) peperite; 3) hyaloclastite, and 4) pyroclastic. Fragmentation, on effusive volcanic process, is linked to partial cooling and lava movement or to thermal contraction upon contact with water. In explosive mechanisms, the expansion of volatiles present in the magma, or the vaporization of the connate/environmental water by the magma, is the trigger for the fragmentation of lava and sediments. These processes can generate fragmented rocks and, in ideal conditions, become

reservoirs. Sedimentary rocks with fragments of volcanic rocks may also constitute reservoirs.

Based on the volcanic processes that form these deposits, it is possible to identify these as subaerial, transitional, shallow and deep underwater environments. These environments can control the explosiveness of eruptions as well as cause the lava to shrink by thermal contraction through contact with water. Predicting the quality of these reservoirs offers good prospects and possibilities for development.

### 3. 1. INTRODUCTION

Reservoirs in rocks occur in all regions of the Earth. Among these, probably the oldest ones in volcanoclastic operation are those of Texas (USA), discovered in 1933 (Blackburn, 1935) and Argentina's Medanito-25 de Mayo field, in operation since 1962. The latter recorded a cumulative production of 56 million m<sup>3</sup> (352.2 million bbl) between 1962 and 2001 (Sruoga and Rubinstein, 2007). One of the largest reservoirs occurs in pyroclastic rocks in the Republic of Georgia (formerly the USSR), called the "Samgori Field." This reservoir recorded a cumulative production of 165 MM bbl between 1974 and 1993 (Patton, 1993). In terms of volume of hydrocarbons, little data is disclosed in relation to volume per oil play. In Brazil, the first reservoir in volcanic/volcanoclastic rocks was discovered in 1976 in the Badejo field, Campos Basin - RJ (Mizusaki and Gomes, 1986). This discovery is associated with the beginning of offshore activities in Brazil. Over the last decade, some countries, like Argentina, have been focusing on this type of rock as a potential reservoir (Sruoga and Rubinstein, 2007). In addition, a significant number of reservoirs have been discovered in China in association with volcanic rocks (Wu et al., 2006).

Knowing the volcanic processes that generated the corresponding volcanic reservoirs can help in the exploration and development of these fields. By understanding the distribution of three-dimensional facies, a better evaluation of the size of the reservoir and its economic value can be

achieved. This knowledge can even become predictive in exploratory terms through the identification of facies and plays with greater profitability.

The starting point for understanding the morphology of volcanic-related deposits is to know the nature of the volcanism, i.e., the magmatic composition, eruption type, volcanic environment, and, consequently, the mechanism of fragmentation and deposition.

A survey was conducted of hydrocarbon reservoirs in rocks of volcanic association as a means to correlate the hydrocarbon content and the volcanic processes involved. Then, an attempt was made to group occurrences by eruptive style and volcanic environment. In this way, one can understand the distribution and association of common facies in each type of deposit. Finally, a synthetic training model was proposed that could contribute to the prediction of facies and their morphology.

Volcaniclastic rocks were defined as “any clastic material composed partially or totally of volcanic fragments regardless of their mechanism of formation, mode of transport, mechanism of deposition or mixing with non-volcanic fragments” (Fisher, 1961). As a general and comprehensive term, later authors proposed classifications using modal parameters of the proportion between non-volcanic and volcanic lytic fragments (Folk, 1968; Zuffa, 1980), genetic criteria (McPhie et al., 1993; Schmid, 1981), or textural (Cas and Wright, 1987). In general, genetic classifications for primary volcaniclastic deposits (e.g., pyroclastic, autoclastic, hyaloclastic, and peperite) (White and Houghton, 2006), modal classifications for epivolcaniclastic rocks (e.g., litarenite *sensu* Folk, 1968), and non-genetic textural classifications have prevailed (e.g., “volcanic silt” *sensu* Fisher 1961) as initial descriptions or to classify ancient deposits where it is not possible to understand the genesis or to recognize the morphology of the fragments or the volcaniclastic deposit. In this work, genetic classifications will be used (White and Houghton, 2006), using the division into primary and secondary volcaniclastic deposits. Modal classifications will sometimes be employed here for

further compositional detailing.

The importance of volcanoclastic rocks lies in their wide occurrence and distribution. Because volcanic and non-volcanic fragments are present in various proportions, the volume of volcanoclastic rocks may be much larger than the initial volume of volcanic material (Vincent, 2000). The estimation of the volume of volcanoclastic rocks in the geological record of the sedimentary basins varies from author to author, with values between 25% (Einsele, 2000) and 27% being common (Vincent, 2000). In addition, it should be considered that many volcanoclastic rocks may not be correctly identified either because they have a fine texture or fragments substituted by other minerals.

An established use of volcanoclastic rocks, especially pyroclastic rocks in the petroleum industry, is a stratigraphic landmark (Alves, 2006) due to the extensive deposition in a short period of the geological record.

Prospecting in volcanoclastic rocks can often be hindered by the presence of associated volcanic rocks, which may attenuate the seismic signal. In recent years, however, new techniques have been developed and improved (Schutter, 2003; Rohrman, 2007).

Briefly, some of the main processes involved in the genesis of these deposits and the permeable characteristics of these reservoirs will be explained. Some case studies of these reservoirs from the scientific literature will be presented systematically. For this purpose, the genesis (primary or secondary), nature of the volcanic constituent, environment of volcanism, and diagenetic evolution suggested in the literature will be considered when available. The goal, also, is to look for similarities and differences between the deposits to understand the set of possible variables that affect the permeable characteristics of these rocks.

## 3.2. HYDROCARBON RESERVOIRS IN VOLCANIC SUCCESSIONS

### 3.2.1. Reservoirs in primary volcanoclastic rocks

Reservoirs in primary volcanoclastic rocks occur predominantly in altered tufts (e.g., Vernik, 1990; Patton, 1993; Hutchinson, 1994; Mitchell-Tapping, 2000), and, subordinately, in “autoclastic breccia” (Schutter, 2003; Wu *et al.* 2006). Many hydrocarbon reservoirs, however, take advantage of antiformal structures that occur above intrusions or volcanic cones, or are associated with the carbonate and epiclastic rocks that develop on or around the volcanic buildings (Schutter, 2003).

One of the largest reservoirs with this type of rock is the Samgori Field in the Republic of Georgia. This field produced more than 165 million barrels of oil since its discovery in 1974 until 1993 (Patton, 1993). This Eocene-age reservoir rock is dominated by pyroclastic rocks (lithic and crystal tuffs) with andesitic or andesitic-basaltic composition hundreds of meters thick, occurring in an anticline with depths ranging from 2.3–3 km (7545 – 9842 ft) (Vernik, 1990). The main reservoir contains high-zeolite laumontite (50–80%), which occurs in the intergranular space (cement) and as a replacement for feldspar and lentic fragments (Vernik, 1990). Laumontite replacement was penecontemporaneous to deposition (Patton, 1993). The uniqueness of this deposit is in its porosity that in large part is associated with the presence of the porous channels of the mineral structure (intracrystalline porosity), which even at those depths would be sufficient to contain light oil (39.18 API) (Vernik, 1990). In addition to primary and intracrystalline porosity, important secondary porosity occurs. Permeability was related to the presence of microfractures (Vernik, 1990).

An important target in the Texas site is the volcanic buildings of the Upper Cretaceous ( $\approx 80$  M.y.), known as “serpentine plugs.” These more than 200 volcanic centers and intrusive bodies in South and Central Texas are strongly aligned to regional failures (Ewing and Caran, 1982). This volcanism occurs in a subaquatic environment and exhibits an alkaline nature (e.g., olivine

nefelinites; Hutchinson, 1994), basaltic (Lewis, 1984), or ultramafic (Ewing and Caran, 1982). These volcanic buildings contain altered tufts of palagonite, a mineraloid composed of a mixture of volcanic glass, clay minerals (smectite), and zeolite (Hutchinson, 1994). The authors do not genetically distinguish these tufts. These deposits of palagonite tufts are considered prospectable targets in Texas, with more than 1.100 BOPD (Mitchell-Tapping, 2000) being tested between this target and subordinate facies of shallow water developed over volcanoes and overlying sandstones (Matthews, 1984, Mitchell-Tapping, 2000). The altered tufts of the Hilbig field in Texas contain petrographic porosity ranging from 17.5–25.7%, with the most altered rocks being the most porous (Blackburn, 1935). In addition to these reservoirs, volcanic cones serve as an important seal and fracturing mechanism of the underlying rocks at Marcelina Creek, Wilson County, Texas (Hutchinson, 1994).

Hyaloclastite—produced by the cooling of the lava flow in a water body—occurs in the Mingqiao area, Subei Basin, China, is characterized by high porosity and oil content exceeding 60% (Yang et al., 1997; Tao et al., 1998 *apud* Wu et al., 2006). In the Oulituozi field in the Liaohé basin, China, a cryptoexplosive breach has proven reserves greater than 120 MMBO (Sun et al., 2003 *apud* Wu et al., 2006). This gap, with a thickness greater than 100 m, occurs at the top of the intrusion of a trachyte.

### **3.2.2. Reservoirs in secondary volcanoclastic rocks**

The Plio-Pleistocene volcanic litharenites from the Cagayan Basin, Philippines (Mathisen, 1984), were derived from volcanic, plutonic, and metamorphic rocks from the volcanic arcs of the Cordillera Central, Sierra Madre, and Caraballo. These epivolcanoclastic rocks and tufts were deposited in a non-marine intra-arc basin. The deposits are buried at a depth of 400–900 m (1312 – 2952 ft) and exhibit early dissolution of feldspars, heavy minerals, and fragments of volcanic rocks



as well as early calcite cementation. According to Mathisen (1984), the reservoir quality is associated with the generation of intragranular porosity, which overcomes or eliminates deterioration caused by cementation and mechanical compaction.

Litharenites from eastern Java, Indonesia, also contain secondary porosity from 260 m (853 ft) (Willumsen and Schiller, 1994). At this site, the sandstones are predominantly composed of fragments of volcanic andesitic and plagioclase rocks deposited during the Plio-Pleistocene in non-marine (lacustrine, fluvial) to transitional (delta) and deep marine (turbidite) environments. The main constraints for porosity maintenance are compaction and the generation of secondary porosity. The compaction, due to the presence of these mechanically unstable fragments, is intense, which results in sutured and concave/convex contacts between the grains (Willumsen and Schiller, 1994). Despite this, secondary porosity increases with depth while primary porosity decreases by compaction and virtually all porosity present below 1371.6 m (4500 ft) is secondary (Willumsen and Schiller, 1994). These authors suggest as a mechanism for the dissolution of grains the presence of organic acids (as proposed by Surdam et al., 1989), whose window of 80–120°C equates exactly with the measured temperatures in the zone with important secondary porosity.

In four forearc basins in the western Pacific Ocean, Lee and Klein (1986) compared the diagenetic history of litharenite reservoirs (*sensu* Folk, 1968) with volcanic rock grains. The reservoirs were chosen in order to compare sandstones deposited in different tectonic stages, from pre-rift to post-rift sequences. Lee and Klein (1986) found that diagenetic substitutions were more intense in rocks containing basic volcanic glass compared with those with acid glass. In addition, they observed that high burial rates favored compaction and disadvantaged diagenetic substitutions, whereas high geothermal gradients related to the rift phase favored the replacement of volcanic grains and pore filling by smectite (fringing or grain replacement), chlorite (fringing or grain replacement), calcite, cristobalite, clinoptilolite, heulandite, and analcime (pore fill). As in

litharenite reservoirs, the dissolution of grains of volcanic rocks and feldspars contributed to an increase in porosity.

### **3.3. VOLCANIC PROCESSES RESPONSIBLE FOR THE FORMATION OF VOLCANIC RESERVOIRS**

#### **3.3.1. Processes in primary volcanoclastic deposits**

Pyroclastic, autoclastic, hyaloclastic, and peperite rocks are considered primary volcanoclastic deposits because they are constituted of volcanic fragments produced during the process of volcanic eruption (e.g., Vincent, 2000; White and Houghton, 2006).

Pyroclastic deposits include those deposited by fall and per pyroclastic density current. Pyroclastic fall deposits include products that fall during subaerial and subaquatic eruptions (Fisher and Schmincke, 2012). “Spatter” deposit, formed by the fall of fragmented basaltic lava and plastic, is also considered a drop deposit. Pyroclastic current deposits include the products of a wide variety of flows originating directly from explosive eruptions (Branney and Kokelaar, 2002).

Autoclastic deposits are formed by self-etching of lavas and are typically due to cooling at the top of lavas, forming a brittle crust and fracturing during lava movement (McPhie et al., 1993). These are typically formed in the sub-air environment.

Hyaloclastic deposits, or hyaloclastites, are formed by the fragmentation of magma due to thermal contraction when in contact with water (White and Houghton, 2006). Lava fragmentation can be amplified during its downhill movement (Watton et al., 2013). An important review on the environment of formation of hyaloclastites is given in White et al. (2015), in a transitional environment forming deltas (Smellie et al., 2013, Wright et al., 2012) or underwater environment (Cas and Giordano, 2014).

Peperite (White et al., 2000) is a genetic term applied to rocks formed essentially *in situ* by

the disintegration of magma due to intrusion and mixing with unconsolidated or poorly unconsolidated moist sediments. The term also refers to similar mixtures, generated by the same process, operating on the contact of lavas and sediments (White et al., 2000).

Important revisions on primary volcanoclastic deposits can be found in the following articles: Fisher (1966 and 1984); McPhie et al. (1993); Schneider (2000); Einsele (2000), Branney and Kokelaar (2002); Skilling et al. (2002); White and Houghton (2006); and White et al. (2000).

### **3.3.2. Processes in secondary volcanoclastic deposits**

Epilastic deposits are formed by fragments resulting from the breakdown and erosion of rocks of any nature. Specifically, volcanic epiclasts are those where the rock-source is of volcanic nature. Epivolcanoclastic deposits are formed by epiclasts and volcanic epiclasts and are considered secondary volcanoclastic deposits (Vincent, 2000) because they originate from these fragments of pre-existing rocks. Fisher's (1961) original definition considers that recognizable volcanic fragments may be present in any ratio. Despite this definition, the term "epivolcanoclastic" has been used for sedimentary rocks where the fragments of volcanic rocks predominate (e.g., Mathisen, 1984; Willumsen and Schiller, 1994), encompassing the terms litharenite and lithenite feldspathic *sensu* Folk (1968), in those where fragments of rocks are typically volcanic. The occurrence of epivolcanoclastic deposits is independent of the sedimentary environment. The main limitation refers to the preservation of volcanic fragments because they are chemically and mechanically unstable constituents (Surdam, 1989) and can be altered and fragmented in the source area or in the sedimentary process. The study of volcanic grain composition and type of alteration provides valuable information on the provenance of these fragments (intrabasinal or extrabasinal) as detailed by Zuffa (1985). The origin of volcanic grains is a factor that strongly controls diagenesis. Many authors (e.g., Mathisen, 1984; Lee and Klein, 1986; Willumsen and Schiller, 1994) agree that grain

dissolution, cementation, or grain replacement by smectite, chlorite, and other diagenetic components are the main factors controlling the quality of epivolcaniclastic reservoirs.

The major types of epivolcaniclastic deposits are associated with lahar and subaquatic gravitational flux by turbidity currents (e.g., Fisher, 1984 and Schneider, 2000). The size of these deposits may vary from the microbasin scale (e.g., volcanic crater lake, Karymskoye lake, Russia) to basin scale (e.g., Uberaba Formation, Bauru Basin, Ferreira Júnior and Gomes, 1999).

### **3.4.SYNTHETIC MODEL FOR BASALTIC VOLCANIC RESERVOIRS**

Based on descriptions of the reservoirs and volcanic processes, it was possible to divide them into four environmental groups: 1) subaerial; 2) transitional (between subaerial and water depth up to 100 m (328 ft); 3) shallow submarine with water depth between 100 and 500 m (328 to 1640 ft); and 4) deep submarine with water depth above 500 m (1640 ft). The synthesis is given in Figure 13.

The option of subdividing the deposits into environmental groups comes from the principle of genetic classification of primary volcanoclastic rocks (White and Houghton, 2006). In this classification, the relationship between environment and volcanism is preserved, registering hyaloclastites exclusively in subaquatic environment, whereas the autobreccia occur in a subaerial environment. The peperite, although not exclusive to the underwater environment (Jerram and Stollhofen, 2002), is more frequent when the sediment is wet (White et al., 2000). Pyroclastic deposits, which are formed by fragmentation due to volatile expansion, can occur in both environments. However, the pressure exerted by the water column is able to limit the expansion of the volatiles present in the magma (McBirney, 1963) or the expansion of the environmental/connate water by heating with the magma (Peckover et al., 1973). This information was used to subdivide the underwater group into shallow and deep type. In the transitional type, Surtseyan-type explosive

eruptions (Kokelaar, 1983) can occur. These physical limitations, studied by volcanologists, serve a starting point for the synthesis of the petroleum.

In addition to the physical limitations of explosive eruptions and the exclusivity of thermal shrinkage in contact with water, the division by environment also reflects the morphology of these deposits. Following are the main features of each volcanic environment and its characteristics that can be used as a play in the oil industry. It is noteworthy that this synthetic model was constructed for basaltic volcanic association.

#### **3.4.1. Subaerial environment**

In a subaerial environment (Fig. 1A), the lava flow can be subdivided into three main groups: pahoehoe, aa, and lava block (Macdonald, 1953). The physical mechanisms controlling the development of each faciology are dependent on the viscosity, temperature, slope of the terrain, effusion rate, and other factors (Harris and Rowland, 2015). The fragmented effluents can also be classified as autoclastic in the context of primary volcanoclastic rocks (White and Houghton, 2006). The morphology of the lava fields is the main fruit of its viscosity, volume, and relief as well as the processes of inflation and amalgamation of lavas (Self et al., 1996).

In terms of reservoirs, the best facies must correspond to fragmented or amygdaloidal because massive lavas are known to be poorly permeable. In the volcanic model of Self et al. (1996) it is observed that the fragmented facies are more frequent in the distal zones and in the regions where the cooling is greater (lateral and top of lavas). It should also be considered the possibility of volcanic caves formed by emptying the lava after solidification of the top and sides (Self et al., 1996; Waichel et al., 2013). Volcanic caves are more common in the interior conduits of the lavas.

Other possible facies in this environment are portions with columnar disjunction or tectonic billing. The circulation of meteoric water can contribute to the partial dissolution of minerals and volcanic

glass, besides the substitution by iron oxides/hydroxides.

### **3.4.2. Transitional environment**

In transitional environments between subaerial and subaqueous (Fig. 1B), lava deltas are formed (Smellie et al., 2013; Watton et al., 2013; Wright et al., 2012). These lava deltas are formed by deposits of hyaloclastites, fragmented by the thermal contraction of the lava. These fragments can be reworked. The continuous advance of the lava front can cover the deposits of hyaloclastites.

Pyroclastic deposits of Surtseyan-type eruptions (Kokelaar, 1983, 1986) can occur in water slides smaller than 100 m. The pyroclastic deposits associated with Surtseyan eruptions are quite fragmented and can be easily eroded and reworked.

The best reservoir facies correspond to the deposits of deltaic hyaloclastites. Using known analogs, such as Hawaii and Iceland (Watton et al., 2013), there are considerable volumes of rocks. The possibility of covering deposits of hyaloclastites by posterior basaltic lavas can generate a seal to the petroleum system.

The proximity to these deposits in exposed areas or temporary exposures may lead to the infiltration of meteoric water. This infiltration may be beneficial to permoporous characteristics in the sense of dissolution and mineralogical replacement of stable constituents such as volcanic glass.

### **3.4.3. Underwater shallow environment**

In volcanism of shallow subaquatic environment with water depth between 100 to 500 m (328 to 1640 ft, Fig. 1C), lava flows form pillow lava deposits, lavas in sheets (Bonatti and Harrison, 1988), and hyaloclastites (Staudigel and Koppers, 2015). The discharge rate is one of the main conditioners of the extrusion type (Bonatti and Harrison, 1988). Explosive eruptions may occur (White et al., 2015), but are limited by water pressure (McBirney, 1963; Peckover et al.,

1973). Phreatomagmatic eruptions may occur due to the explosive heating of water contained in sediments (Peckover et al., 1973; Wohletz, 1986, 2002).

The best reservoir facies are probably the peperites, formed by phreatomagmatic eruptions. The reservoirs known as “serpentine plugs” in operation in Texas correspond to this type of deposit.

The replacement of volcanic glass by clay minerals belonging to the smectite group may decrease permoporous characteristics by making these fragments more ductile, whereas substitutions by zeolites are related to the maintenance of part of the porosity (Watton et al., 2014).

#### **3.4.4. Deep underwater environment**

Volcanism in a deep underwater environment with water depth above 500 m (1640 ft, Fig. 1D) is little known due to the lack of access to these environments, as well as the rarity of outcrops. Much of the knowledge that exists comes from laboratory experimentation and physical studies. The main volcanic facies in this type of environment are pillow lavas, lavas in sheets, and hyaloclastites.

Phreatomagmatic eruptions may occur due to the explosive heating of water contained in sediments (Peckover et al., 1973; Wohletz, 1986, 2002), but its range is reduced by the properties of water (Cas and Giordano, 2014).

Reservoirs in this type of environment are not known or disclosed. However, porous rocks in this environment are possible as metallic deposits are known that fill gaps in volcanic deposits in this environment.

### **3.5. DISCUSSION**

#### **3.5.1. Reservoirs in volcanoclastic primary rocks**

Despite the availability of several articles on serpentine plugs in Texas, the mechanisms that

generate the porosity and permeability in these reservoirs are not known or discussed. The reasons for this lack of knowledge are perhaps that they were easy-to-identify and to produce (oil 35 ° API, Blackburn, 1935), which have a long history of exploitation—as in the case of the Hilbig field with activity since 1933 (Blackburn, 1935)—and are in a very mature stage of exploration and production since the 1970s (Ewing and Caran, 1982), when knowledge about the mechanisms of secondary porosity generation became more consistent (e.g., Surdam et al., 1989). Despite the lack of data, it is possible to suppose that due to the fact that these altered rocks have larger porosity than the slightly altered ones (Blackburn, 1935), porosity generation must be related to the same mechanism of formation of smectite and zeolite (palagonitization).

In this type of deposit, with a predominance of lavas and association with subaquatic environments, it should be expected that as the crystallization and cooling of the lavas occur, they become more viscous and brittle. In this way, autobreccia would be formed and, in an underwater environment, would facilitate the formation of hyaloclastites. In environments between subaerial and underwater environments, basaltic lavas form deltaic deposits composed of hyaloclastites. In shallow underwater environments, Surtseyan eruptions may occur that generate highly fragmented pyroclastic deposits. In deep subaquatic environments, the main volcanic facies would be sheet and pillow lavas (Bonatti and Harrison, 1988).

The main difference between the Samgori Field reservoir and the Texas serpentine plugs is the main mineral of their diagenetic assemblies; respectively, zeolite (Vernik, 1990) and smectite. Therefore, to predict the quality of reservoirs in this type of rock, it is necessary to understand the mechanisms of formation of these minerals. The alkaline pH of interstitial fluids is one of the most important controls of zeolitization (Hall, 1998). According to this author, conditions favoring the zeolitization of volcanic ash deposits are provided by: (a) deposition in fresh water, or (b) reheating of volcanic ash after dilution or withdrawal of acid interstitial water, or (c) inflow of slightly



alkaline water originating from surrounding limestones. Hall (1998) also considers that volcanic ash deposited in an aqueous environment may be zeolitized due to the increase in alkalinity resulting from the reaction between the vitreous particles and the interstitial water (lacustrine deposits) or the increase in temperature associated with deep diagenesis (marine deposits). Gifkins et al. (2005), based on a broad review of the literature, describe the association of mineral assemblages in diagenetic zones common in marine volcanic succession. These sequences of diagenetic zones, with vertical zoning and varied thicknesses, correspond to progressive mineral reactions that occur in response to changes in the chemistry of pore water and temperature with depth of burial (Gifkins et al., 2005).

The porosity and permeability of the autoclastic breccias are commonly related to the intense fracturing associated with rapid cooling as well as eventual posterior tectonic fracturing and removal of the cementation (Wu et al., 2006).

### **3.5.2. Reservoirs in secondary volcanoclastic rocks**

Among the most likely factors for the occurrence of reservoirs with low permeability and porosity characteristics are:

- The loss of primary porosity by compaction as volcanic fragments is more susceptible to compaction (chemical and mechanical) than other grains (e.g., quartz).
- The loss of primary porosity by early cementation. Early cementation can be explained by the large amount of solution ions generated by the dissolution of grains or volcanic glass (Morad and De Ros, 1994; Schacht et al., 2008). In addition, catastrophic deposition of the volcanoclastic material can cause mass die-off and accumulation of bioclastic-rich horizons; these fragments would be preferential nucleation sites that would facilitate early carbonate cementation (Morad and De Ros, 1994). The latter authors agree that the source of calcium may also come from seawater.

The characteristics of reservoirs with good or high permeable quality are probably associated with:

- The presence of primary porosity. In this case, the quality is commonly associated with deposits where the fragments have undergone intense rework and are deposited in fluvial or distal marine environments (Willumsen and Schiller, 1994). This suggests the selection of more stable volcanic fragments and could, therefore, be more resistant to compaction processes or diagenetic substitutions.
- The increased porosity by dissolving grains and/or cement (Surdam et al., 1989). This is well-known (Mathisen, 1984; Lee and Klein, 1986; Willumsen and Schiller, 1994) and may be associated with the window of generation of organic acids in the generating rocks as recommended by Surdam et al. (1989).

### **3.6. CONCLUSIONS**

Knowledge about the type of volcanism is a very important condition for understanding the generated volcanoclastic products. In addition, it is necessary to integrate information on the tectonic and sedimentary environments with the history of tectonic, thermal, and basement evolution of the basin and diagenetic processes. Only with this integrated information can it be possible to build predictive models that help in the exploration and exploitation of these deposits.

The main difficulties encountered during the comparison stage between reservoirs and volcanic environments are: 1) few analytical data (e.g., porosity, permeability, mineralogy) reported in oil basins; 2) the lack of uniformity of descriptions and classifications of volcanoclastic rocks; and 3) few paleoenvironmental data.

The subdivision of deposits through the formation environment and volcanic processes is a

synthetic alternative that is efficient to understand the associations of volcanic facies and, consequently, their morphologies and permeable characteristics. This model can be taken into account during the exploratory phase.

In relation to the preservation of the porosity in the volcanoclastic and sedimentary rocks, the main doubts that arise are in relation to predicting mineralogical substitutions, cementation, and compaction. These rocks contain chemically and mechanically unstable fragments that facilitate diagenetic modification. Compaction and cementation can make them non-conventional reservoirs of low quality, whereas the dissolution of fragments can increase the porosity.

Despite the current difficulties in effectively predicting the quality of these reservoirs, this unusual and underexplored oil play offers good prospects and possibilities for development.

### 3.7. REFERENCES CITED

Alves, D. B., 2006, Sedimentação vulcanoclástica do Cretáceo Superior da Bacia de Campos, Sudeste do Brasil. Bol. Geoc. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, p. 149-154, nov. 2005/maio 2006.

Blackburn, W. C., 1935, Hilbig oil field, Bastrop County, Texas. AAPG Bulletin. V. 19, n. 14: 1023-1037.

Bonatti, E., and C. G. A. Harrison, 1988, Eruption Styles of Basalt in Oceanic Spreading Ridges and Seamounts: Effect of Magma Temperature and Viscosity. Journal of Geophysical Research, 93(B4), 2967–2980. <https://doi.org/10.1029/JB093iB04p02967>

Branney, M., and P. Kokelaar, 2002, Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. Geological Society Memoir No. 27. <https://doi.org/10.1086/427850>.

Cas, R. A. F., and G. Giordano, 2014, Submarine volcanism: A review of the constraints, processes

and products, and relevance to the Cabo de Gata volcanic succession. *Italian Journal of Geosciences*, 133(3), 362–377. <https://doi.org/10.3301/IJG.2014.46>

Cas, R.A.F., and J. V. Wright, 1987, *Volcanic Successions-modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions*. Allen and Unwin, London. 528 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-3167-1>.

Einsele, G., 2000, *Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment*. 2nd edition. Ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York. 628 p.

Ewing, T. E., and S. C. Caran, 1982, Late Cretaceous volcanism in South and Central Texas – Stratigraphic, structural, and seismic models. In: *Transactions Gulf Coast Association of Geological Societies*, vol. XXXII, pp. 137-145.

Ferreira Júnior, P. D., and N. S. Gomes, 1999, Petrografia e diagênese da Formação Uberaba, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná no Triângulo mineiro. *Rev. Bras. Geoc.* 29(2): 163-172, junho de 1999.

Fisher, R. V., 1961, Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks: *Geological Society of America Bulletin*, v. 72, pp. 1409–1414.

Fisher, R. V., 1966, Rocks composed of volcanic fragments and their classification: *Earth-Science Reviews*, v. 1, p. 287–298.

Fisher, R. V., 1984, *Submarine volcanoclastic rocks*. Geological Society, London, Special Publications, v. 16, p. 5-27

Fisher, R. V, and H. U. Schmincke, 2012, *Pyroclastic rocks*. Springer Science & Business Media. 472 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-74864-6>

Folk, R.L., 1980, *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company. Austin, 170p.

Gifkins, C.C., W. Herrmann, and R. R. Large, 2005, *Altered volcanic rocks: a guide to description and interpretation*. Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania. 275p.

- Hall, A., 1998, Zeolitization of volcanoclastic sediments: the role of temperature and pH. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 68, no. 5, pp. 739-745
- Harris, A. J. L., and S. K. Rowland, 2015, *Lava Flows and Rheology*. The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edi). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00017-1>
- Hutchinson, P. J., 1994, Upper Cretaceous (Austin Group) volcanic deposits as a hydrocarbon trap. In: *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, vol. XLIV, pp. 293-303.
- Jerram, D. A., and H. Stollhofen, 2002, Lava-sediment interaction in desert settings; are all peperite-like textures the result of magma-water interaction? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114(1–2), 231–249. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00279-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00279-7)
- Kokelaar, P., 1983, The mechanism of Surtseyan volcanism. *Journal of the Geological Society*, 140(6), 939–944. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.140.6.0939>
- Kokelaar, P., 1986, Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic. *Bulletin of Volcanology*, 48(5), 275–289. <https://doi.org/10.1007/BF01081756>
- Lee, Y. I. and G. D. Klein, 1986, Diagenesis of sandstone in the back-arc basins of the western Pacific Ocean. *Sedimentology*, 3:651-675.
- Lewis, J. O., 1984, Seismic signature of Serpentine Plugs in Maverick basin. In: *Transactions Gulf Coast Association of Geological Societies*, vol. XXXIV, pp 109-122.
- Macdonald, G. A., 1953, Pahoehoe, aa, and block lava. *American Journal of Science*, 251(3), 169–191.
- Mathisen, M. E., 1984, Diagenesis of Plio-Pleistocene nonmarine sandstones, Cagayan Basin, Philippines: Early development of secondary porosity in volcanic sandstone. In: D. A. McDonald and R. C. Surdam, eds., *Clastic diagenesis: AAPG Memoir 37*, p 177-193.
- Matthews, T., 1984, Petroleum potential of serpentine plugs and associated rocks, Central and South Texas. *Am. Assoc. Pet. Geol., Bull.*; Vol/Issue: 68:4; AAPG annual convention, San

Antonio, Texas, USA.

McBirney, A. R., 1963, Factors governing the nature of submarine volcanism. *Bulletin Volcanologique*, 26(1), 455–469. <https://doi.org/10.1007/BF02597304>

McPhie, J., M. Doyle, and R. Allen, 1993, *Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*: Hobart, CODES Key Centre, University of Tasmania, 196 p.

Mitchell-Tapping, H. J., 2000, Evidence of volcanic activity during the Cretaceous in the Sunniland Formation of the Southwestern Florida: A new oil exploration play. In: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, vol. L: 743-750.

Mizusaki, A. M. P., and R. M. R. Gomes, 1986, As rochas ígneas básicas como reservatório do campo de Badejo, bacia de Campos. In: *3º Congresso Brasileiro de Petróleo*, outubro, Rio de Janeiro-RJ. TT-64, 11p.

Morad, S., and L. F. De Ros, 1994, Geochemistry and diagenesis of stratabound calcite cement layers within the Rannoch Formation of the Brent Group, Murchison Field, North Viking Graben (northern North Sea) – comment. *Sedimentary Geology*, v. 93, pp. 135-141.

Patton, D. K., 1993, Samgori Field, Republic of Georgia: Critical review of island-arc oil and gas. *Journal of Petroleum Geology*, vol. 16(2), abril, pp. 153-168.

Peckover, R. S., D. J. Buchanan, and D. E. T. F. Ashby, 1973, Fuel-Coolant Interactions in Submarine Vulcanism. *Nature*, 245(5424), 307–308. <https://doi.org/10.1038/245307a0>

Rohrman, M., 2007, Prospectivity of volcanic basins: Trap delineation and acreage de-risking. *AAPG Bulletin*, v. 91, no. 6 (junho), pp. 915-939.

Schacht, U., K. Wallmann, S. Kutterolf, and M. Schmidt, 2008, Volcanogenic sediment-seawater interactions and the geochemistry of pore waters. *Chemical Geology* (2008), doi: 10.1016/j.chemgeo.2008.01.026. .

Schneider, J., 2000, *Volcaniclastic sedimentation in submarine settings: Products and processes* (pp

175-192). In: Leyrit, H. and C. Montenat (Editors), *Volcaniclastic rocks, from magmas to sediments*. Gordon and Breach Publisher. London. 265 p.

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

Schutter, S. R., 2003, Hydrocarbon occurrence and exploration in and around igneous rocks, in N. Petford and K. J. W. Mc-Caffrey, eds., *Hydrocarbons in crystalline rocks: Geological Society (London) Special Publication 214*, p. 7–33.

Self, S., T. Thordarson, L. Keszthelyi, G. P. L. Walker, K. Hon, M. T. Murphy, and S. Finnemore, 1996, A new model for the emplacement of Columbia River basalts as large, inflated pahoehoe lava flow fields. *Geophysical Research Letters*, 23(19), 2689–2692.

Skilling, I. P., J. D. L. White, and J. McPhie, 2002), Peperite: A review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114(1–2), 1–17.  
[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00278-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00278-5)

Smellie, J. L., T. I. Wilch, and S. Rocchi, 2013, “A”ālava-fed deltas: A new reference tool in paleoenvironmental studies. *Geology*, 41(4), 403–406. <https://doi.org/10.1130/G33631.1>

Sruoga, P. and N. Rubinstein, 2007, Processes controlling porosity and permeability in volcanic reservoirs from the Austral and Neuquén basins, Argentina. *AAPG Bulletin*, v. 91, no. 1, pp. 115-129.

Staudigel, H., and A. A. P. Koppers, 2015, Seamounts and Island Building. *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edi)*. Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00022-5>

Sun, H. J., Z. Y. Chen, and G. G. Cai, 2003, Present situation and outlook in exploration of petroleum reservoirs related to igneous: *Special Oil and Gas Reservoirs*, v. 10, no. 1, p. 1-6.

Surdam, R. C., L. J. Crossey, E. S. Hagen, and H. P. Heasler, 1989, Organic-inorganic interaction

and sandstone diagenesis: AAPG Bulletin, v. 78, p. 1-23.

Suthren, R. J., 1985, Facies analysis of volcanoclastic sediments: a review. Geological Society, London, Special Publications, v. 18; p. 123-146.

Tao, K. Y., Z. L. Yang, L. B. Wang, and X. Z. Yang, 1998, Oil reservoir geological model of basalt in Mingqiao, northern Jiangsu province (em Chinês com abstract em inglês): Earth Science – Journal of China University of Geosciences, v. 23, no. 3, p. 272-276.

Vernik, L., 1990, A new type reservoir rock in volcanoclastic sequences: AAPG Bulletin, v. 74 (junho), p. 830-836.

Vincent, P., 2000, Volcanoes from magmas to tephra and epivolcanoclastics (pp 1 – 31). In: Leyrit, H. and C. Montenat (Editors). Volcanoclastic rocks, from magmas to sediments. Gordon and Breach Publisher. London. 265 p.

Yang, Z. L., K. Y. Tao, L. B. Wang, and X. Z. Yang, 1997, Oil-reservoir geological model for the buried basalts in Gaoyou area, northern Jiangsu province (research report): Volcanology and Mineral Resources, v. 19, supplement, no. 19, pp. 1-112.

Waichel, B. L., E. B. Tratz, G. Pietrobelli, D. A. Jerram, G. R. Calixto, R. R. Bacha, and W. B. Da Silva, 2013, Lava tubes from the Paraná-Etendeka continental flood basalt province: Morphology and importance to emplacement models. Journal of South American Earth Sciences, 48, 255–261. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.10.005>

Watton, T. J., D. A. Jerram, T. Thordarson, and R. J. Davies, 2013, Three-dimensional lithofacies variations in hyaloclastite deposits. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 250, 19–33. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.10.011>

Watton, T. J., S. Cannon, R. J. Brown, D. A. Jerram, and B. L. Waichel, 2014, Using formation micro-imaging, wireline logs and onshore analogues to distinguish volcanic lithofacies in boreholes: examples from Palaeogene successions in the Faroe – Shetland Basin, NE Atlantic.



- Hydrocarbon Exploration to Exploitation West of Shetlands. Geological Society, London, Special Publications, 397, 173–192. <https://doi.org/10.1144/SP397.7>
- White, J. D. L., J. McPhie, and S. A. Soule, 2015, Submarine lavas and hyaloclastite. The Encyclopedia of Volcanoes, Academic Press Ltd, H Sigurdsson, B Houghton, H Rymer, J Stix, S McNutt (ed), London, pp. 363-375. ISBN 9780123859389.
- White, J. D. L., and B. F. Houghton, 2006, Primary volcanoclastic rocks. *Geology*, 34(8), 677–680. <https://doi.org/10.1130/G22346.1>
- White, J. D. L., J. Mcphie, and I. Skilling, 2000, Peperite: A useful genetic term. *Bulletin of Volcanology*, 62(1), 65–66. <https://doi.org/10.1007/s004450050293>
- Willumsen, P., and D. V. Schiller, 1994, High quality volcanoclastic sandstone reservoirs in east Java, Indonésia. In: Proceedings Indonesian Petroleum Association. 23rd Annual Convention, Outubro, pp.101-118.
- Wohletz, K. H., 1986, Explosive magma-water interactions: Thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies. *Bulletin of Volcanology*. <https://doi.org/10.1007/BF01081754>
- Wohletz, K., 2002, Water/magma interaction: Some theory and experiments on peperite formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114(1–2), 19–35. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00280-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00280-3)
- Wright, K. A., R. J. Davies, D. A. Jerram, J. Morris, and R. Fletcher, 2012, Application of seismic and sequence stratigraphic concepts to a lava-fed delta system in the Faroe-Shetland Basin, UK and Faroes. *Basin Research*, 24(1), 91–106. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2011.00513.x>
- Wu, C., G. Lianxing, Z. Zunzhong, R. Zuowei, C. Zhengyan, and L. Weiqiang, 2006, Formation mechanism of hydrocarbon reservoirs associated with volcanic and subvolcanic intrusive rocks:

Examples in Mesozoic-Cenozoic basins of eastern China. AAPG Bulletin, v. 90, no. 1, pp. 137-147.

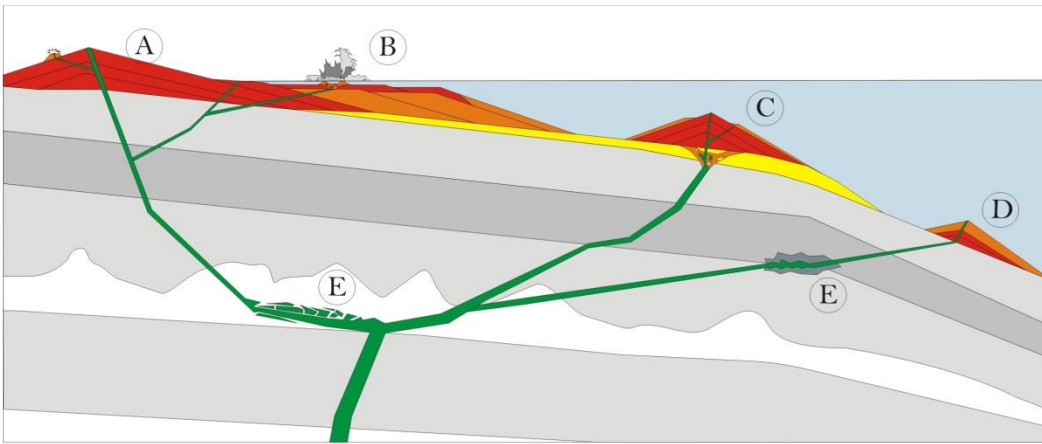
Zuffa, G. G., 1980, Hybrid arenites: their composition and classification. Journal of Sedimentary Petrology, v. 50, pp. 21-29.

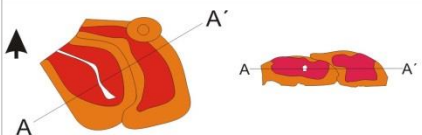
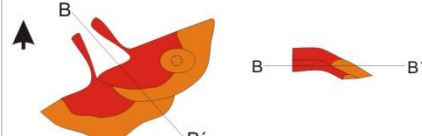
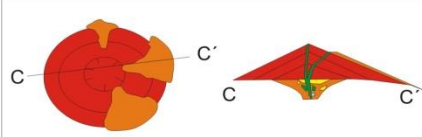
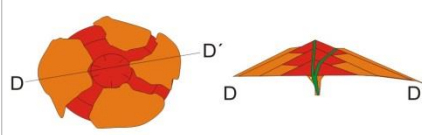

Zuffa, G. G., 1985, Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results, in G. G. Zuffa, ed., Provenance of Arenites, NATO-ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences 148. Dordrecht, Germany. D. Reidel Pub. Co., p. 165-189.

## FIGURE CAPTION

***Figure 13. Overview of volcanic environments, deposit morphology and main characteristics. The deposit morphology is presented in plan and section. Schematic diagram without scale.***

## FIGURE



	Schematic plan-section through volcanic deposit morphology	Main features
A		Longitudinally amalgamated lava flow. It may have autobreccia in the distal, inferior and top portions. The central portions of the lava flows are massive. Volcanic caves may occur in the axis. This deposit may be associated with Strombolian/monogenetic cones.
B		Lava flows with delta morphology. It may have hyaloclastites in the distal portions by quenching with marine water. It may be associated with explosive Surtseyan eruptions in a shallow marine environment.
C		Volcanic pipe filled largely or entirely of wallrocks and volcanic fragments. Superimposed by pillow lava and hyaloclastites. Amygdaloidal lava flows are common.
D		Volcanic cone formed by intercalation of pillow lava and hyaloclastite. Phreatomagmatic eruptions may occur, but are restricted to the paleosurface.
E		Sills and dikes. Quench fragmentation upon contact with conductive rocks (e.g., evaporites). Crypto-explosive fragmentation of magma and sedimentary rock due to expansion of interstitial fluids.

#### **4. Metodologia integrada para a caracterização de ambientes de vulcanismo: enfoque para a utilização na indústria de petróleo**

Figura 1. Exemplo teórico de cristalização através do resfriamento lento.....	93
Figura 2. Exemplo teórico de cristalização através do resfriamento rápido.....	94
Figura 3. Exemplo teórico de cristalização através do resfriamento rápido e geração de cristais defeituosos. .....	96
Figura 4. Exemplo teórico de formação de texturas híbridas formadas por resfriamento lento. ....	97
Figura 5. Perfil de imagem acústica em intervalo de rochas vulcânicas com morfologia de pillow-lavas. As porções entre pillows possuem baixa reflexão acústica, o que pode indicar a presença de argilominerais ou poros. As pillow-lavas possuem formato arredondado no topo e frequentemente base em formato de pedúnculo, conforme interpretação à direita. As dimensões das pillow lavas variam entre 30 cm a 1 m.	100
Figura 6. Seção esquemática com sucessões de fácies vulcânicas possíveis desde um ambiente subaquoso profundo (1) até o subaéreo (6). ....	103

#### Índice

Resumo.....	85
Abstract .....	86
1. Introdução .....	87
2. Metodologia.....	89
2.1. Petrografia quantitativa/qualitativa de distribuição de tamanhos de cristais .....	89
2.1.1. Texturas de resfriamento lento.....	92
2.1.2. Texturas de resfriamento rápido .....	94
2.1.3. Texturas híbridas de resfriamento lento e rápido.....	96
2.2. Perfis de poço (Resistivo, imagem).....	97
2.3. Sucessão Vulcânica .....	101
3. Discussão .....	103
4. Referências .....	105

Metodologia integrada para a caracterização de ambientes de vulcanismo: enfoque para a utilização na indústria de petróleo

Leandro Vasconcelos Thomaz, Rua Marques de Herval, 90, [leandrothomaz@yahoo.com.br](mailto:leandrothomaz@yahoo.com.br), 11010-310, Santos-SP.

Ari Roisenberg, Av. Bento Gonçalves, 9500, [ari.roisenberg@ufrgs.br](mailto:ari.roisenberg@ufrgs.br), 91501-970, Porto Alegre-RS.

Janaína Teixeira Lobo, Rua Marques de Herval, 90, [janaina.teixeira.lobo@gmail.com](mailto:janaina.teixeira.lobo@gmail.com), 11010-310, Santos-SP.

### **Resumo**

O vulcanismo ocorre na maioria das bacias sedimentares prospectáveis brasileiras. O vulcanismo basáltico pode fluir sobre a terra ou embaixo da água em diversos ambientes e contextos geológicos. A utilização de métodos geocronológicos permite a datação de rochas vulcânicas que somada à interpretação do paleoambiente auxilia a compreensão da evolução de bacias sedimentares. As rochas vulcânicas assumem fácies típicas de acordo com o ambiente, por exemplo, a interação de lava com água ou sedimento molhado pode produzir rochas vulcanoclásticas primárias, como o hialoclastito e peperito. Estes depósitos vulcânicos podem constituir reservatórios de hidrocarbonetos.

Apesar desta importância, as rochas vulcânicas não são apropriadamente estudadas na indústria do petróleo. Isso ocorre principalmente devido à ausência de uma metodologia aplicada para a compreensão do ambiente de vulcanismo. Para prover uma metodologia padronizada para estudar as sucessões vulcânicas o presente trabalho integrou diversas ferramentas: distribuição de tamanhos de cristais em análises petrográficas, interpretação de perfis de imagens acústicas e elétricas e fácies sísmica. A análise da distribuição de cristais pode prover inferências na taxa de resfriamento que reflete o ambiente. Em derrames basálticos subaquosos a água atua no resfriamento da lava o que

gera texturas indicadoras de alta taxa de resfriamento. A presença, tamanho e morfologia de vesículas podem indicar a profundidade da lâmina d'água na época do vulcanismo. A presença de minerais hidroxilados, como anfibólio e micas, pode indicar a profundidade de intrusão. A análise de perfil de imagem junto com a petrografia é utilizada para a identificação de fácies vulcânicas e sua sequência estratigráfica, também conhecida como sucessão vulcânica. Nos perfis de imagem é possível identificar, por exemplo, morfologia de lavas almofadas que são típicas de ambientes subaquosos. A sucessão vulcânica pode ser integrada com a sísmica abrangendo a morfologia do depósito e sua associação com sequências sedimentares.

Essa metodologia padronizada pode ser útil para reconhecer o ambiente e sua sucessão temporal. Auxiliando a compreensão de toda uma condição paleogeográfica que ocorreu durante determinado período de tempo. Particularmente útil na busca de fácies específicas, que possam vir a ser reservatórios de hidrocarbonetos. O conhecimento sobre reservatórios em rochas vulcânicas é restrito a poucas companhias que o exploram, e essa metodologia proposta amplifica o conhecimento sobre o ambiente de vulcanismo na análise de bacias.

### **Abstract**

Volcanism occurs at the most of the Brazilian prolific sedimentary basins. The basaltic volcanism may flow overland or underwater at several environments and geological contexts. The volcanic rocks can be dated with confidence, and the integration with paleoenvironment can be used to basin modelling for petroleum exploration. Besides that, the interaction of lava with water or wet sediments can produce primary volcanoclastic rocks, like hyaloclastite and peperite, which may be hydrocarbon reservoir.

Despite this importance, volcanic rocks are not commonly studied at the petroleum industry. This occurs mainly because of the lack of the applied methodology to study volcanic environment

on this approach. To provide a standard methodology to study volcanic succession the present work has integrated several tools: crystal size distribution on petrographic analyses, acoustic and electrical image logs and seismic facies. The analyses of crystal size distribution can provide inference of lava's cooling rate that reflects the environment. The underwater basaltic stream, for example, usually shows higher cooling's rate than the overland flows. The presence, size and morphology of vesicles provides information of water depth at the time of volcanism. The analysis of image logs together with petrographic analyses is used to identify volcanic facies and its volcanic succession. Images logs can identify pillow lava morphology. The volcanic succession can be integrated by seismic to compass the deposit morphology and the association with sedimentary sequences.

This standardized methodology is proved to be useful to recognize the volcanic environment and its succession. This may be valuable to understand an entire paleogeographic conditions that occur at a specific period. This is particularly appreciated to find specific facies, which can be a hydrocarbon reservoir. The knowledge of volcanic hydrocarbon reservoir is restricted to few companies that explore it, and this proposed methodology improve the knowledge of volcanism environment on basin analyses.

#### **4.1.Introdução**

A análise de ambiente de vulcanismo proporciona reconstituir as condições paleogeográficas existentes à época do vulcanismo. Além disso, busca compreender a distribuição faciológica e sua sucessão vulcânica através das relações entre ambientes sedimentares e processos vulcânicos. Para essa compreensão faz-se necessário a integração multidisciplinar, incluindo as áreas de petrologia ígnea, sedimentar e geocronologia.

A importância principal está em prever a distribuição de fácies vulcânicas, o que pode ser útil

para o direcionamento da exploração de depósitos minerais e de hidrocarbonetos. Além disso, a restauração das condições paleogeográficas poder ser utilizada na melhoria do modelo geológico e na análise da evolução das bacias.

No presente trabalho o termo ambiente de vulcanismo é utilizado para definir o meio no qual a lava (ou magma) consolidou. Em linhas gerais este meio pode ser: subáreo, subaquoso raso, subaquoso profundo e subglacial. Nesse sentido um dos primeiros estudos sobre a correlação entre o ambiente e o vulcanismo podem ser remetidos a Scrope e Charles Darwin. Darwin (1844) interpretou fácies vulcânicas subaquosas na ilha de Santiago (Cabo Verde), identificou mistura de derrames e carbonatos marinhos. Darwin (1851) propôs também a teoria de formação de recifes e corais pela subsidência de edifícios vulcânicos marinhos.

As fácies vulcânicas são função de condições intrínsecas ao magma, como viscosidade e composição química, e extrínsecas, como condutividade térmica do meio, pressão, presença de sedimentos inconsolidados e água. Desta forma a caracterização do ambiente de vulcanismo exige uma compreensão detalhada das características do magma e dos processos, processos de cristalização, físico-química da paragênese mineral, processos de transformação faciológicas de lavas, interação de magma/lava com sedimentos, processos de deposição sedimentar e estratigrafia. Desta forma a metodologia de envolve a caracterização petrográfica, faciológica e morfologia de depósito. Este tipo de estudo dentro da indústria de petróleo possui frequentemente limitações quanto a disponibilidade e tamanho de amostras litológicas.

No presente artigo a metodologia inicia-se pela sobreposição das informações sobre a taxa de resfriamento, obtidas pela petrografia, e a associação de fácies. Esta última é obtida pela sequência de rochas amostradas, interpretação do perfil de imagem e sísmica. As fácies vulcânicas refletem o ambiente em que ocorre o vulcanismo. As fácies de lavas almofadadas e hialoclastito, por exemplo, tem ocorrência restrita ao ambiente subaquoso. Este é um artigo de sugestão



metodológica aplicado para a compreensão do ambiente de depósitos vulcânicos.

#### **4.2. Metodologia**

A metodologia baseia-se na integração de petrografia quantitativa/qualitativa, interpretação de fácies com base em perfis de imagem e compreensão da sucessão vulcânica através de perfis de poço e sísmica. Uma vez que feições petrográficas e morfológicas podem ser similares em ambientes distintos é utilizado a integração dos dados para refinar e diminuir a incerteza do método. A petrografia quantitativa e qualitativa fornece informações sobre a taxa de resfriamento do magma, que pode ser similar em contextos diferentes. Por exemplo, uma alta taxa de resfriamento pode ocorrer tanto pelo resfriamento da lava em um ambiente subaquoso quanto pelo magma intrudido em uma sequência evaporítica. No entanto as facies vulcânicas serão diferentes, com intercalação de pillow lavas e hialoclastitos na primeira, e intrusão com núcleo maciço e bordas vítreas na segunda. Os depósitos terão morfologia diferentes, com cones vulcânicos ou deltas no primeiro e intrusões em formato de vitória régia no segundo, por exemplo.

Desta forma as características sobre a taxa de resfriamento provêm do estudo petrográfico enquanto a morfologia dos depósitos terá como base as interpretações de perfil de imagem. A associação de fácies, por exemplo alternância com sedimentos lacustres ou marinhos, será estudada a partir das amostras de rochas e perfis de poço.

#### **4.3. Petrografia quantitativa/qualitativa de distribuição de tamanhos de cristais**

A composição química do magma definirá a mineralogia da rocha e sua sequência de cristalização, portanto, será um fator determinante para a formação da textura da rocha. No entanto, fixando uma determinada composição química observa-se que o segundo fator principal, que determina a textura em rochas vulcânicas/subvulcânicas, é a taxa de resfriamento do magma (Higgins, 2006; Vinet &

Higgins, 2011). A taxa de resfriamento definido como a quantidade de calor que o magma perde com o Tempo é função da:

- Diferença de temperatura entre o magma e a temperatura do ambiente em que este magma se aloja. Por exemplo, um magma basáltico com aproximadamente 1100°C que atinge a superfície (~20°C) sofrerá um choque térmico (ou diferença de temperatura) maior do que o mesmo magma alojando-se na base da crosta continental (~ 400 – 500 °C, dependendo do grau geotérmico).
- Condutividade térmica do meio no qual o magma está alojado. Os meios que possuem uma alta condutividade térmica (*e.g.*; água, McPhie *et al.*, 1993) conduzem o calor do magma resfriando-o bruscamente. Os meios com baixa condutividade térmica, conhecidos como refratários (*e.g.*; rochas graníticas, McPhie, *et al.* 1993), mantêm o calor do magma por mais tempo, prolongando seu resfriamento.
- Entropia do meio - capacidade do meio em absorver o calor para realizar reação química. A água, por exemplo, entra em ebulição à 100 graus Celsius (em pressão ambiente), desta forma a temperatura do meio se mantém nessa temperatura até que toda a água seja evaporada. Outro exemplo é a conversão da gipsita em anidrita, com liberação de água. Esta reação absorve calor e mantém a temperatura em 278 graus celsius, até que toda gipsita se converta em anidrita, ou até que a fonte de calor esteja esgotada.

A taxa de resfriamento controla as taxas de crescimento e de nucleação de cristais. Uma taxa de resfriamento baixa, ou seja, um resfriamento lento favorece o crescimento de cristais. Por outro lado, taxa de resfriamento alta (resfriamento rápido) favorece a nucleação de cristais, ou seja, gera muitos cristais por unidade de área. Esta alta nucleação gera competição por elementos químicos e consequentemente desfavorece o crescimento cristalino. Estudos experimentais (*e.g.*; Mollo *et al.* 2012) verificaram também que altas taxas de resfriamento geram cristais mal formados ou

dendríticos. Taxas de resfriamento ainda mais altas inviabilizam a formação de cristais e favorecem a formação de vidro vulcânico.

Atualmente alguns estudos (Vinet & Higgins, 2011; Pupier *et. al.* 2008; Higgins, 2006; Cashman, 1993; Marsh, 1988; Cashman & Marsh, 1988; Cashman & Ferry, 1988) de estimação do tamanho e distribuição de cristais (também conhecido como *crystal size distribution - CSD*) conseguiram determinar o tempo de duração do crescimento de cristais ou de sua taxa de resfriamento. Estes estudos fazem uma correlação direta entre a distribuição de tamanhos de cristais com a taxa de resfriamento, e através da estimação da temperatura inicial do magma e do ambiente é possível calcular a duração do tempo de cristalização. Estes estudos texturais também podem ser utilizados para indicar processos de rejuvenescimento na câmara magmática (*e.g.* Higgins, 2009) ou de acumulação de cristais.

Além da composição química e da taxa de resfriamento outros mecanismos podem colaborar para a formação das texturas. Um destes mecanismos refere-se à taxa de difusão no magma, que é a capacidade que os átomos ou moléculas possuem de mover-se através do líquido magmático e assim contribuir para o crescimento cristalino. A taxa de difusão torna-se menor à medida que a rocha se solidifica.

A mistura ou coexistência de magmas em uma câmara magmática pode modificar a composição química e a temperatura do magma e, conseqüentemente, a textura. Esta mistura ou coexistência de magmas, no entanto, gera texturas específicas. A mistura de magmas pode ocorrer devido à entrada de:

- Magma com a mesma composição química, conhecido como rejuvenescimento magmático;
- Magmas de composição diferentes. Estes podem gerar texturas de imiscibilidade líquida (quando os magmas não se misturam), coexistência de minerais em desequilíbrio paragenético (*e.g.*: anfibólio e ortopiroxênio; quartzo e olivina) e corrosão de minerais.

A pressão confinante ao qual o magma está submetido varia de acordo com o ambiente em que este se encontra. A pressão confinante pode ser:

- Litostática, quando o magma está alojado abaixo de uma coluna de rochas;
- Hidrostática, quando o magma atinge o leito marinho ou de lagos;
- Atmosférica, quando atinge a superfície.

A pressão confinante determina a mineralogia que estará em equilíbrio com esta pressão. Quando a pressão de voláteis do magma é inferior a pressão confinante, os voláteis permanecem dissolvidos e conseqüentemente forma-se minerais hidratados (e.g.: anfibólios e micas). Quando a pressão de voláteis do magma é superior a pressão confinante, os voláteis começam a se exsolver, formando bolhas que podem ser liberados à superfície, fragmentar o magma e/ou ser preservado como amígdalas/vesículas.

#### 4.3.1. Texturas de resfriamento lento

As texturas de resfriamento lento, ou formadas por baixa taxa de resfriamento, são caracterizadas por baixa nucleação (poucos cristais por área) e alto crescimento.

A Figura 14 foi construída de forma a exemplificar o crescimento dos cristais. O T1 demonstra o surgimento dos primeiros núcleos cristalinos. A mineralogia é dependente da composição química do magma e de outras condições físico-químicas (e.g.: pressão de confinamento). No T2 os cristais crescem utilizando os núcleos anteriormente formados. No T3 os cristais continuam a crescer, utilizando os elementos químicos compatíveis com cada mineral e com as condições físico-químicas. Em geral, o consumo de determinados elementos químicos irá ocasionar a mudança da composição química do magma. A mudança química do magma fará com que cada cristal cresça com uma composição química diferente da inicial, gerando um zoneamento mineral. No T4 ocorre a competição por espaço, o que gera as primeiras feições de intercrescimento

mineral (*e.g.* textura subofítica) e de inclusão de minerais (*e.g.*: textura ofítica). No T5 as feições de intercrescimento são abundantes. No T6 a rocha está totalmente cristalizada, gerando a textura holocristalina.

As texturas de resfriamento lento são comuns em magmas que se alojam em grandes profundidades (*e.g.* corpos graníticos) ou que não atinjam a superfície (*e.g.*: soleiras de gabro da bacia do Amazonas). Nestes casos, quando a pressão litostática é maior que a pressão de voláteis, estes últimos continuam dissolvidos no magma e cristalizam-se alguns minerais hidroxilados, como o anfibólio e as micas. As texturas de intercrescimento (*i.e.*: resfriamento lento) associadas à cristalização de minerais hidroxilados na matriz da rocha (*i.e.*: anfibólios e micas) são fatores petrográficos indicativos de intrusão.

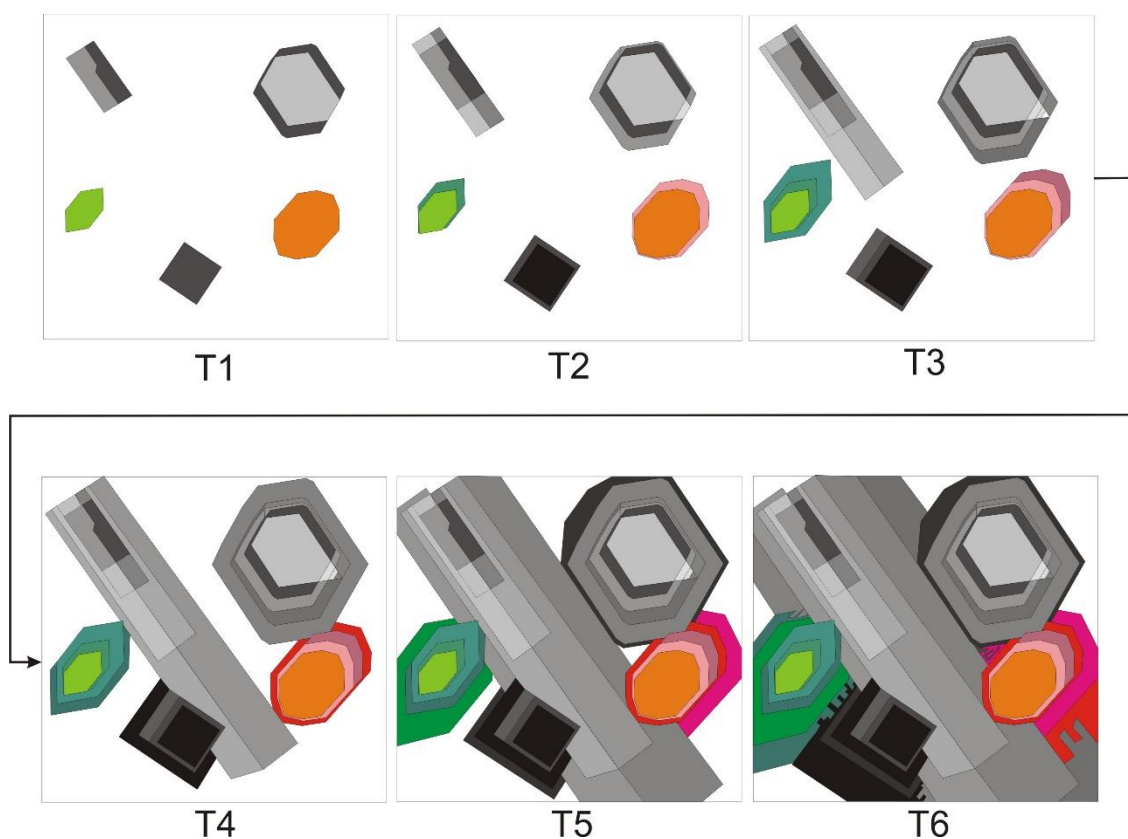


Figura 14. Exemplo teórico de cristalização através do resfriamento lento.

#### 4.3.2. Texturas de resfriamento rápido

As texturas de resfriamento rápido, ou formadas por alta taxa de resfriamento, são caracterizadas por alta nucleação (muitos cristais por área) e baixo crescimento. O resfriamento rápido pode também ocasionar defeitos cristalinos.

As Figura 15 e Figura 16 foram construídas de forma a exemplificar o crescimento dos cristais através do resfriamento rápido. O A1 demonstra o surgimento dos primeiros núcleos cristalinos. A mineralogia é dependente da composição química do magma e de outras condições físico-químicas (*e.g.*: pressão de confinamento). No A2 o resfriamento rápido faz com que sejam gerados novos núcleos cristalinos, o que aumenta a densidade de cristais. No A3 são gerados novos núcleos cristalinos que podem localmente aglutinar-se. O magma se solidifica, e gera também muito vidro vulcânico que caracteriza a textura hipocristalina.

As texturas de resfriamento rápido são comuns em magmas que atingiram a superfície (*e.g.*: derrames basálticos do Serra Geral). Nestes casos, a pressão atmosférica é inferior à pressão de voláteis no magma o que ocasiona a sua exsolução. Desta forma, além da textura gerada, é comum a presença de amígdalas e/ou vesículas que representam estes gases exsolvidos do magma.

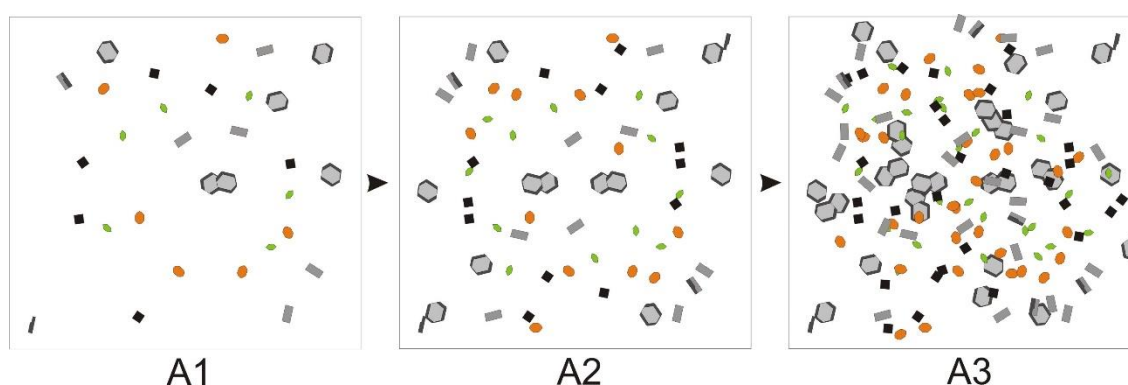


Figura 15. Exemplo teórico de cristalização através do resfriamento rápido.

Na Figura 16 o resfriamento muito rápido ocasiona defeitos cristalinos. Neste exemplo o R1

demonstra o surgimento dos primeiros núcleos cristalinos. A mineralogia, assim como nos demais exemplos, é dependente da composição química do magma e de outras condições físico-químicas. No R2 o resfriamento rápido faz com que sejam gerados novos núcleos cristalinos, o que aumenta a densidade de cristais. Neste exemplo os núcleos cristalinos aglutinam-se sobre os núcleos previamente formados em uma tentativa de crescimento cristalino. Esta aglutinação ocorre seguindo a orientação cristalina, e por vezes com uma direção preferencial (Hammer, 2006). Desta forma são formados os cristais defeituosos, aciculares e frequentemente ocos (*e.g.*: Mollo *et. al.* 2012; Porter, 2005). No R3 continua o processo de nucleação desordenada e por fim o magma se solidifica, e gera também muito vidro vulcânico caracterizando a textura hipocristalina.

As texturas de resfriamento muito rápido que geram cristais defeituosos são comuns em magmas que atingiram corpos de água, como em vulcões submarinos ou sub-lacustrinos (*e.g.*: Porter, 2005; Swanson *et. al.*, 1989). A água, em grande quantidade, absorve boa parte do calor da lava e resfria-o rapidamente gerando as texturas descritas. Nestes casos, a pressão hidrostática (*i.e.*: pressão da coluna de água) pode ser superior ou inferior à pressão de voláteis no magma. Isto faz com que alguns derrames possuam amígdalas (*i.e.*: quando a pressão hidrostática é menor que a pressão de voláteis no magma), fazendo com que a presença de minerais primários hidroxilados seja extremamente rara. Nos casos onde a pressão hidrostática é maior que a pressão de voláteis no magma, os voláteis continuam dissolvidos no magma o que pode favorecer a cristalização de minerais hidroxilados e ausência de amígdalas. A presença de minerais hidroxilados (anfíbólios, micas) é, desta forma, mais comum em intrusões aonde a pressão litostática for maior que a pressão de voláteis. Em intrusões rasas, no entanto, os voláteis podem exsolver, formando amígdalas, que em geral terão formatos circulares.

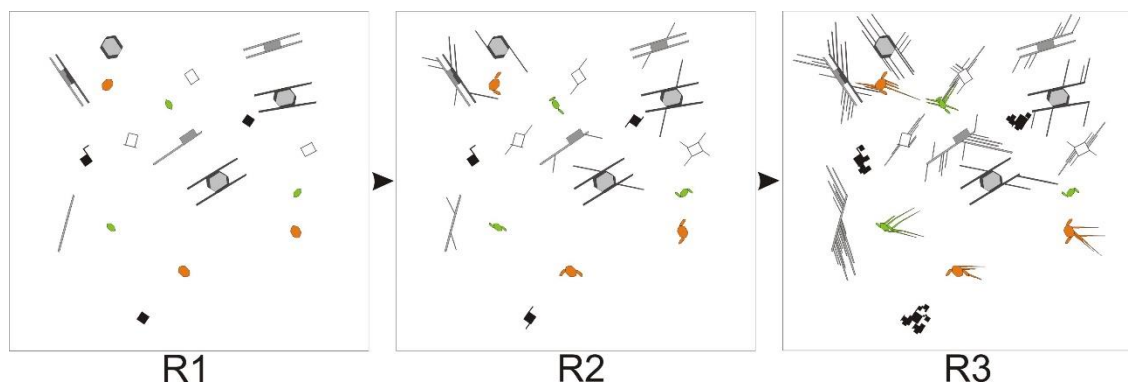


Figura 16. Exemplo teórico de cristalização através do resfriamento rápido e geração de cristais defeituosos.

#### 4.3.3. Texturas híbridas de resfriamento lento e rápido.

Um magma pode cristalizar-se em um único ambiente, seja através de um resfriamento rápido (R3 e A3, Figura 17) ou lento (T6, Figura 17). No entanto, como o magma atravessa diversos ambientes é comum que a textura reflita os diversos processos ao qual este foi submetido.

Para exemplificar, um magma pode ser gerado a dezenas ou centenas de quilômetros de profundidade, alojar-se em diversas câmaras magmáticas profundas e rasas, cristalar-se parcialmente e por fim atingir a superfície. Desta forma, o magma foi submetido a diferentes taxas de resfriamento, em decorrência das diversas temperaturas e condutividades térmicas dos meios pelo qual passou.

Na Figura 17, um magma inicialmente cristalizado rapidamente desenvolve alta nucleação, como nas texturas R3 e A3. O mesmo magma cristalizado de forma lenta tende a gerar a textura T6. Caso o magma inicie sua cristalização de forma lenta (textura T1) e em seguida seja colocado em um ambiente que favoreça o resfriamento rápido serão geradas as texturas M1 e M2. Caso o magma permaneça resfriando lentamente (textura T3) e depois resfrie rapidamente será gerada a textura M3 e M4.



Como exemplo, na Figura 17 as texturas R3 e A3 são equigranulares, as texturas M1 e M2 inequigranulares seriada ou bi-modal, as texturas M3 e M4 são porfiríticas, e a textura T6 geralmente é inequigranular seriada. Em termos de cristalinidade a T6 é mais cristalina (holocristalina) enquanto a R3 e A3 são as mais vítreas (holohialina ou hipocristalina).

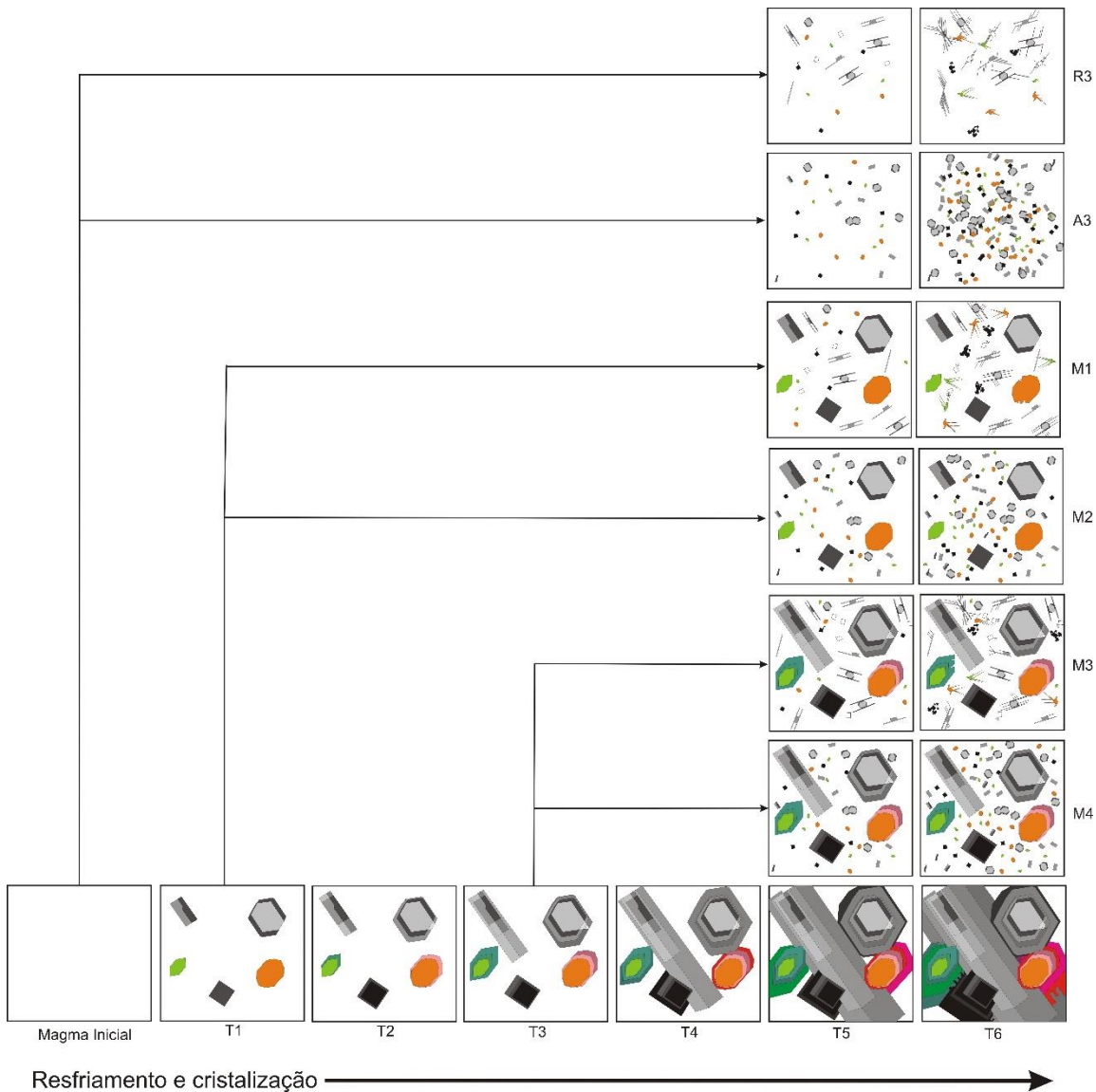


Figura 17. Exemplo teórico de formação de texturas híbridas formadas por resfriamento lento.

#### 4.4. Perfis de poço (Resistivo, imagem)

Perfis de imagem são imagens em alta-resolução das paredes de poços, geralmente são baseados em propriedades de microresistividade e acústica (Gaillot *et al.*, 2007). Perfis de imagem permitem inferências sobre a geometria, espessura e distribuição de fácies vulcânicas e vulcanoclásticas, com dados em escala milimétrica. Frequentemente são utilizados para a medição de mergulhos de fraturas e camadas. Interpretações incorretas podem ocorrer devido a limitações do dado, percepção humana ou efeitos resultantes do achatamento do poço (Fernández-Ibáñez *et al.* 2018). Durante a análise destes perfis deve ser levado em consideração que eles representam uma superfície tridimensional, no caso as paredes do poço, representados bidimensionalmente. Isso faz com que planos inclinados sejam representados por uma onda senoidal.

Perfis de imagem podem ser adquiridos durante a perfuração de poços. Sua principal vantagem é a de cobrir uma ampla superfície em pouco tempo. Perfis de imagem facilitam a integração entre as descrições microscópicas e a interpretação da sucessão vulcânica, sendo uma ponte entre as escalas de descrições de rocha e a sísmica. Neste sentido a descrição e interpretação dos perfis de imagem são os correlatos da descrição de afloramentos em levantamento de seções geológicas.

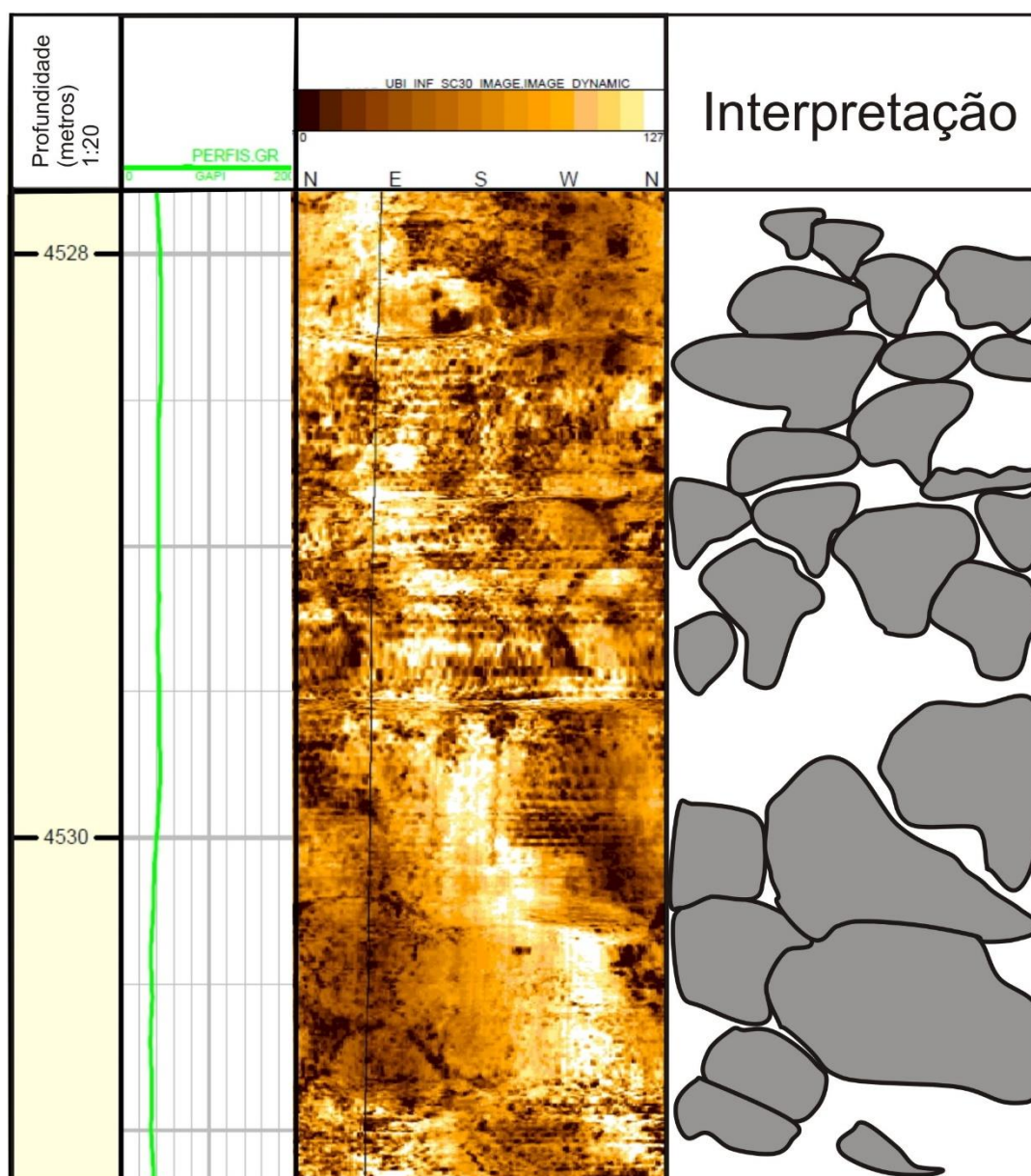
A análise inicia com a familiarização da ferramenta e a compreensão da distorção causada pela representação bidimensional das paredes do poço. Em seguida deve-se localizar os intervalos aonde as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas estão presentes. Como evidência direta pode ser utilizado a presença de fragmentos vulcânicos em amostras de calha durante a perfuração. Para a delimitação do intervalo é possível utilizar perfis de poço, como os perfis de densidade e gama-ray (Mizusaki, 1986). Após a separação dos intervalos vulcânicos o perfil de imagem auxilia a caracterização da morfologia das principais fácies vulcânicas associadas a magmas basálticos.

Em ambiente subaquoso as principais fácies são as pillow-lavas e lavas em lençol (Bonatti & Harrison, 1988). Assim como em afloramentos as pillow lavas são identificadas por seu formato

arredondado ou alongado (tubular) e, frequentemente, pela presença de uma base em pedúnculo (Figura 18). As porções internas e maciças da *pillow-lavas* apresentam alta reflexão acústica. As porções entre *pillow-lavas*, por serem geralmente formadas por matérias fragmentados e/ou substituídos por argilominerais respondem com uma baixa reflexão acústica. Os lençóis de lava, por sua, podem ser identificados como superfícies planas ou inclinadas que ocorrem associados à presença de *pillow-lavas* e depósitos de hialoclastitos. Por sua vez os hialoclastitos (Skilling *et al.* 2002), que são depósitos fragmentados pela contração da lava em contato com a água, podem ser identificados pelo caráter fragmentado, textura quebra-cabeça, clastos angulosos e a presença de camadas. No entanto suas características em perfil de imagem geralmente são similares à depósitos sedimentares, como arenitos e conglomerados. Sua resposta em perfis de rocha (gama-ray, densidade, neutrão, etc) também é inconclusivo, pois sua composição química é a mesma de outros depósitos vulcanoclásticos. Desta forma é necessária amostragem para a correta correlação entre perfil e rocha.

Os depósitos vulcânicos subáreos são tipicamente maciços, apresentando alta condutividade acústica e valores homogêneo de resistividade. Por vezes contém fraturas e juntas que são identificados como superfícies de baixa condutividade acústica. Outras morfologias de depósitos comuns são *pahoehoe* e crostas superiores e inferiores (Watton *et al.* 2014).

Dentre os depósitos de ambiente transicional cita-se os deltas de lava e derrames amalgamados nas porções emersas (Smellie *et al.*, 2013; Watton *et al.*, 2013; Wright *et al.*, 2012), e depósitos de hialoclastitos, *peperitos* e *pillow-lavas* nas porções submersas. Associam-se também os depósitos formados por erupções *freatomagmáticas* (Kokelaar, 1983 e 1986), como os *maares*. As características em perfil de imagem foram descritas anteriormente.



*Figura 18. Perfil de imagem acústica em intervalo de rochas vulcânicas com morfologia de pillow-lavas. As porções entre pillows possuem baixa reflexão acústica, o que pode indicar a presença de argilominerais ou poros. As pillow-lavas possuem formato arredondado no topo e frequentemente base em formato de pedúnculo, conforme interpretação à direita. As dimensões das pillow lavas*

*variam entre 30 cm a 1 m.*

A disponibilidade de mais poços permite a compreensão da distribuição lateral das fácies. Desta forma, a correlação de poços torna-se similar à descrição integrada de afloramentos, sendo os perfis de imagem o agente responsável pela intermediação de escalas entre a amostra de rocha e a sísmica. Esta correlação deve levar em conta a distância entre os poços, a espessura e variação das fácies, bem como aspectos técnicos como o direcionamento do poço.

#### **4.5.Sucessão Vulcânica**

As fácies vulcânicas retratam os processos vulcânicos envolvidos, bem como o contexto deposicional e paleogeográfico (Cas & Wright, 1987). Os hialoclastitos, por exemplo, são correlacionáveis a ambiente subaquoso (White & Houghton, 2006), enquanto derrames maciços oxidados são típicos de ambiente subaéreo (Mizusaki, 1986). Dessa forma a interpretação das fácies e de sua associação pode ser utilizada para compreender as mudanças relativas das condições paleogeográficas e paleoambientais. Para isso é necessário conhecer a distribuição lateral das fácies vulcânicas e seu empilhamento.

Durante a interpretação das condições paleogeográficas e paleoambientais a partir da faciologia vulcânica é necessário, no entanto, considerar as condições intrínsecas ao vulcanismo, como a taxa de extrusão e o volume de magma. Bonatti & Harrison (1988), por exemplo, interpretam que a variação da morfologia de pillow-lavas à derrames lenticulares (lençol) reflete a taxa de extrusão. A taxa de extrusão e o volume de magma são responsáveis também pela morfologia do leito marinho vulcânico (Bonatti & Harrison, 1988).

De forma simplificada, em uma seção esquemática (Figura 19), um empilhamento contínuo de sucessões vulcânicas basálticas desde um ambiente profundo até subaéreo tem-se:

- 1) Em ambiente subaquoso profundo derrames com pouca ou ausente de amígdalas

(McBirney, 1966). Predomínio de pillow lava e hialoclastito, com derrames em lençol próximos aos centro eruptivos (Bonatti & Harrison, 1988). Erupções freatomagmáticas podem ocorrer (Wohletz, 1988).

- 2) Em depósitos vulcânicos espessos torna-se frequente a presença de intrusões, que podem soerguer grande áreas.
- 3) Em ambiente subaquoso raso (lâmina d'água menor que 300 m, McBirney, 1966) formam derrames (pillow lava) com amígdalas e eventuais depósitos de queda piroclástica.
- 4) Em lâminas d'água menores que 100 metros podem ocorrer depósitos de erupções Surtseyanas (explosivas).
- 5) Em ambiente transicional entre subaéreo e subaquoso depósitos de hialoclastitos com morfologia deltaica. Estes depósitos estão condicionados pela variação do nível do mar e pelo relevo.
- 6) Em ambiente subaéreo tem-se a formação de derrames maciços, lobados, autobrechados. A presença de água meteórica atua na oxidação dos minerais.

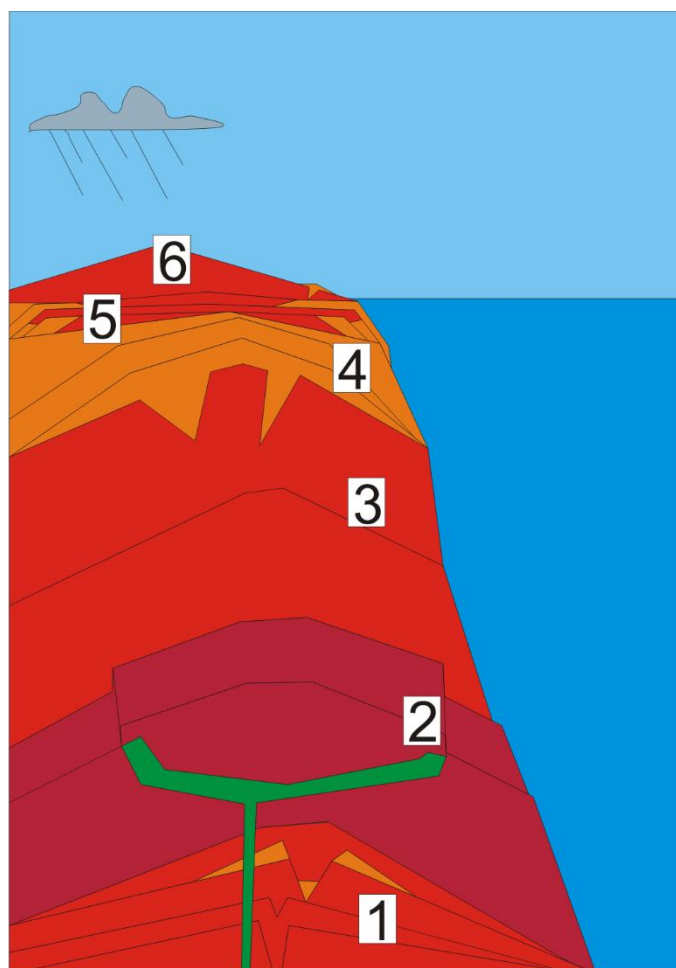


Figura 19. Seção esquemática com sucessões de fácies vulcânicas possíveis desde um ambiente subaquoso profundo (1) até o subaéreo (6).

As rochas vulcânicas estão sujeitas à diferentes graus de modificação por processos contemporâneos à deposição, posteriores ou ambos (Cas & Wright, 1987). Estas alterações incluem substituição de minerais por óxidos, hidróxidos de ferro, argilominerais e carbonatos, além da dissolução parcial ou total de fases minerais (Gifkins *et al.* 2005).

#### 4.6. Discussão

Com base na integração entre petrografia, perfis de poço, morfologia de depósitos vulcânicos e de seu empilhamento é possível interpretar os diversos paleoambientes em que ocorreram vulcanismo. A integração desses dados pode permitir a subdivisão desses ambientes com

base nas facies descritas.

A petrografia quantitativa/qualitativa das distribuições dos tamanhos de cristais permite estimar a taxa de resfriamento. A taxa de resfriamento, por sua vez, reflete a condutividade térmica do meio, que possibilita inferir se o vulcanismo ocorreu em ambiente subáreo, subaquoso ou intrusivo. A limitação do método reside que a condutividade térmica de algumas rochas pode ser similar às da água, como é o caso das rochas ricas em halita e gipsita. Isso dificulta a interpretação entre ambiente subaquoso e intrusivo em evaporitos, por exemplo. Para diminuir as incertezas, e compreender o contexto deposicional, é utilizado a integração com as outras metodologias, como a interpretação de perfis de poço e sísmica.

A análise da distribuição dos tamanhos de cristais pode indicar a presença de mais de uma taxa de resfriamento, o que sugere por exemplo a existência de uma câmara magmática ou de níveis de intrusão.

Com a descrição e interpretação de testemunho, perfil de imagem e outros perfis de poço é possível compreender a associação de rochas, bem como a caracterização da fácies. Por sua vez algumas fácies são típicas de determinados ambientes, como é o caso dos hialoclastitos e *pillow lavas* em ambiente subaquoso. A morfologia do depósito, interpretado a partir da sísmica, pode auxiliar a discriminar com maior precisão o paleoambiente como é o caso dos deltas de lava em ambiente transicional.

A alteração da rocha, embora não seja uma característica discriminante, pode corroborar a interpretação ambiental. Nesse sentido, a oxidação de minerais é comum na presença de água meteórica em ambientes subáreos ou transicionais. Desta forma o cruzamento dos dados obtidos diminui os erros de cada método, bem como auxilia a subdivisão da interpretação de cada ambiente. O Quadro 1 resume as características diagnósticas. Com base no cruzamento de informações é possível caracterizar o ambiente. Sendo o quadro abaixo um resumo das características diagnósticas.



Quadro 1. Características observadas nos ambientes subaéreo, transicional e subaquoso de acordo com a metodologia empregada.

	Características petrográficas	Perfil de imagem	Sucessão vulcânica
Subaéreo	Texturas indicadoras de resfriamento lento.	Estrutura maciça. Presença de disjunção colunar e/ou fraturas. Topos e bases amigdaloidais ou brechados.	Sucessão de derrames. Intercalação com depósitos continentais (Paleosolo, dunas, etc.).
Transicional	Textura quebra-cabeça e clastos vulcânicos angulosos (hialoclastito), em deltas vulcânicos. Texturas de resfriamento rápido. Associação com depósitos costeiros.	Depósitos de hialoclastito com camadas inclinadas ou horizontalizadas. Pillow-lava subordinadas.	Associação entre depósitos de derrames (deltas de lava) e hialoclastito. Podem ocorrer peperitos, pillow lavas e maars.
Subaquoso	Textura indicadora de resfriamento rápido. Associação com texturas quebra-cabeça (hialoclastitos).	Pillow lava e lava em lençol. Associação com depósitos sedimentares.	Associação entre pillow-lava, hialoclastito, peperito e sedimentos marinhos ou lacustrinos.

#### 4.7.Referências

Bonatti, E. & Harrison, C.G.A. 1988. Eruption Styles of Basalt in Oceanic Spreading Ridges and Seamounts : Effect of Magma Temperature and Viscosity. *Journal of Geophysical Research*, 93(B4), 2967–2980. <https://doi.org/10.1029/JB093iB04p02967>.

- Cas, R.F. & Wright, J.V. Volcanic successions: Modern and ancient: London, Allen & Unwin, 528 p. 1987
- Cashman, K. V. 1993. Relationship between plagioclase crystallization and cooling rate in basaltic melts. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 113, p. 126-142.
- Cashman, K. V. & Marsh, B. D. 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization II: Makaopuhi lava lake. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 99, p. 292-305.
- Cashman, K. V. & Ferry, J. M. 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization. III. Metamorphic crystallization. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 99, p. 401-415.
- Darwin, C. R. 1844. Geological observations on the volcanic islands visited during the voyages of HMS Beagle, with brief notices on the geology of Australia and the Cape of Good Hope, being the second part of the Voyage of the Beagle. Smith Elder & Co., London.
- Darwin, C. R. 1851. Geological observations on coral reefs, volcanic islands, and on South America: Being the geology of the voyage of the Beagle, under the command of Captain Fitzroy, RN, during the years 1832 to 1836. Smith, Elder.
- Fernández-Ibáñez, F., DeGraff, J.M. & Ibrayev, F. 2018. Integrating borehole image logs with core: A method to enhance subsurface fracture characterization. *AAPG Bulletin*, V. 102, no. 6, pp. 1067-1090.
- Gaillot, P., Brewer, T., Pezard, P. & En-Chao, Y. 2007. Borehole imaging tools – Principles and applications: *Scientific Drilling*, v. 5, p. 1-4, doi:10.2204/iodp.sd.5.07S1.2007.
- Gifkins, C. C., Herrmann, W. & Large, R. R. 2005. Altered volcanic rocks: A guide to description and interpretation. Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania.
- Hammer, J. E. 2006. Influence of fO<sub>2</sub> and cooling rate on the kinetics and energetics of Fe-rich basalt crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 248, Issues 3–4, p. 618-637.

- Higgins, M. D. 2006. Verification of ideal semi-logarithmic, lognormal or fractal crystal size distributions from 2D datasets. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 154, Issues 1–2, p. 8-16.
- Higgins, M. D. 2009. The Cascadia megathrust earthquake of 1700 may have rejuvenated an isolated basalt volcano in western Canada: Age and petrographic evidence, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 179, Issues 1–2, p 149-156
- Kokelaar, P. 1983. The mechanism of Surtseyan volcanism. *Journal of the Geological Society*, 140(6), 939–944. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.140.6.0939>
- Kokelaar, P. 1986. Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic. *Bulletin of Volcanology*, 48(5), 275–289. <https://doi.org/10.1007/BF01081756>
- Marsh, B. D. 1988. Crystal size distribution (CSD) in rock and the kinetics and dynamics of crystallization I. Theory. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol 99. p. 277-291.
- McPhie J, Doyle M & Allan R, 1993. *Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks.* University of Tasmania.198p.
- Mollo, S., Misiti, V., Scarlato, P. & Soligo, M. 2012. The role of cooling rate in the origin of high temperature phases at the chilled margin of magmatic intrusions. *Chemical Geology*. Vol. 322-323, p. 28-46.
- Mizusaki, A. M. P. Rochas ígneo-básicas do Neocomiano da Bacia de Campos – caracterização e comportamento como reservatório de hidrocarbonetos. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 104p, 1986.
- Porter, S. C. 2005. Pleistocene snowlines and glaciation of the Hawaiian Islands. *Quaternary International*. Vol. 138–139. p. 118-128.
- Pupier, E., Duchêne, S. & Toplis, M.J. 2008. Experimental quantification of plagioclase crystal size distribution during cooling of a basaltic liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol.155,

p. 555–570.

Skilling, I. P., White, J. D. L. & McPhie, J. 2002. Peperite: A review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114(1–2), 1–17. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00278-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00278-5).

Smellie, J. L., Wilch, T. I. & Rocchi, S. 2013. “A”ālava-fed deltas: A new reference tool in paleoenvironmental studies. *Geology*, 41(4), 403–406. <https://doi.org/10.1130/G33631.1>

Swanson, S. E., Naney, M. T., Westrich, H. R. & Eichelberger, J. C. 1989. Crystallization history of obsidian Dome, Inyo Domes, California. *Bulletin of Volcanology*. Vol. 51, p. 161-176.

Vinet, N. & Higgins, M. D. 2011. What can crystal size distributions and olivine compositions tell us about magma solidification processes inside Kilauea Iki lava lake, Hawaii?, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 208, Issues 3–4, p. 136-162.

Watton, T. J., Jerram, D. A., Thordarson, T. & Davies, R. J. 2013. Three-dimensional lithofacies variations in hyaloclastite deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 250, 19–33. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.10.011>

Watton, T. J., Cannon, S., Brown, R. J., Jerram, D. A. & Waichel, B. L. 2014. Using formation micro-imaging, wireline logs and onshore analogues to distinguish volcanic lithofacies in boreholes: examples from Palaeogene successions in the Faroe–Shetland Basin, NE Atlantic.

White, J. D. L. & Houghton, B. F. 2006. Primary volcanoclastic rocks. *Geology*. v. 34, n. 8, p. 677–680.

Wohletz, K. H. (1986). Explosive magma-water interactions: Thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies. *Bulletin of Volcanology*. <https://doi.org/10.1007/BF01081754>

Wright, K. A., Davies, R. J., Jerram, D. A., Morris, J. & Fletcher, R. 2012. Application of seismic and sequence stratigraphic concepts to a lava-fed delta system in the Faroe-Shetland Basin, UK and Faroes. *Basin Research*, 24(1), 91–106. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2011.00513.x>

## 5. Anexos

- a. Histórico escolar completo
- b. Resumos publicados em eventos relacionados ao tema central da dissertação.

### **i. An integrated methodology to evaluate the basaltic volcanism environment: a petroleum exploration approach**

*Abstract* apresentado no VI Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados (Agosto/2015)

Leandro Vasconcelos Thomaz<sup>1</sup>, Janaina Teixeira Lobo<sup>2</sup>, Ari Roisenberg<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Petrobras: lvthomaz@petrobras.com.br;

<sup>2</sup> Fundação Gorceix: janaina.teixeira.lobo@gmail.com;

<sup>3</sup> Universidade Federal do Rio Grande do Sul: ari.roisenberg@ufrgs.br

Volcanism occurs at the most of the Brazilian prolific sedimentary basins. The basaltic volcanism may flow overland or underwater at several environments and geological contexts. The volcanic rocks can be dated with confidence, and the integration with paleoenvironment can be used to basin modelling for petroleum exploration. Besides that, the interaction of lava with water or wet sediments can produce primary volcanoclastic rocks, like hyaloclastite and peperite, which may be hydrocarbon reservoir.

Despite this importance, volcanic rocks are not commonly studied at the petroleum industry. This occurs mainly because of the lack of the applied methodology to study volcanic environment on this approach. To provide a standard methodology to study volcanic succession the present work has integrated several tools: crystal size distribution on petrographic analyses, acoustic and electrical image logs and seismic facies. The analyses of crystal size distribution can provide inference of lava's cooling rate that reflects the environment. To investigate this enquiry the present work has focused on ancient volcanic cones of Santonian age that occur in the northern Santos Basin. The underwater basaltic stream, for example, usually shows higher cooling's rate than the overland flows. The presence, size and morphology of vesicles provides information of water depth at the time of volcanism. The analysis of image logs together with petrographic analyses is used to

identify volcanic facies and its volcanic succession. Images logs can identify pillow lava morphology. The volcanic succession can be integrated by seismic to compass the deposit morphology and the association with sedimentary sequences.

This standardized methodology is proved to be useful to recognize the volcanic environment and its succession. This may be valuable to understand an entire paleogeographic conditions that occur at a specific period of time. This is particularly appreciated to find specific facies, which can be a hydrocarbon reservoir. The knowledge of volcanic hydrocarbon reservoir is restricted to few companies that explore it, and this proposed methodology improve the knowledge of volcanism environment on basin analyses.

## ii. A passagem do vulcanismo explosivo para efusivo em ambiente submarino na bacia de Santos: interação entre magma, água e sedimento

Resumo submetido ao 48º Congresso Brasileiro de Geologia (outubro/2016)

*Thomaz, L.V.<sup>1</sup>; Roisenberg, A.<sup>2</sup>;  
<sup>1</sup>Petrobras; <sup>2</sup>Universidade Federal do Rio Grande do Sul.*

As erupções subaquosas são as mais abundantes na Terra. Apesar dessa abundância as dificuldades de acesso às erupções recentes, e a falta de afloramentos as tornam um tópico pouco conhecido. Uma questão atualmente debatida é a capacidade de que erupções subaquosas possam ocorrer de forma explosiva sob grandes profundidades no leito oceânico. Para investigar esse tema o presente trabalho focou em cones vulcânicos de idade santoniana, que ocorrem na porção norte da Bacia de Santos. Como forma de avaliar os produtos vulcânicos e a morfologia desses depósitos foi realizado um conjunto de análises de rochas e interpretação sísmica 3D.

Os cones vulcânicos, nessa área, são sísmicamente reconhecidos e podem ser subdivididos em três partes principais: (1) fácies caótica com formato em V, que são correlacionadas à chaminé vulcânica; (2) fácies sísmica divergente com forte mergulho, que ocorre do lado externo da forma circular com formato em V e que se assemelha a um *maar*; (3) sismofácies de alta amplitude, com boa continuidade e mergulhante, que sobrepõe às outras sismofácies. Essa última forma o cone vulcânico propriamente dito. Tais cones vulcânicos são estratigraficamente correlacionados com argilitos e arenitos da formação Juréia.

Todas sismofácies foram correlacionadas aos poços perfurados nessa área, e as amostras de rochas

correspondentes são: (1 e 2) brecha vulcânica maciça e lapilito, com sedimentos e fragmentos juvenis, denominados peperitos. Os fragmentos juvenis têm formatos comumente ameboidais ou superfícies curvilineares. A sismofácies caótica com formato em V pode ser explicada como formada pela interdigitação de lava e sedimentos; (3) derrames de lava basáltica subaquosa, presumivelmente lavas almofadadas. Algumas amostras de rochas são altamente vesiculares. Outra variedade comum de depósito são hialoclastitos.

Com base na correlação entre a morfologia do cone vulcânico (avaliada em sísmica 3D), e amostras de rocha, é interpretado que o processo eruptivo inicial se desenvolve explosivamente. A explosividade, no entanto, não está relacionada a exsolução de voláteis do magma – como em erupções subáreas - mas devido ao aquecimento da água intersticial em sedimentos pelo magma basáltico. Isso significa tratar-se de uma erupção freatomagmática. Esse tipo de erupção determina a morfologia do tipo *maar* e chaminé.

É deduzido que durante a ascensão do magma, em direção à superfície, esse encontra água conata no espaço poroso da rocha sedimentar. Essa água é rapidamente aquecida, torna-se vapor e expande episodicamente. Quando a pressão de vapor é maior do que suportada pela coesão da rocha, uma erupção freatomagmática ocorre. A contínua subida de magma faz com que a quantidade de magma exceda a quantidade de sedimento. Nesse ponto inicia-se a fase de construção do cone vulcânico, que é formado predominantemente por derrames de lava e hialoclastitos.

Na fase final do vulcanismo a taxa de efusão decresce, e a interação com a água causa rápido resfriamento e craquelamento, - formando predominantemente hialoclastitos. Dessa forma, sugere-se que a variação na proporção na razão de magma, sedimento e água é a responsável pela variação na morfologia vulcânica e seus produtos relacionados.

**PALAVRAS-CHAVE:** VULCANOLOGIA, BACIA DE SANTOS, SEDIMENTOLOGIA

### iii. Vulcânicas e vulcanoclásticas: desafios em reservatórios não-convencionais

Resumo apresentado no 47º Congresso Brasileiro de Geologia (Outubro/2014)

*Thomaz, L.V.<sup>1</sup>; Picolini, J.P.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Petrobras SA

Para suprir às demandas atuais e futuras de hidrocarbonetos e superar a escassez de novas descobertas em reservatórios convencionais, a indústria de petróleo tem focado a pesquisa de

reservatórios mais complexos. Neste contexto, rochas vulcânicas e vulcanoclásticas vêm mostrando-se promissoras. Na bacia de Neuquén - Argentina, por exemplo, na última década a exploração tem focado as unidades vulcânicas como importantes reservatórios de petróleo.

Este trabalho tem como objetivo exemplificar algumas ocorrências de reservatórios em rochas vulcânicas e vulcanoclásticas formados em ambientes e processos distintos. Além disso, analisar os principais processos que geram a porosidade nestas rochas.

Rochas vulcânicas são formadas pelo resfriamento da lava em temperatura ambiente, e podem ocorrer em contexto subáreo, subaquoso ou subglacial. Rochas vulcanoclásticas são constituídas por qualquer material clástico composto, parcial ou totalmente, por fragmentos vulcânicos, independente de seu mecanismo de formação, modo de transporte, mecanismo de deposição ou mistura com fragmentos não-vulcânicos. Estas rochas são divididas em dois subgrupos: rochas vulcanoclásticas primárias e secundárias. As primárias são constituídas por fragmentos vulcânicos juvenis e incluem as rochas piroclásticas, autoclásticas, hialoclásticas e peperito. As secundárias, formadas por processos sedimentares, contêm fragmentos vulcânicos oriundos da desagregação de rochas vulcânicas pré-existentes.

Reservatórios de hidrocarbonetos em rochas vulcânicas formadas em ambiente subáreo ocorrem na bacia de Liahoe (China). Já edifícios vulcânicos do Cretáceo Superior formadas em ambiente subaquoso, foram explorados no Texas (EUA) desde 1933. Um exemplo similar de vulcanismo subaquoso, porém, que não constitui um reservatório, é a Formação Macau-RN (Brasil) no qual a porosidade petrográfica, tipicamente secundária, atinge 20% em hialoclastitos alterados. Brechas autoclásticas, produzidas pelo resfriamento do fluxo de lava em um corpo d'água, ocorrem na área Mingqiao, Bacia Subei-China, contêm alta porosidade e conteúdo que excede 60% de óleo. Reservatórios em rochas vulcanoclásticas secundárias ocorrem em litarenitos do leste de Java, Indonésia.

A porosidade em rochas vulcânicas é comumente associada a vesículas e fraturas, enquanto nas vulcanoclásticas ao espaço intergranular. Entretanto, diferentes autores enfatizam também o papel da porosidade secundária, gerada por dois processos principais: a) dissolução de cristais, grãos e fragmentos líticos por ácidos orgânicos e b) interação com água meteórica. Outros processos, como a autobrechação e brechação por fraturamento hidráulico, também são referenciados como importantes para a geração de porosidade.

É importante destacar que a avaliação dessas rochas, como reservatórios de petróleo, é ainda modesta no Brasil, em razão do baixo conhecimento dos processos formadores e modificadores dos depósitos. Assim, o principal desafio neste sentido é idealizar modelos geológicos que possam abranger a caracterização dos diferentes tipos litológicos e dos processos aos quais eles foram submetidos. Dessa forma, estes modelos podem se tornar preditivos com relação à distribuição de fácies, o que é extremamente útil para a exploração e desenvolvimento destes reservatórios. Este



conhecimento irá diminuir os riscos exploratórios na identificação de potenciais alvos e auxiliar o desenvolvimento de campos de petróleo.

**PALAVRAS-CHAVE:** RESERVATÓRIOS NÃO-CONVENCIONAIS, VULCÂNICAS, VULCANOCLÁSTICAS

**iv. Vulcanismo em ambiente submarino na Bacia de Santos: Controles ambientais e seu impacto na sedimentação durante o Santoniano.**

Resumo submetido ao 49º Congresso Brasileiro de Geologia (outubro/2018)

*Thomaz, L.V.<sup>1</sup>; Roisenberg, A.<sup>2</sup>;  
<sup>1</sup>Petrobras; <sup>2</sup>Universidade Federal do Rio Grande do Sul.*

Erupções vulcânicas em ambiente submarino são relativamente comuns em bacias sedimentares. Apesar dessa abundância este é um tópico pouco conhecido devido às dificuldades de acesso às erupções recentes e à falta de afloramentos. O vulcanismo subaquoso impacta a sedimentação fornecendo constituintes intrabaciais e modificando o relevo. No entanto, para compreender o impacto do ambiente sobre o vulcanismo, e a consequente influência do vulcanismo na sedimentação, é necessário compreender a capacidade das erupções subaquosas em ocorrer de forma explosiva sob grandes profundidades.

Para investigar esse tema, o presente trabalho estudou cones vulcânicos de idade Santoniana associados aos principais reservatórios arenosos da Formação Juréia. Estes ocorrem na porção norte da Bacia de Santos. Como forma de avaliar os produtos vulcânicos e a morfologia desses depósitos, foi realizado um conjunto de análises de rochas, perfis e interpretação sísmica 3D.

As morfologias vulcânicas, nessa área, são sísmicamente reconhecidas e podem ser subdivididas em três partes principais correlacionadas ao conduto/chaminé vulcânica, maar e ao cone vulcânico. Tais morfologias vulcânicas são estratigraficamente correlacionadas com argilitos e arenitos da Formação Juréia.

Dentre as rochas vulcanoclásticas encontradas destacam-se peperitos com fragmentos vulcânicos ameboidais, com bordas vítreas e feições de resfriamento rápido. Estes peperitos possuem matriz sedimentar siliciclástica, além de fragmentos de rochas sedimentares e vulcânicas angulosas. Estas feições sugerem tratar-se de uma fácies explosiva/freatomagmática. As rochas vulcânicas descritas foram principalmente

derrames basálticos, com morfologia de pillow-lava interpretada a partir de perfis de imagem.

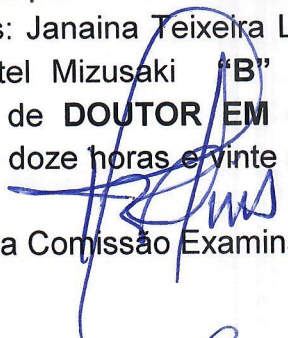
Os arenitos que antecedem o evento vulcânico encontram-se depletados em fragmentos vulcânicos. Enquanto os que ocorrem no mesmo nível estratigráfico atingem até 30% destes fragmentos intrabaciais. Os arenitos com maior proporção de fragmentos vulcânicos possuem características diagenéticas contrastantes com os arenitos anteriores ao vulcanismo. A principal diferença reside na abundância de clorita intergranular ou como franjas espessas.

Conclui-se que o ambiente subaquoso afetou o estilo eruptivo, mas permitiu o desenvolvimento de uma erupção explosiva pela expansão dos voláteis presentes nos sedimentos. Este tipo de erupção é conhecido como freatomagmática. Sugere-se que este evento explosivo possa ter contribuído para a disseminação dos fragmentos vulcânicos. Estes fragmentos foram incorporados durante a sedimentação concomitante. Posteriormente estes fragmentos vulcânicos foram substituídos e/ou parcialmente dissolvidos, colaborando para a formação da clorita diagenética. A clorita, por sua vez, está correlacionada à diminuição da qualidade permoporosa das rochas reservatórios.

Desta forma ressalta-se a importância de estudar o impacto do ambiente sobre o estilo eruptivo com vistas à previsão das características permoporosas em arenitos depositados concomitantemente.

**PALAVRAS-CHAVE:** VULCANOLOGIA, ANÁLISE DE BACIAS, SISTEMA PETROLÍFERO.

**ATA Nº 005/2019**

Às nove horas do dia vinte e cinco de março de dois mil e dezenove no Anfiteatro do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica – CECO, no Campus do Vale, reuniu-se a Comissão Examinadora constituída pelos doutores: Janaina Teixeira Lobo (Associação Brasileira dos Geólogos do Petróleo - ABGP), Wilson Wildner (Serviço Geológico do Brasil – CPRM) e Ana Maria Pimentel Mizusaki (PPGGEO/UFRGS), para defesa da tese intitulada **“PROCESSOS VULCÂNICOS VERSUS AMBIENTES DE FORMAÇÃO: MECANISMOS ATUANTES NA SUCESSÃO VULCANOS SEDIMENTAR DO PÓS-SAL DA BACIA DE SANTOS”**, a que se submete **LEANDRO VASCONCELOS THOMAZ** depois de haver cumprido as exigências regulamentares do Programa. O Coordenador do Programa Prof. Dr. Rommulo Vieira Conceição fez a abertura da sessão e passou a presidência dos trabalhos ao Orientador Prof. Dr. Ari Roisenberg conforme o previsto no artigo 69 do Regimento do Programa. O candidato fez a apresentação do seu trabalho e a seguir foi arguido pelos membros da Comissão Examinadora. Às doze horas e quinze minutos a sessão foi suspensa por cinco minutos para julgamento e atribuição dos conceitos, que foram os seguintes: Janaina Teixeira Lobo **“B” (BOM)**, Wilson Wildner **“B” (BOM)**, e Ana Maria Pimentel Mizusaki **“B” (BOM)**. Face aos conceitos foi conferido ao candidato o grau de **DOUTOR EM CIÊNCIAS** pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Às doze horas e vinte e cinco minutos a sessão foi encerrada, do que para constar, eu,  Roberto Martins Pereira, lavrei a presente Ata que é assinada pela Comissão Examinadora.



**Prof. Dra. Janaina Teixeira Lobo**



**Prof. Dr. Wilson Wildner**



**Prof. Dra. Ana Maria Pimentel Mizusaki**



**Prof. Dr. Ari Roisenberg**

**(Presidente)**

ANEXO I

Título da Dissertação:

**"PROCESSOS VULCÂNICOS VERSUS AMBIENTES DE FORMAÇÃO:  
MECANISMOS ATUANTES NA SUCESSÃO VULCANOSSEDIMENTAR DO  
PÓS-SAL DA BACIA DE SANTOS"**

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: **Leandro Vasconcelos Thomaz**

Orientador: Prof. Dr. Ari Rosenberg

Examinador: Prof. Dr. Wilson Wildner

Data:

25 de Março de 2019

Conceito:

3 - Bom


PARECER:

Leandro Thomaz mostrou conhecimento sobre o tema apresentado, soube explicar as ideias corretas em cada um dos tópicos da composição do documento, que se relaciona com a contribuição da sedimentação da área.

As perguntas apresentadas nos artigos são relacionadas com o que existe na área discutida de vulcanismo e sedimentação em uma área muito espaciais e imbuída com o do estado da literatura de depósitos de hidrocarbonetos em ambientes vulcânicos.

Pelo exposto no documento apresentado e pela defesa de suas ideias corretas esta como um Bom trabalho, do qual conferimos o conceito "B" (Bom)

Lined writing area with a diagonal blue line crossing through it.

Assinatura: 

Data: 25/03/2019

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação:

**"PROCESSOS VULCÂNICOS VERSUS AMBIENTES DE FORMAÇÃO:  
MECANISMOS ATUANTES NA SUCESSÃO VULCANOSSEDIMENTAR DO  
PÓS-SAL DA BACIA DE SANTOS"**

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: **Leandro Vasconcelos Thomaz**

Orientador: Prof. Dr. Ari Rosenberg

Examinadora: Profa. Dra. Janaina Teixeira Lobo

Data: 25-03-2019

Conceito: B

PARECER:

Considero o trabalho excelente e de extrema aplicação na indústria. Os artigos submetidos e apresentados como corpo da tese são de aplicação do conhecimento e metodologia para petrografia de rochas vulcânicas. Entretanto o documento também apresenta conceitos e métodos em outros ambientes como intrusivo e extrusivo vulcânico. A junção destes elementos torna a tese de doutoramento muito completa. Estas afirmativas tornam a pesquisa como uma fronteira que avanço de conhecimento em bacias sedimentares. Diante do exposto digo que a nota B somente se justifica devido a adequação do formato do manuscrito - a algumas normas. Se fosse pelo conteúdo da pesquisa certamente meu conceito seria A.

Janaina Lobo

Lined area for text entry.

Assinatura: *Heunaiina Roddy* Data: *25/03/2019*

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

**ANEXO I**

Título da Dissertação:

**“PROCESSOS VULCÂNICOS VERSUS AMBIENTES DE FORMAÇÃO:  
MECANISMOS ATUANTES NA SUCESSÃO VULCANOSSEDIMENTAR DO  
PÓS-SAL DA BACIA DE SANTOS”**

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: **Leandro Vasconcelos Thomaz**

Orientador: Prof. Dr. Ari Rosenberg

Examinadora: Profa. Dra. Ana Maria Pimentel Mizusaki

Data: 25/03/19

Conceito: **B (bom)**

PARECER:

*em anexo*



Em relação ao volume da tese, alguns questionamentos existentes foram esclarecidos com a apresentação oral.

No entanto, o volume da tese não foi devidamente revisado pelo autor e também não atende totalmente a norma de apresentação de teses do Programa de Pós-Graduação em Geociências.

Inúmeros erros de grafia e digitação são observados. As figuras, em sua maioria, não trazem legendas e muitas vezes não há referência bibliográfica adequada (p. ex. Figura 2, página 16). Algumas figuras como as apresentadas no capítulo introdutório estão em inglês (ex. página 15).

A citação das referências bibliográficas no texto também não segue as normas básicas. Inúmeros parágrafos são apresentados no capítulo introdutório e depois repetidos nos artigos, tornando o texto cansativo.

O autor também não apresentou a súmula onde mostra a interação existente entre os artigos e a motivação para sua confecção. O item "Conclusões" também deve ser apresentado. O título proposto para a tese: "Processos vulcânicos versus ambientes de formação: mecanismos do pós-sal da Bacia de Santos" também deixa dúvidas pois somente um dos manuscritos comenta sobre a Bacia de Santos. Os poucos dados apresentados para a Bacia analisada não trazem as informações necessárias para o seu posicionamento na área de estudo.

O referencial bibliográfico pode ser aprimorado e modernizado incluindo trabalhos clássicos de diversos autores sobre o vulcanismo explosivo e modelos nesta parte da margem continental brasileira.

O capítulo introdutório traz um item sobre a Bacia de Santos no seu contexto regional e local. O texto é bastante confuso e muitas vezes as outras bacias da margem como Bacia de Campos e do Espírito Santo são referidas e analisadas, deixando dúvidas na relação existente com a Bacia de Santos. Inúmeros pontos apresentam inconsistências e falta de referência adequada, como por exemplo, na página 19. O autor comenta sobre "A Bacia de Santos foi formada pela abertura do Atlântico Sul, que se iniciou no Eocretáceo", qual é o autor de referência?

Na página 20, diz que "próximo ao alto que separa as Bacias de Santos e Espírito Santo...". No entanto, a Bacia de Santos está separada por um alto da Bacia de Campos. As Bacias de Santos e Espírito Santo pelo que se conhece não se limitam. Neste ponto também seria adequado colocar o mapa do Brasil com as respectivas bacias sedimentares pois nem todos os leitores sabem do posicionamento da Bacia de Santos e das outras bacias citadas no texto.

Na página 21, comenta-se que a Formação Abrolhos possui idade estimada entre 37 e 59 Ma, estas datações são de rochas vulcânicas associadas aos cones vulcânicos das ilhas de Abrolhos. A datação citada por Ferreira et al. (2014) e interpretada (?) pelo autor como da Formação Abrolhos, em literatura anterior e original (Cordani, 1970) é referida ao cone/monte submarino de Royal Charlotte que faz parte do Complexo Vulcânico de Royal Charlotte e que constitui o limite entre a Bacia de Cumuruxatiba e a Bacia de Jequitinhonha.

No capítulo introdutório faltou uma parte muito importante que é o item dos "Materiais e métodos" ou "Metodologia". O autor apresenta um manuscrito de um artigo tratando de uma proposição de metodologia aplicada, porém este item é fundamental numa introdução ainda mais que são técnicas pouco usuais para o leitor como perfilagem de poços, foram utilizadas. Além disso, petrografia qualitativa e quantitativa também fez parte do estudo. Como é efetuada? Dúvidas em relação a "Metodologia" ocorrem pois em determinadas partes o autor cita a presença de argilominerais como a esmectita. Para esta identificação utilizou qual ferramenta analítica? Difratometria de raios X?

A localização da área de estudo também precisa ser melhor apresentada. Frases dispersas sobre a localização são encontradas ao longo do texto porém não permitem a visualização dos detalhes da Bacia de Santos e da área estudada.

Os manuscritos foram incorporados e paginados, forma não usual de apresentação de volume de tese. Os manuscritos serão mais detalhados pelos revisores das revistas submetidas porém algumas considerações podem ser feitas para auxiliar esta apresentação. O primeiro manuscrito (pág. 33) contém a carta de submissão e se propõe ao estudo de feições explosivas e efusivas dos basaltos da seção pós sal da Bacia de Santos. O volume apresenta neste ponto páginas em branco que acredito ser problema de cópia/revisão e não falta de texto.

Há necessidade de uma revisão tanto do inglês, pois alguns termos são duvidosos, como também do texto, em geral, pois palavras em português (pág. 36, Figura 5) são apresentadas.

A parte referente a localização da Bacia de Santos deve ser aprimorada pois não permite ao leitor uma boa identificação. A área de estudo pelo mapa apresentado fica relativamente próxima do Alto de Cabo Frio. O Alto de Cabo Frio é conhecido por ser constituído por uma sequência de cones vulcânicos. Qual a relação destes com os da área estudada? Também existem alguns trabalhos clássicos anteriores a Moreira et al. (2005 ou 2007??) que propuseram modelos para os cones vulcânicos. Quais as diferenças em relação ao proposto na tese?

Na página 39, na Fig.6, qual a localização da seção na figura 5? Qual a escala pois se há um exagero vertical de 3 vezes e o cone tem comprimento de 6 km? Há uma incoerência entre as espessuras das sequências descritas no texto. As espessuras apresentadas são as observadas nos poços ou foi o material descrito no trabalho?

Na Fig. 7 (página 40), as micrografias estão sem localização (qual poço, profundidade?) e outros detalhes como o aumento utilizado. Onde foram descritas?

Na página 40 também se questiona como o autor identificou com precisão os argilominerais esmectita e clorita.

Na Fig. 8 (página 42) há uma profundidade indicada de 4528 a 4530 m e seria a profundidade de estudo? Aparece também um perfil de raios gama, não comentado, e assim pergunta-se porque foi inserido já que não mostra neste intervalo nenhuma tipo de alteração? O perfil de imagem então corresponde a 2 m e foi interpretado como pillow lavas.

Quais as evidências e escala que permitiram esta interpretação?

Depois na mesma figura há o intervalo 4582 a 4584 m, onde o perfil de raios gama mostra uma alteração e corresponderia, pela interpretação do autor, com a amostragem de peperitos com laminação plano paralela. Quais evidências para esta interpretação em 2 metros?

Figuras 9, 10 e 11 (página 43) não trazem legenda adequada e parecem ser semelhantes. Na Fig. 9, areia composta de quartzo e esmectita????

A Fig. 12 traz um modelo mas seria interessante apresentar uma escala relativa. Onde se situariam os poços analisadas no modelo proposto?

O manuscrito 2 apresenta a carta de submissão para a revista. Seria adequado também uma revisão do inglês e do texto. Este manuscrito não comenta sobre a Bacia de Santos e trata de outras áreas relacionadas por literatura. Neste caso seria interessante colocar modelos e proposições para reservatórios vulcânicos deste tipo presentes nas bacias brasileiras (p. ex. Macau e Abrolhos). É apresentada uma única figura (Fig. 13 ???) e sem legendas para identificação de várias feições e cores apresentadas. No texto não há citação nem identificação do posicionamento das figuras???

O terceiro manuscrito não apresenta carta de submissão adequada. A carta apresentada é a de envio do autor para a revista. Neste item creio que há necessidade de correção pois a norma prevê a carta da revista comentando que recebeu o manuscrito e este se encontra formalmente submetido. Este manuscrito propõe uma "metodologia" e também foi incorporado ao texto principal. Também há necessidade de correção e adequação dos termos técnicos. Por exemplo, na página 78, ao invés de "embaixo da água" sugiro "subaquoso", termo mais técnico para uma publicação. Nesta página também comenta-se que

existe uma ausência de uma metodologia aplicada para a compreensão do ambiente de vulcanismo. Seria interessante neste caso uma revisão bibliográfica pois diversos estudos metodológicos com diferentes ferramentas analíticas já foram propostos. Neste caso, o autor utiliza petrografia, interpretação de perfis e fácies sísmicas, metodologias já aplicadas na indústria do petróleo.

Na página 83, no segundo parágrafo cita-se como exemplo a conversão da gipsita em anidrita e não se verifica qual seria a ligação com o restante do texto.

Inúmeras vezes comenta-se que “atualmente”....mas as referências bibliográficas são relativamente antigas.

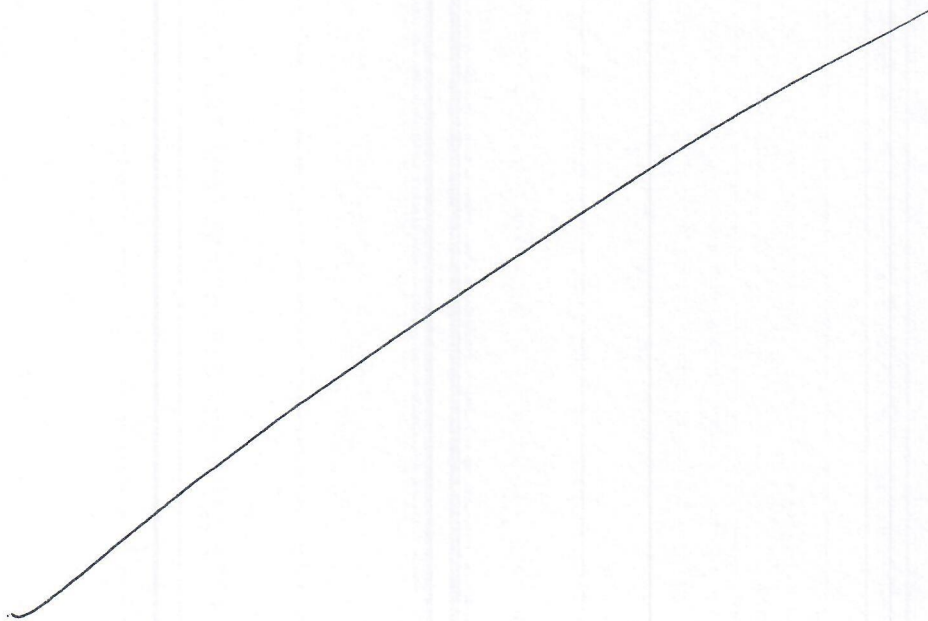
As figuras não trazem legendas adequadas. A Figura 18 (página 93) repete parcialmente a figura 8 do manuscrito 1. No entanto, o autor aqui descreve o intervalo 4528 – 4530 m como pillow lavas e propõe a identificação de fragmentos (?). Quais critérios que foram utilizados para a identificação destes fragmentos? Podemos chamar de poros, os espaços com baixa reflexão sísmica? Qual a escala destes poros?

A Figura 19 (página 95) é interessante mas seria bom dar uma estimativa de profundidade e aprimorar a legenda.

O Quadro 1 traz, por exemplo, citação de “textura quebra cabeça” mas isto não foi colocado no texto de forma clara.

Qual a conclusão do manuscrito?

Estas observações foram feitas no sentido de auxiliar o texto não interferindo no trabalho apresentado. Parabéns autor e orientador pelo mesmo.



Lined writing area with a diagonal line drawn across it.

Assinatura: *Ana Glauia Mizusaki*

Data: 25/03/19

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: