

The background of the cover is a composite of microscopic images of volcanic rocks. The top and bottom sections show dark, crystalline textures with various mineral grains. A central vertical strip features a distinct, parallel fibrous or striated texture, likely representing a specific volcanic structure. The overall color palette is dominated by dark greys and blacks, with some lighter, crystalline areas.

Guia de Texturas Macroscópicas e Microscópicas e de Estruturas de Rochas Vulcânicas Brasileiras Antigas da Amazônia

**Bruna de Freitas
Caetano Juliani**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Guia de Texturas Macroscópicas e
Microscópicas e de Estruturas de Rochas
Vulcânicas Brasileiras Antigas (ca. 2,0 - 1,8 Ga)
da Amazônia**

Bruna de Freitas
Caetano Juliani

DOI: 10.11606/9788563124050



Serviço de Biblioteca do Instituto de Geociências
GSA – Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental
São Paulo
2018

Permitida a reprodução e divulgação total ou parcial desta obra, desde que citada a fonte, proibindo qualquer uso para fins comerciais.

AUTORES

Bruna de Freitas

Caetano Juliani

DIAGRAMAÇÃO

Bruna de Freitas

PREPARAÇÃO DE FIGURAS

Bruna de Freitas

Caetano Juliani

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Gergely Andres Julio Szabó e ao Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes pela revisão da obra. E a bibliotecária Célia Regina de Oliveira Rosa pela grande ajuda na publicação deste livro.

Imagem da capa: Fotomicrografia de um ignimbrito com alteração hidrotermal carbonatização no tipo fissural. Echeverri-Misas, C. M. (2015).

De Freitas, Bruna

Guia de texturas macroscópicas e microscópicas e de estruturas de rochas vulcânicas brasileiras antigas da Amazônia. / Bruna de Freitas, Caetano Juliani. – São Paulo, 2018. 72 p.

ISBN: 978-85-63124-05-0

DOI: 10.11606/9788563124050

1. Vulcanismo 2. Petrogênese 3. Paleoproterozoico 4. Uatumã

Elaborado por: Sonia Regina Yole Guerra – CRB-8/4208

APRESENTAÇÃO

Este livro tem como objetivo apresentar dados texturais de rochas vulcânicas antigas da Amazônia, correlacionando-as com a litoestratigrafia, os tipos de rochas e os tipos de eventos vulcânicos modernos. O estudo tem base com imagens de amostras e afloramentos do Cráton Amazônico confrontando com imagens de eventos vulcânicos modernos globais, para que se possa observar suas diferenças e semelhanças.

O Guia visa subsidiar estudos em cursos de Geologia e os profissionais de exploração mineral de sistemas magmáticos–hidrotermais e de mapeamento geológico. Assim, cada capítulo do Guia é precedido por um texto explicativo do tipo do depósito vulcânico ou vulcanoclástico, seguido por imagens que permitem a caracterização da estrutura e seu significado no contexto dos sistemas vulcânicos.

O Guia apresenta texturas e estruturas de basaltos andesíticos, andesitos, dacitos, riocacitos e riolitos de sistemas vulcânicos, bem como os produtos vulcanoclásticos e epiclásticos, desenvolvendo os conceitos e de como cada produto e processo é formado.

Na segunda parte do Guia são apresentadas pranchas fotográficas, com imagens de estruturas e texturas acompanhadas por textos explicativos, onde a primeira foto de cada prancha (A) corresponde a imagens de amostras ou afloramentos da região Amazônica e a segunda (B), imagens de depósitos modernos. E, nas discussões sobre as texturas, são apresentadas somente imagens da área de estudo do cráton Amazônico, com o propósito de expor como ocorrem as mais frequentes texturas na região. Por fim, também são discutidas e apresentadas as características das principais alterações hidrotermais epitermal do tipo pórfiro observadas na região.

SOBRE OS AUTORES

BRUNA DE FREITAS

Graduada em Geologia pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo em 2018. Participa de projetos de pesquisa nas áreas de Gênese de Depósitos Minerais, Vulcanologia e Geologia Econômica. Tem experiência com prospecção em geoquímica e sensoriamento remoto aplicado à exploração mineral e caracterização de alterações hidrotermais. Atualmente é Mestranda na Universidade de São Paulo pesquisando sobre as Sequências Vulcânicas Paleoproterozoicas da porção sul da Província Mineral do Tapajós e suas Mineralizações Associadas.

CAETANO JULIANI

Graduado em Geologia pelo Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho em 1980 e Doutorado em Geociências na área de Mineralogia e Petrologia no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo em 1993. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Metalogênese e Evolução Crustal, desenvolvendo pesquisas sobre metalogênese no Brasil e nos Andes, evolução de cinturões metamórficos e complexos acrescionários, alteração hidrotermal, vulcanismo, petrogênese, geotermobarometria e sobre depósitos auríferos epitermais e de Cu-Mo-Au paleoproterozoicos na parte sul do Cráton Amazônico. Atualmente é Professor Titular em Metalogênese e Tectônica junto ao Instituto de Geociências da USP.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO A ÁREA DE ESTUDO	8
Localização	8
Geologia Regional	9
CAPÍTULO 2 INTRODUÇÃO ÀS CATEGORIAS VULCÂNICAS	11
Erupções Explosivas e Depósitos Piroclásticos	12
CAPÍTULO 3 PRODUTOS DA ATIVIDADE VULCÂNICA	14
Produtos do Vulcanismo	14
Produtos Piroclásticos	15
CAPÍTULO 4 CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS PIROCLÁSTICAS	20
CAPÍTULO 5 PROCESSOS GEOLÓGICOS ASSOCIADOS AO VULCANISMO	21
Autobrechação	21
Hialoclastito	21
Peperito	22
Fluxos de lava ácida em ambiente subaéreo	23
Fluxos de lava ácida em ambiente subaquoso	24
CAPÍTULO 6 TIPOS DE DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS	25
Depósito de fluxo piroclástico (<i>pyroclastic flow deposits</i>)	25
Depósito de onda piroclástica (<i>pyroclastic surge deposits</i>)	27
Depósito de queda piroclástica (<i>pyroclastic fall deposits</i>)	28
CAPÍTULO 7 FLUXOS DE MASSA VULCANOCLÁSTICA	29
Fluxo de detritos coesivos ou vulcanoclásticos (<i>cohesive/volcaniclastic debris flow</i>)	29
Lahar	29
Depósito de fluxo de grãos vulcanoclásticos (<i>volcaniclastic grain-flow deposits</i>)	29

CAPÍTULO 8 TEXTURAS E ESTRUTURAS DOS DEPÓSITOS VULCÂNICOS	30
Devitrificação	30
Textura granofírica	30
Textura poiquilítica/ofítica	30
Textura porfirítica e glomeroporfirítica	30
Textura eutaxítica	31
Textura axiolítica	31
Esferulitos	31
Litofases (<i>lithophysae</i>)	31
Foliação de fluxo	31
Perlita	32
Vesículas e amígdalas	32
CAPÍTULO 9 ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS	33
Alterações Hidrotermais em sistemas magmáticos-hidrotermais do tipo pórfiro, epitermais <i>high-</i> e <i>low-sulfidation</i>	33
Depósitos Epitermais – Tipos e Principais Aspectos	36
Mineralizações <i>low-sulfidation</i>	37
Mineralizações <i>high-sulfidation</i>	37
Mineralizações <i>intermediate-sulfidation</i>	38
CAPÍTULO 10 PRANCHAS FOTOGRÁFICAS	39
Amostras Macroscópicas	39
Amostras Microscópicas	51
Texturas	58
Alterações Hidrotermais	60
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	66

ÍNDICE DE PRANCHAS

Amostras Macroscópicas.....	39
<i>Prancha 1 - Andesito, 39</i>	<i>Prancha 12 - Depósito de tufo cinerítico (Ash tuff deposit), 45</i>
<i>Prancha 2 - Aglomerado vulcânico, 40</i>	<i>Prancha 13 - Depósito de onda piroclástica (Surge), 46</i>
<i>Prancha 3 - Brechas vulcânicas, 40</i>	<i>Prancha 14 - Lapilli acrescionário, 47</i>
<i>Prancha 4 - Bombas e blocos, 41</i>	<i>Prancha 15 - Riolitos porfíricos, 48</i>
<i>Prancha 5 - Derrame riolítico bandado, 41</i>	<i>Prancha 16 - Púmice, 49</i>
<i>Prancha 6 - Esferulitos, 42</i>	<i>Prancha 17 - Tufos de queda aérea (air-fall tuff) , 49</i>
<i>Prancha 7 - Fiamme, 43</i>	<i>Prancha 18 - Tufo de cristais, 50</i>
<i>Prancha 8 - Hialoclastito, 43</i>	<i>Prancha 19 - Vesículas/Amígdalas, 50</i>
<i>Prancha 9- Ignimbrito, 44</i>	
<i>Prancha 10 - Brecha co-ignimbrítica, 44</i>	
<i>Prancha 11 - Litofase (lithophysae), 45</i>	
Amostras Microscópicas.....	51
<i>Prancha 20 - Andesito, 51</i>	<i>Prancha 27 - Ignimbrito, 54</i>
<i>Prancha 21 - Amígdalas, 51</i>	<i>Prancha 28 - Lapilli acrescionário, 55</i>
<i>Prancha 22 - Brecha co-ignimbrítica, 52</i>	<i>Prancha 29 - Riolito, 55</i>
<i>Prancha 23 - Esferulitos, 52</i>	<i>Prancha 30 - Escória, 56</i>
<i>Prancha 24 - Fiamme, 53</i>	<i>Prancha 31 - Tufo cinerítico, 56</i>
<i>Prancha 25 - Fragmentos vítreos, 53</i>	<i>Prancha 32 - Tufo de cristais, 57</i>
<i>Prancha 26 - Hialoclastito, 54</i>	<i>Prancha 33 - Tufo soldado (welded tuff), 57</i>
Texturas.....	58
<i>Prancha 34 - Textura axiolítica, 58</i>	<i>Prancha 38 - Textura granofírica, 59</i>
<i>Prancha 35 - Textura eutaxítica, 58</i>	<i>Prancha 39 - Textura porfírica, 59</i>
<i>Prancha 36 - Textura esferulítica, 58</i>	<i>Prancha 40 - Textura ofítica, 60</i>
<i>Prancha 37 - Textura glomeroporfírica, 58</i>	
Alterações Hidrotermais.....	60
<i>Prancha 41 - Alteração fissural, 60</i>	<i>intermediária/avançada, 63</i>
<i>Prancha 42 - Alteração propilítica, 61</i>	<i>Prancha 47 - Carbonatização, 64</i>
<i>Prancha 43 - Alteração clorítica, 61</i>	<i>Prancha 48 - Silicificação, 64</i>
<i>Prancha 44 - Alteração sericítica, 62</i>	<i>Prancha 49 - Low-sulfidation, 65</i>
<i>Prancha 45 - Alteração argílica, 62</i>	<i>Prancha 50 - Alunitização, 65</i>
<i>Prancha 46 - Alteração argílica</i>	

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO À ÁREA DE ESTUDO

1. Localização

As sequências vulcânicas estudadas estão localizadas na região situada entre o Rio Tapajós (Província Mineral do Tapajós) e da cidade de São Félix do Xingu, passando pelo rio Iriri, no centro-sul do estado do Pará, dentro do contexto do Cráton Amazônico. A região do trabalho insere-se nas folhas topográficas 1:1.000.000 Tapajós (SO-21), Araguaia (SO-22), Juruena (SC-21) e Tocantins (SC-22) sendo limitada pelos meridianos 51°56'00" e 56°30'00" de longitude oeste, e pelos paralelos 4°60'00" e 9°00'00" de latitude sul.

Geologicamente a região está inserida na Província Mineral de Carajás a leste, na Província Mineral do Tapajós a oeste e na Província Juruena a sul. Nesta região a atividade vulcânica paleoproterozoica de ca. 2,0 a 1,76 Ga destacada em amarelo na Figura 1 é representada por derrames de lavas de diversas composições, variando de basalto andesíticas a riolíticas cálcio-alcálicas/ alcalinas (incluindo traqui-basaltos a riolitos do tipo A), e depósitos de fluxo piroclástico, contando com tufo e brechas.

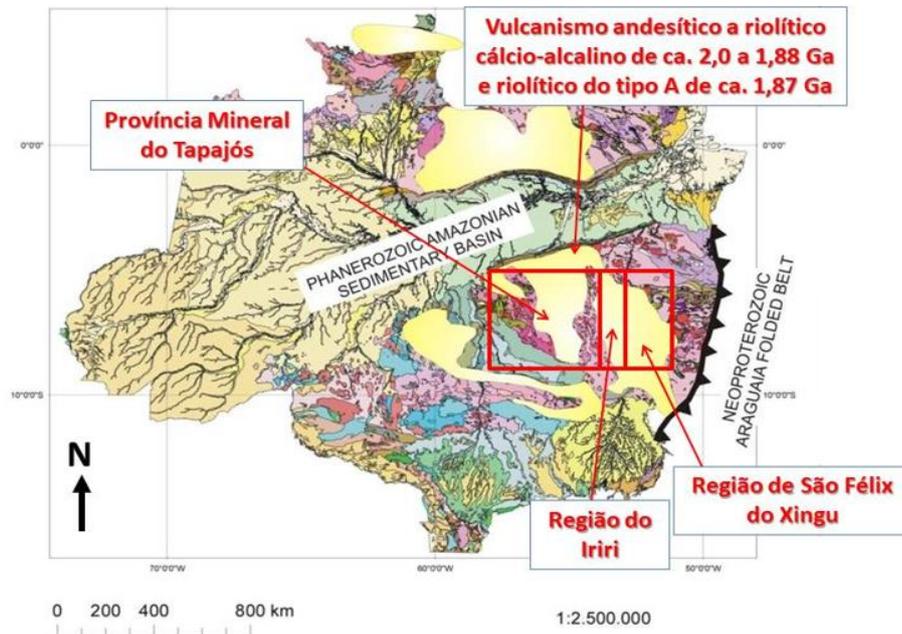


Figura 1: Mapa geológico do Cráton Amazônico com a localização das áreas com amostras já coletadas de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas paleoproterozoicas do Supergrupo Uatumã *sensu lato* (Bizzi *et al.*, 2003).

2. Geologia Regional

As sequências vulcânicas estudadas estão localizadas no Escudo Central Brasileiro (Almeida *et al.*, 1981), na região do centro-sul do Cráton Amazônico.

Ainda não há consenso sobre a evolução tectônica do Cráton Amazônico. Costa & Hasui (1997) consideram que o cráton foi uma grande plataforma arqueana retrabalhada e reativada no Proterozoico (2000 ± 2 Ma), no Ciclo Transamazônico, enquanto que Cordani & Brito Neves (1982); Teixeira *et al.* (1989); Tassinari & Macambira (1999) e Santos *et al.* (2000) propõem que o cráton iniciou sua evolução a partir de um núcleo continental originado no Arqueano, e evoluiu por meio de eventos de acreção crustal de cinturões móveis e arcos magmáticos no Proterozoico.

As rochas vulcânicas do final do Paleoproterozoico ao início do Mesoproterozoico foram descritas em várias partes do Cráton Amazônico e agrupados genericamente no Supergrupo Uatumã (Bizarella *et al.*, 1980). Estas rochas foram inicialmente relacionadas a um único pulso vulcânico e plutônico associado a um evento extensional que ocorreu ao longo do Cráton Amazônico (Santos, 1984). Porém, conforme Dall'Agnol *et al.* (1994; 1999) este supergrupo é heterogêneo e inclui várias unidades vulcânicas.

O vulcanismo Iriri tem sido objeto de diversas pesquisas, dentre as quais Lamarão *et al.* (1999; 2002) e Juliani *et al.* (2005) indicam a existência de eventos vulcânicos de idades distintas, com dacitos e andesitos cálcio-alcálicos e shoshoníticos de idades Pb–Pb variando de 2.001 ± 6 Ma a 1.877 ± 4 Ma, assim como ignimbritos de 1.890 ± 2 Ma e riolitos de 1.880 ± 9 Ma. Complementarmente, Tokashiki *et al.* (2014) identificam rochas vulcânicas na região de Novo Progresso com idade U–Pb SHRIMP em zircão de ca. 1,97 – 1,95 Ga.

O reconhecimento do complexo de caldeiras vulcânicas na Província Mineral do Tapajós (Juliani *et al.*, 2005) possibilita concluir que a litoestratigrafia dessas unidades não pode ser generalizada para todo o cráton, de modo que há diversos centros vulcânicos que resultam em unidades vulcânicas e vulcanoclásticas distintas, as quais podem até se interdigitar. Juliani & Fernandes (2010) evidenciam também que o vulcanismo do tipo A é predominantemente fissural, caracterizando a existência de diferentes tipos de vulcanismo de idades próximas na região de São Félix do Xingu e de atividades vulcânicas explosivas. A reconstituição de parte do sistema vulcânico é também apresentada por Roverato *et al.* (2017), como pode ser visto na Figura 2.

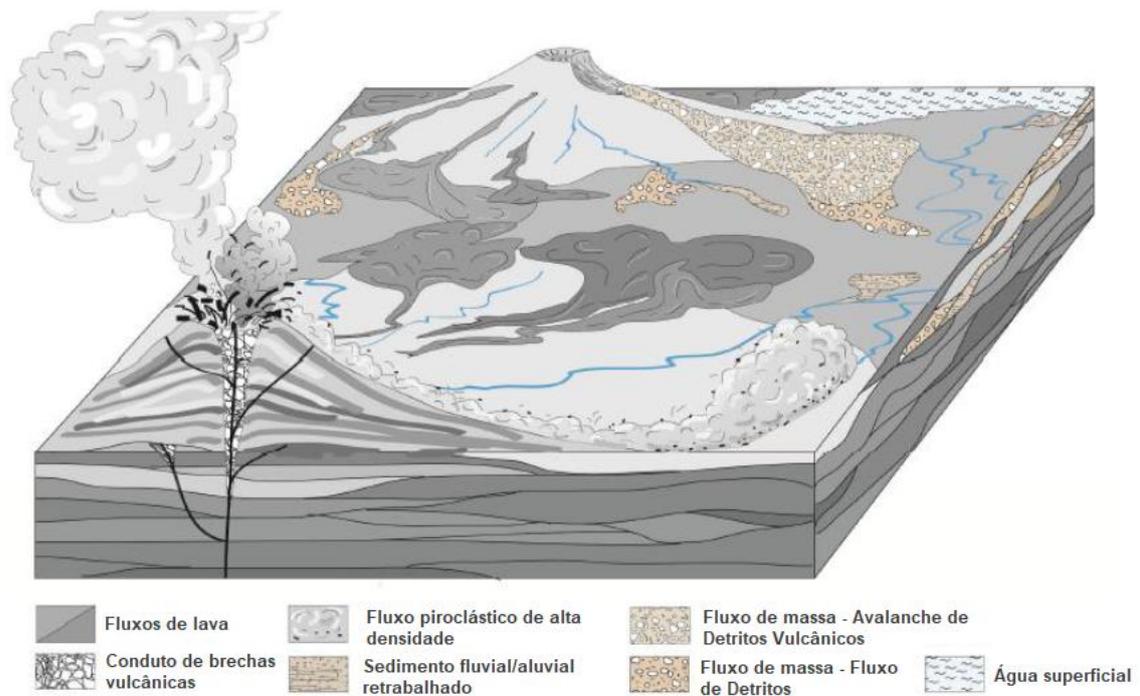


Figura 2: Reconstituição de parte dos sistemas vulcânicos paleoproterozoicos na parte sul do Cráton Amazônico, segundo Roverato *et al.*, 2017.

As unidades vulcânicas intermediárias e félsicas cálcio-alcálicas da Formação Vila Riozinho e Grupo Iriri, nesse contexto, são correlacionadas, respectivamente, aos arcos magmáticos Cuiú-Cuiú e Parauari, ao final do qual se seguiu o vulcanismo anorogênico da Formação Moraes Almeida (ou do Uatumã *strictu sensu*) e as intrusões graníticas da Suíte Maloquinha e unidades correlatas. A Formação Vila Riozinho é constituída por andesitos basálticos, traquiandesitos basálticos, traquitos e riolitos cálcio-alcálicos de alto potássio, transicionais para a série shoshonítica, sendo normalmente metaluminosos a levemente peraluminosos, apresentando idades de cristalização pelo método Pb–Pb em

zircão em traquitos de 1.998 ± 3 Ma e 2.000 ± 4 Ma (Lamarão *et al.*, 2002). Os ignimbritos e riolitos alcalinos do tipo A da porção leste do domínio, renomeados por Lamarão *et al.* (2002) como Formação Moraes de Almeida, apresentam idades de cristalização variando entre 1.890 a 1.870 ± 13 Ma. A datação de um dacito com hornblenda resultou em idade de 1893 ± 3 Ma (Lamarão *et al.*, 2002). De acordo com Juliani *et al.* (2014), a formação de tais rochas pode ser atribuída ao evento magmático cálcio-alcálico de alto potássio ou shoshonítico que precedeu, e em parte foi contemporâneo, ao magmatismo alcálico de ca. 1,88 Ga (Vasquez & Dreher, 2011).

CAPÍTULO 2

INTRODUÇÃO ÀS CATEGORIAS VULCÂNICAS

Os tipos de erupção nos quais se desenvolvem os depósitos vulcânicos são muito relevantes para a geração das texturas e estruturas das rochas, e são separados em dois grupos, sendo o primeiro chamado de erupção explosiva, onde ocorre uma grande produção de depósitos piroclásticos, e o segundo, de erupção efusiva, no qual são produzidos derrames e domos de lava. Em terrenos vulcânicos ativos subaéreos e subaquosos ocorrem também processos não vulcânicos associados a depósitos vulcanoclásticos, como a ressedimentação, ação de intemperismo e retrabalhamento dos depósitos pré-existentes. Em depósitos sedimentares piroclásticos e rochas epiclásticas os mecanismos de transporte e deposição de partículas são também significativos para a criação de texturas e estruturas.

Para a geração de texturas em depósitos vulcânicos, três etapas são pressupostas, onde na primeira ocorre o desenvolvimento de texturas originais por processos de erupção e deposição; a segunda envolve a modificação das texturas originais por processo sinvulcânicos, como oxidação, desgaseificação, hidratação e alteração hidrotermal; e a terceira, é a modificação causada por processos pós-vulcânicos, como hidrata-

ção, devitrificação, alteração hidrotermal, diagênese, metamorfismo, deformação e intemperismo.

A categoria textural vulcanoclástica é originada por processos genéticos variados e apresentam diferentes tamanhos e formatos. Existem três importantes classes genéticas de depósitos vulcanoclásticos, onde cada uma apresenta características particulares: autoclástica, piroclástica e epiclástica.

As texturas na categoria autoclástica abrangem uma grande variedade, sendo caracterizadas pela presença de fragmentos de diferentes formas e tamanhos, representando as partículas originadas pela fragmentação não explosiva por processos como a autobrechação e resfriamento. A segunda categoria é designada para os depósitos de partículas geradas pela erupção explosiva e depositadas por processos de precipitação, fluxo ou *surge*, onde as texturas vulcânicas são desenvolvidas a partir do resfriamento e da solidificação, resultando em texturas porfírica, afírica, afanítica ou vítrea (hialina), sendo também comum a presença de vesículas e foliações de fluxo magmático. A categoria epiclástica refere-se aos agregados vulcanoclásticos com partículas oriundas de processos erosivos e que foram retra-

balhados por intemperismo químico ou físico antes da deposição ou redepositados depois da erupção.

1. Erupções Explosivas e Depósitos Piroclásticos

Em erupções explosivas é característica a rápida liberação e descompressão de vapores do magma, gerando uma alta taxa de fragmentação e ejeção das rochas e do magma. Estas são classificadas ou como erupções magmáticas explosivas ou como erupções freato-magmáticas, as quais se diferenciam pela presença ou ausência de água no magma e no seu local de colocação, pela fonte de vapores e pela extensão do magma, mas se assemelham na grande quantidade de piroclastos produzidos, variando de cinzas finas a blocos. Estes piroclastos podem ser ejetados na atmosfera e precipitar devido à gravidade, ou serem expelidos via fluxos ou *surges* piroclásticos.

Erupções magmáticas que formam púmice ou escória e fragmentos vítreos são ditas “erupções secas”, pois os fatores que controlam o comportamento destas erupções são conteúdo de voláteis, composição do magma, assim como as suas propriedades físicas, como a temperatura, viscosidade e densidade. Podem ser descritas ao menos quatro tipos de erupções diferentes dentro do conjunto de erupções magmáticas explosivas (Figura 3), quais sejam:

a) Erupções Havaianas: são geradas por magmas basálticos de baixa viscosidade, com erupções contínuas e formação de fluxos de lavas. São erupções semelhantes às estrombolianas, porém nestas ocorrem a produção de nuvens piroclásticas de até 2 km de altura.

b) Erupções Estrombolianas, formadas por magmas de baixa viscosidade e com baixo teor de vapor, mas ainda com presença de bolhas. Os intervalos de erupção são curtos e ocorre a presença de uma nuvem de erupção convectiva de cinzas de até 10 km de altura, onde ocorre a dispersão dos piroclastos que, quando depositados, dão origem a depósitos de escória, lapilli, blocos e bombas.

c) Erupções Vulcanianas: são caracterizadas por explosões mais acentuadas, devidas à presença de vapores confinados. É formada por magmas andesíticos a andesíticos basálticos. Com a dissolução dos voláteis, a pressão do vapor confinado é liberada e em conjunto com o vapor d'água podem ser geradas nuvens piroclásticas de até 20 km de altura, a partir dos quais os piroclastos são depositados gerando depósitos de cinzas e escória.

d) Erupções Plinianas: são caracterizadas por serem geradas por magmas de alta viscosidade e com grande abundância de vapores, formando grandes volumes de materiais piroclásticos em

grandes nuvens de até mais de 50 km de altura. O jato de magma é expelido com uma alta velocidade, gerando depósitos de púmices, lapilli e tufos finos que podem ser arrastados para longe da área fonte por fracionamento eólico. A coluna piroclástica nas proximidades da área fonte pode ficar tão densa que acaba colapsando parcialmente, dando origem aos depósitos de fluxo e *surge* piroclástico.

Erupções ainda mais fortes são definidas como ultra-plinianas.

O conjunto das erupções freatomagmáticas tem como componente fundamental a interação do magma com a água, que quando em contato com o material muito quente provoca sua expansão abrupta, transformando-se em vapor e gerando colunas de erupções carregadas de cinzas e *surges* piroclásticas na base. As cinzas finas em suspensão em ambiente úmido se agregam e podem construir depósitos de lapilli acrescionários ou depósitos com material altamente vesiculoso.

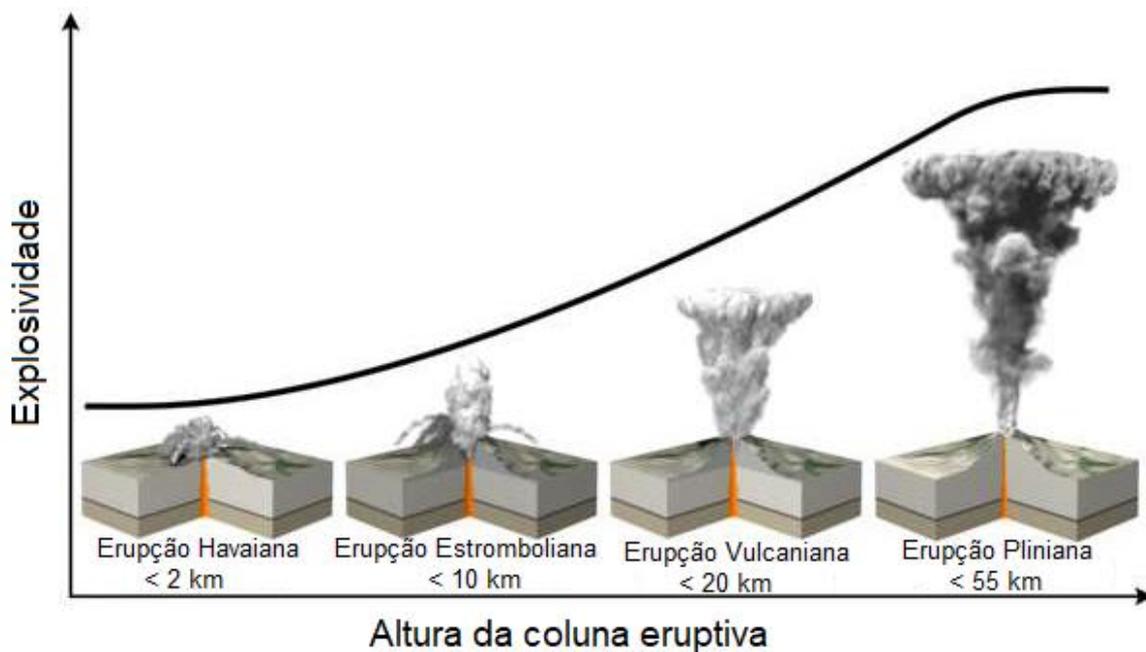


Figura 3: Tipos de erupções piroclásticas, com as suas classificações baseadas na altura da coluna piroclástica e no grau de fragmentação (USGS, 2011 - retirada de <<http://kejian1.cmatc.cn>>).

CAPÍTULO 3

PRODUTOS DA ATIVIDADE VULCÂNICA

1. Produtos do Vulcanismo

Uma erupção vulcânica tem como principais produtos as lavas, piroclastos, também denominados genericamente de *tephra*, e gases vulcânicos.

As lavas são materiais efusivos que podem ser compreendidos e classificados pelo estudo de sua viscosidade. Se a lava apresentar alta viscosidade, trata-se de material com alta concentração de SiO₂ e de voláteis, constituindo a categoria de lava félsica (ou ácida), gerando derrames rugosos e fragmentados, apresentando temperaturas mais baixas (entre 600° a 800°C) comparada às temperaturas da categoria de lava básica. As lavas basálticas apresentam baixa viscosidade, assim como baixa concentração de SiO₂ e conteúdo de voláteis, formando derrames suaves e apresentando as mais altas temperaturas (1100° a 1200°C).

A extrusão do magma é ocasionada por fatores como a densidade, já que o magma é menos denso que as rochas e tende a se movimentar para a superfície por meio de falhas ou fraturas, compressão tectônica, que pode facilitar a movimentação do magma, e por alívio da pressão, onde fluidos do magma deixem-no menos denso e com pressão elevada.

Os produtos piroclásticos são materiais fragmentados gerados na ativi-

dade vulcânica explosiva observados com maior frequência associados a magmas mais viscosos.

Fisher & Schmincke (1984) classificam os fragmentos piroclásticos em três tipos: juvenis, conatos e acidentais, onde os fragmentos juvenis são formados pelo magma resfriado, vítreo ou devitrificado, os fragmentos conatos são formados por rochas co-magmáticas, e os fragmentos acidentais são oriundos de rochas encaixantes.

Cas & Wright (1987) consideram que os fragmentos juvenis podem ser amostras do magma eruptivo cristalizado ou não, que formam bombas, púmice, lapilli, cinzas e fragmentos vítreos. Um segundo componente, segundo estes autores, é representado por cristais de magmas porfíricos liberados durante a explosão gerando tufo de cristais (Pranchas 18 e 32).

São componentes discretos em depósitos piroclásticos, comumente corroídos ou com texturas de reação com matriz vítrea. Por se cristalizarem de forma relativamente livre no magma, são usualmente cristais eudrais que são frequentemente quebrados ou fraturados devido à atividade explosiva e à movimentação do fluxo piroclástico.

Os minerais mais comuns são quartzo bipiramidal, biotita pseudo-hexagonal, plagioclásio, sanidina, olivina, piroxênio e anfibólio. Um terceiro componente são os fragmentos líticos, subdivididos em três classes: líticos conatos, que são magmáticos juvenis e não possuem vesículas; líticos acessórios, que são fragmentos de rochas associadas ao evento vulcânico, tais como fragmentos de peridotito mantélicos, de andesito e de rochas intensamente hidrotermalizadas e, possivelmente, podem ser xenólitos; e líticos acidentais, que são clastos das rochas encaixantes.

Já os gases vulcânicos mais frequentes presentes na composição do magma são água, CO₂, enxofre, SO₂, H₂S e cloro, que podem ser liberados de acordo com a pressão do nível crustal onde o magma se coloca.

As principais rochas vulcânicas geradas a partir de um magma ácido e viscoso são mais claras, como riolitos (Pranchas 15 e 29) e dacitos e seus componentes piroclásticos. Já as rochas geradas a partir de magmas com baixo teor de sílica apresentam cores mais escuras, como basaltos e andesitos (Pranchas 1 e 20), que constituem predominantemente derrames.

2. Produtos Piroclásticos

As principais rochas piroclásticas são tufos, que são rochas constituídas de cinza

vulcânica, consolidada ou soldada, púmices (Prancha 16) e escórias (Prancha 30), genericamente denominados *tephras*.

Os depósitos formados pela mistura de gases aquecidos e fragmentos piroclásticos são os ignimbritos (Pranchas 9 e 27), gerados por fluxos piroclásticos e nuvens ardentes, que se associam com outros depósitos piroclásticos, incluindo os tufos de queda (Pranchas 12, 17, 18, 31, 32). Os tufos soldados (*welded tuffs*) (Prancha 33), reologicamente deformados ou não, são as principais rochas deste tipo de atividade explosiva.

Alguns dos diversos produtos piroclásticos são apresentados na Figura 4 a seguir.

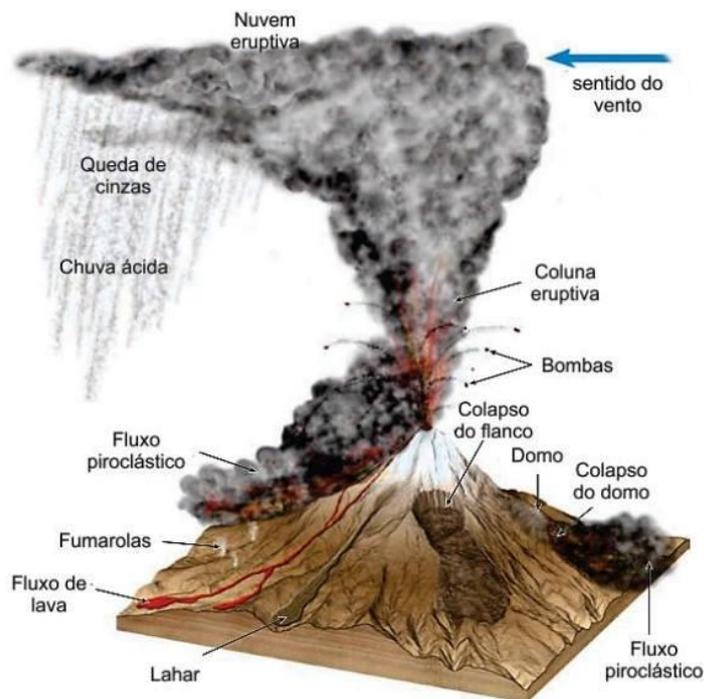


Figura 4: Os diversos produtos da atividade vulcânica explosiva. Imagem de Geousfcar, 2018.

Compõem as rochas vulcanoclásticas:

a) *Aglomerados e brechas vulcânicas (Pranchas 2 e 3)*: segundo Cas & Wright (1987) são depósitos piroclásticos grossos formados por bombas vulcânicas (>64 mm), que apresentam formas arredondadas e estruturas de fluxo. São bons indicadores da proximidade da abertura vulcânica e são característicos de depósitos de queda piroclástica (*pyroclastics fall deposits*). Já as brechas vulcânicas também são constituídas de fragmentos angulosos (>64 mm), mas são associadas a depósitos de fluxo piroclástico (*pyroclastic flow deposits*). Porém, segundo Fisher & Schmincke (1984), brechas vulcânicas incluiriam todas as rochas vulcanoclásticas compostas por partículas vulcâ-

nicas angulosas maiores que 2 mm e aglomerados vulcânicos seriam agregados soldados constituídos predominantemente por bombas.

b) *Bombas e blocos (Prancha 4)*: quando ocorrem erupções explosivas, alguns piroclastos podem ser ejetados em condições fundidas ou em forma de bombas ou blocos, podendo ser solidificados antes de atingir o solo, adquirindo formas de discos arredondados ou formas definidas pelo impacto no solo. A erupção de um magma mais viscoso faz com que ocorra liberação de piroclastos ou fragmentos líticos, podendo ser porções do conduto. Os blocos são gerados também por autobrechação, apresentando extremidades irregulares, angulares e maciças,

podendo ser retrabalhados no mesmo local ou serem transportados.

c) *Fiamme/ Pseudofiamme* (*Pranchas 7 e 24*): *Fiamme* é uma palavra utilizada para lentes vítreas que se apresentam com forma de chama em depósitos piroclásticos. É possível observar uma foliação ocasionada pela compactação, devido à soldagem do material ainda quente e plástico, e apresentam formas e orientações preferenciais. Os *fiamme* indicam fluxo de massa secundário que ocorre durante a soldagem por movimentação nas encostas, chamado de reomorfismo (Wolff & Wright, 1981; Cas & Wright, 1987). Os clastos lenticulares com formato de chama, que cuja origem se deve a uma alteração ou deformação, são chamados de *pseudofiamme*.

d) *Fragmentos vítreos (Glass Shard)* (*Prancha 25*): trata-se de um produto resultante de uma rápida consolidação do magma, podendo ser ou não vesicular. São lascas, ou cacos de vidro, resultantes da fragmentação de púmices. Apresentam fratura conchoidal e brilho vítreo quando inalterados, e são isotrópicos. Ao longo do processo de resfriamento do magma, as lascas de vidro vulcânico podem se consolidar de diversas formas, como foiceformes, dendríticas, esqueléticas, em forma de Y ou em ripas, os quais podem ser alinhados paralelamente a direção de fluxo. Alguns processos podem ocasionar a alteração

deste material, pois se houver o reaquecimento ou o resfriamento muito lento do magma, o vidro vulcânico pode devitrificar. Outros processos que podem causar a alteração do vidro vulcânico para novas fases minerais, como argilas, sericita, clorita ou zeólitas são metamorfismo, alteração hidrotermal ou diagênese. Estes processos são muito efetivos, mesmo em baixas temperaturas, na presença de um fluido alcalino.

O sideromelano e a taquilito são tipos de vidros basálticos, onde o primeiro é hialino, transparente e pode não apresentar coloração ou ter tons amarelados; enquanto que o segundo, é parcialmente hialino, com óxidos de ferro em sua composição. Se houver hidratação do sideromelano a baixa temperatura, forma-se palagonita, de cores amareladas a marrons.

A obsidiana é um tipo de vidro vulcânico que é rico em sílica (>70% SiO₂), transparente, de cor cinza-escuro ou preto em amostras de mão. As alterações da obsidiana ao metamorfismo de baixo grau, diagênese ou alteração hidrotermal, podem acarretar na formação de novos minerais de granulação fina, controlada pela porosidade, onde juntas e fraturas são os principais locais de alteração.

e) *Ignimbritos* (*Pranchas 9 e 27*): este termo foi introduzido por Marshall (1935, em Cas & Wright, 1987 e Fisher & Schmincke, 1984) para descrever rochas piroclásticas compostas por fragmentos

vítreos, púmice e cristais depositados sob alta temperatura. Comumente o termo é usado para descrever tufos soldados (*welded tuff*) ou com sentido genético, referindo-se a depósitos formados por fluxo piroclástico. A soldagem (*welding*) tem sido citada como uma evidência de fluxo piroclástico, porém há ignimbritos com zonas não soldadas (Cas & Wright, 1987). Portanto, segundo estes autores, isto não deve ser considerado uma característica fundamental. Ignimbritos normalmente possuem cristais refletindo o grau de cristalização antes da erupção. Ignimbritos ricos em cristais (*crystal-rich ignimbrites*) implicam altas taxas de cristalização ou câmaras magmáticas em níveis crustais rasos. A devitrificação, comum em ignimbritos, é causada pela cristalização *sub-solidus* de vidro meta-estável (Ross & Smith, 1961; Lofgren, 1970) e resulta na formação de cristobalita e feldspato potássico.

f) *Brechas co-ignimbríticas* (Wright & Walker, 1977) (Pranchas 10 e 22): são geradas pela coluna eruptiva que formam os ignimbritos. São ricas em fragmentos líticos, algumas sustentadas por fragmentos líticos e outras por matriz ignimbrítica. Segundo Cas & Wright (1987) há dois tipos de brechas ignimbríticas. O Tipo 1 ocorre nas proximidades da abertura vulcânica, definindo uma zona de concentração de fragmentos líticos segregados pelo fluxo. Druitt & Sparks (1982) e Cas & Wright (1987) propõem

para esse caso o termo brechas co-ignimbríticas de abandono (*co-ignimbrite lag breccias*). O Tipo 2 é definido pela segregação de fragmentos líticos devido à movimentação por fluxo (*pumice flow*) altamente fluidizado. É chamada de brecha basal (*ground breccia*).

g) *Lapilli Acrescionário* (Pranchas 14 e 28): são agregados esferoidais de cinzas com tamanho variando de alguns milímetros a poucos centímetros formados em ambientes subaéreos, associados a fluxos e ondas piroclásticas. Há dois tipos texturais de lapilli acrescionário, o primeiro forma núcleos de fragmentos mais grossos de cinza envolvidos por cinza fina. O segundo refere-se a um agregado de cinzas sem seleção granulométrica. O lapilli acrescionário pode ser formado devido à presença de cinzas úmidas suspensas e por agregação por atração eletrostática e choques entre partículas suspensas, permanecendo juntas por causa da umidade e/ou, crescimento de novos minerais, ou porque os agregados podem ser formados se houver a presença de chuva próxima a uma nuvem de cinzas, dado que conforme os pingos de chuva caem, entram em contato com fragmentos ou cristais. O produto formado apresentará baixa densidade e alta porosidade devido ao seu processo de construção.

h) *Púmice e Escória* (Pranchas 17 e 30): púmice é um material piroclástico que tem origem devido ao resfriamento muito rápido do magma de composição

ácida ou intermediária saturado em gases, ou seja, trata-se de um vidro vulcânico com uma elevada densidade de vesículas com distribuição uniforme, podendo conter ou não fenocristais euédricos em sua composição (Cas & Wright, 1987).

Escória (Figura 5) é a denominação de um púmice de composição máfica a intermediária, exibindo coloração marrom avermelhada a preta. As vesículas presentes, tanto no púmice como na escória, apresentam tamanhos e formas variadas, esféricas a cilíndricas, podendo ser estiradas durante o fluxo de magma, resultando em tubos subparalelos que definem texturas sedosas ou fibrosas.



Figura 5: Escória de Tenerife com elevada porosidade, composição máfica (cor escura) e com textura fibrosa (Sepp, 2011).

A escória com elevada porosidade (acima de 98%) recebe o nome de reticulito, e com esse alto índice de porosidade, os fragmentos de púmice e de escórias são menos densos que a água, tornando viável o transporte por flutuação em correntes por milhares de quilômetros, até que a água seja absorvida pelos clas-

tos e vesículas, afundando o material. O púmice e a escória são blocos, que por vezes apresentam forma prismática, alongada, achatada ou irregular, contendo superfícies ásperas, porém quando são transportados pelo vento ou pela água, há abrasão do material, modificando para superfícies levemente arredondadas.

i) *Tufos de queda aérea (air-fall tuff)* (*Pranchas 12, 17 e 31*): são equivalentes a depósitos de cinzas, onde cinza e tufo são termos genéticos e devem ser utilizados a agregados que indicam fragmentação e deposição por processos piroclásticos e com granulação < 2mm. Dependendo das proporções de lapilli (<10%) tem-se lapilli-cinza (*lapilli ash*) ou lapilli-tufo (*lapilli tuff*), tufo de queda aérea (*air-fall tuff*) e tufo de base de onda (*base-surge tuff*). A classificação de Schmid (1981), baseada no conteúdo de fragmentos vítreos, líticos e de cristal, é a mais utilizada para descrição de tufos e cinzas. Cinzas e tufos ricos em cristais ocorrem em depósitos de queda, de fluxo e de onda piroclástica.

CAPÍTULO 4

CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS PIROCLÁSTICAS

Os depósitos piroclásticos são caracterizados com termos que podem causar ambiguidade, já que se utiliza o mesmo termo para conotação genética e para tratar dos sistemas de transporte ou tamanho do grão.

A classificação de rochas vulcânicas modernas empregada pela IUGS é a de Schmid (1981), mas para Cas & Wright (1987), essa classificação é aplicável somente para amostras de mão e para descrições petrográficas. Segundo Cas & Wright (1987), os depósitos modernos podem ser classificados baseados na gênese, a qual pode ser inferida pela geometria e relações de campo, ou pela litologia, onde é considerado a granulação, grau e tipo de soldagem.

A classificação de rochas e depósitos piroclásticos geralmente utiliza a nomenclatura genética, dando indicação dos mecanismos de transporte, fragmentação e deposição, porém, para

depósitos antigos, essa classificação não é muito fiel, uma vez que o material passa por processos de intemperismo, exposição, alterações e deformações. Portanto, para sequências de rochas vulcânicas antigas, a abordagem mais representativa é a descritiva.

Fisher & Schmincke (1984) dividem os depósitos com base genética em dois tipos: depósitos de fluxo piroclástico (*pyroclastic flow deposits*) e depósitos de onda piroclástica (*pyroclastic surge deposits*). Já Cas & Wright (1987) e Hibbard (1995) acrescentam os depósitos de queda piroclástica (*pyroclastic fall deposits*).

Além da classificação genética, os fragmentos podem ser classificados segundo tamanho e angulosidade, semelhantemente às classificações admitidas para sedimentos e rochas sedimentares (Fisher, 1966; Schmid, 1981).

Tabela 1: Classificação granulométrica de fragmentos piroclásticos e de depósitos piroclásticos

Tamanho do clasto (mm)	Fragmento piroclástico	Depósito piroclástico	
		Inconsolidado - <i>Tephra</i>	Consolidado - Rocha piroclástica
>64	bomba, bloco	aglomerado de bloco	aglomerado, brecha piroclástica
>2	lapilli	<i>tephra</i> de lapilli	pedra de lapilli (<i>lapillistone</i>)
>1/16	cinza grossa	cinza grossa	tufo de cinza grosso (<i>coarse ash tuff</i>)
<1/16	cinza fina	cinza fina (<i>dust</i>)	tufo de cinza fina (<i>fine ash tuff ou dust tuff</i>)

Fonte: Schmid, 1981.

CAPÍTULO 5

PROCESSOS GEOLÓGICOS ASSOCIADOS AO VULCANISMO

Durante sua ascensão na crosta, quando próximo da superfície, o magma pode se tornar saturado em voláteis devido à descompressão. Porém, para que ocorra uma erupção efusiva, a concentração de voláteis deve ser baixa, possibilitando a degaseificação com escape constante através de fraturas permeáveis na parede do conduto, ou o aprisionamento em vesículas antes da erupção e durante o extravasamento, dado que as vesículas, quando interconectadas, possibilitam a liberação de voláteis. Temperatura, conteúdo de voláteis e de fenocristais, viscosidade e composição são propriedades físicas e características únicas de cada magma, denotando grande influência nas texturas e geometria do material.

As fácies coerentes compreendem um magma ou lava solidificada principalmente com texturas porfíricas (Prancha 39) ou afíricas, com matriz fanerítica muito fina ou afanítica. Já as fácies autoclásticas dão origem a lavas fragmentadas, que podem ser subproduto das erupções efusivas, independentemente da composição ou do ambiente, podendo ocorrer brechação e/ou a formação de hialoclastito.

Os principais processos geológicos relacionados ao vulcanismo são:

1. Autobrechação

Ocorre pela fragmentação não explosiva da lava, onde o resfriamento afeta as superfícies externas como topo, base ou laterais dos fluxos de lava, gerando camadas de blocos que, quando mais frios, estão mais sujeitos a deformação, respondendo ao estresse de maneira mais frágil, tendo como produto final um material brechado. A textura observada em materiais que sofreram autobrechação contém pequenas quantidades de clastos finos e granulares concentrados na matriz com pouco vidro vulcânico, e são bem suscetíveis à alteração e deformação, tendo como resultado clastos fraturados e com bordas modificadas.

2. Hialoclastito (Pranchas 8 e 26)

É um termo genético e interpretativo, utilizado para indicar a colocação de lava em ambientes subaquosos ou intrusões de magma em sedimentos úmidos, podendo ter sido depositados em qualquer profundidade em lagos, rios ou mares. O magma inserido dentro de fissuras ou ambientes cheios de água ou fluidos também pode ser fragmentado. Hialoclastitos são fragmentos vítreos produzidos pela interação com água, onde este desmembramento decorre por resposta ao estresse térmico

ocorrido durante o rápido resfriamento. Estes não apresentam estratificações e exibem características tais como em texturas em mosaico (*jigsaw*), contatos graduais com lava e clastos poliédricos e angulosos e blocos lascados, como pode ser ilustrado na Figura 6.



Figura 6: Ilustração de um dique alimentador em ambiente aquoso acarretando na formação de hialoclastito *in situ* e ressedimentado. Imagem modificada de McPhie (1993).

Brechas de hialoclastito podem ser geradas devido à movimentação dos clastos fragmentados ocasionados pelo movimento contínuo da lava no interior do conduto, intrusões de magma nos depósitos de hialoclastitos, por fluidez em encostas íngremes ou até mesmo por atividade sísmica propiciando uma perturbação no sistema, gerando colapsos gravitacionais.

Existem dois tipos de hialoclastitos, um deles relacionado a magmas de baixa viscosidade, que apresenta uma

associação frequente com *pillow lavas*, e um associado a magmas viscosos com bolhas, que apresentam contatos gradacionais com diques alimentadores, o que gera fragmentos angulares que se encaixam em uma estrutura em mosaico (*jigsaw*).

3. Peperito

É um tipo rocha originada pela interação de um magma de composição variada com sedimentos na presença de água, apresentando uma textura clástica característica (Figura 7). Comumente ocorre em áreas de intrusão ou ao longo dos contatos basais dos fluxos de lava, ambos inseridos em sistemas aquosos. Podem ser observadas texturas afaníticas a porfiríticas, visto que a composição do magma pode variar de basáltica a riolítica. Geralmente o acamamento neste tipo de rocha encontra-se perturbado ou destruído devido à expansão do fluido nos poros e pelo arrasto de partículas de sedimento pela percolação do magma. Os clastos do magma podem ter formas angulosas e apresentar textura em mosaico (*jigsaw*), enquanto que os clastos transportados pelo fluido podem ser mais arredondados e lobados. Clastos grossos e até blocos são comuns em peperitos, mas somente grãos bem selecionados acabam sendo transportados pelo fluido e percolando a estrutura da rocha. Para que ocorra a percolação de fluido, deve ocorrer um aumento da pressão do fluido causado

pelo confinamento, possibilitando assim o transporte de clastos finos ao longo de fissuras e fraturas na rocha durante a migração do fluido.



Figura 7: Peperito manchado, com lava basáltica escura invadindo um siltito, que também aparenta se infiltrar na lava (fenômeno de reomorfismo ou injeção reversa). Afloramento em Tigray, Etiópia (Wilson, 2011).

4. Fluxos de lava ácida em ambiente subaéreo

Lavas ricas em sílica em ambiente subaéreo são pouco volumosas e com pouca extensão, formando derrames (Prancha 5) de no máximo alguns quilômetros de comprimento e com espessuras variando de dezenas a cerca de cem metros. Características como a viscosidade, taxa de resfriamento e dimensões do corpo de lava influenciam no seu movimento, já que o fluxo avança por meio de cisalhamento laminar, e se o resfriamento da lava em seu interior ocorrer em uma taxa muito lenta, o fluxo pode continuar, dependendo da reologia da lava. Podem ser preservadas muitas texturas e estruturas neste resfriamento e movimento lento, assim como eixos de do-

bras, fenocristais alongados e alinhados, indicando direção de movimento, (Figura 8) e vesículas.

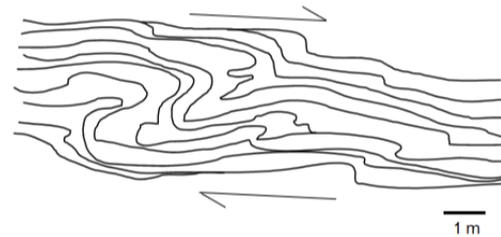


Figura 8: Foliação de fluxo em lavas riolíticas que pode conter dobras como indicativa de movimento. Imagem modificada de Mcphie (1993).

A vesiculação, autobrechação, devitrificação e cristalização que ocorrem durante a extrusão do magma podem desenvolver e influenciar os tipos de texturas a serem formadas, assim como a movimentação interior do fluxo, causando zonas altamente fraturadas ou zonas mais estáveis. A hidratação também tem forte influência na alteração das texturas como processo posterior à consolidação. Com o resfriamento lento forma-se uma zona interna com cristalização lenta com texturas esferulíticas (Prancha 36), micropoiquiliticas e granofíricas (Prancha 38), e uma zona externa rica em obsidiana devido ao resfriamento mais rápido.

Os fluxos de lava rica em sílica ocorrem associados a depósitos de púmice e de cinzas, característicos de lavas ácidas, acarretando também no crescimento de cúpulas e domos devido à alta viscosidade e grande concentração de gases. Tratando-se de lavas ácidas e processos explosivos, as cúpulas e domos

podem ser destruídos e reconstruídos, apresentando um baixo potencial de preservação, fazendo com que o vidro vulcânico passe por alterações e acabe sendo substituído por quartzo fino, feldspato, zeólitas e filossilicatos.

5. Fluxos de lava ácida em ambiente subaquoso

Neste ambiente os fluxos de lavas e cúpulas de domos são observados como uma forma de extrusão de magma, podendo ocorrer também *sills*, diques e criptodomos. O contato da lava com a água ou com o sedimento úmido faz com que as características do material, a sua fragmentação e distribuição sejam singu-

lares. É neste contexto em que ocorre a formação de peperitos e hialoclastitos.

Texturas porfiríticas (Prancha 39) ou afaníticas podem ser observadas em interiores de fluxos de lava e em cúpulas extrusivas, que podem ser estruturas, revestidas por hialoclastitos, e com o contato direto com a água pode ocorrer também a formação de peperitos. Criptodomos são intrusões características de magmas com composição intermediária que formam uma capa quebradiça onde a pressão de confinamento é um fator importante, fazendo com que o magma ascenda até áreas com sedimentos menos densos e “fracos”.

CAPÍTULO 6

TIPOS DE DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS

1. Depósito de fluxo piroclástico (*pyroclastic flow deposits*)

Em uma erupção explosiva ocorre a liberação de partículas oriundas tanto do magma como das rochas da parede do conduto. A grande dispersão destas partículas, em conjunto com o gás quente liberado antes e durante a erupção, é chamada de fluxo piroclástico. Outros termos utilizados para estes processos são: *lava debris flow*, *hot avalanche deposits* e *nuées ardentes*.

Os gases liberados durante o escoamento e o vapor da neve ou corpos d'água associados, fazem com que um suporte de partículas seja criado e que ocorra uma fluidização com colisões de grãos, e com as forças gravitacionais atuantes, se dá início ao processo de fluxo, como pode ser visto na Figura 9.

Os fluxos piroclásticos ocorrem relacionados a cúpulas de lava, onde colapsos gravitacionais podem ser ocasionados, ou explosões com fluxos de blocos e cinzas, gerando avalanches. Algumas erupções vulcânicas produzem fluxos piroclásticos com pequenos volumes de cinzas, associados a escória e púmices, cujos depósitos podem ser chamados de ignimbritos (Pranchas 9 e 27).

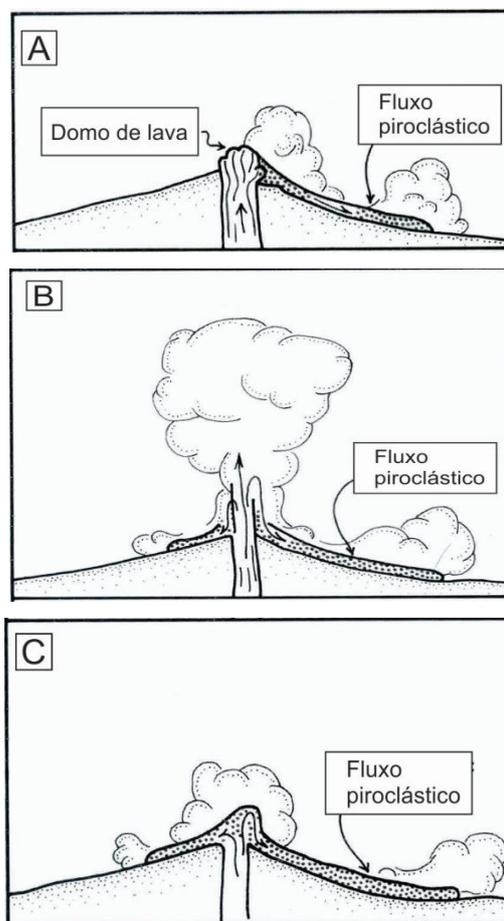


Figura 9: Formas de como os fluxos piroclásticos são gerados. (A) Colapso de cúpula de lava gravitacional. (B) Colapso de uma coluna de erupção explosiva. (C) Procedência direta da área fonte. Imagem modificada de McPhie (1993).

As texturas e estruturas geradas em depósitos de fluxo piroclásticos podem ser ou não preservadas, uma vez que trata-se de um mecanismo complexo de transporte e suporte de partículas, dependente da densidade do fluxo e da reologia do material. Além das texturas e estruturas, a dimensão dos depósitos pode variar muito, sendo possível, em alguns casos, observar estratificações, apresen-

tando um gradiente de concentração de partículas maiores na base.

Os depósitos são formados por materiais juvenis originados devido à desintegração explosiva do magma, gerando clastos com alta densidade de vesículas como púmice e escória, lapilli acrescionário, fragmentos de vidro e de cristais ou fragmentos de cristais de magmas porfiríticos. Apresentam granulação variada, e são provenientes de lavas de composição variando de andesítica a riolítica que tem como característica temperatura e viscosidade elevadas. Os depósitos relacionados a fluxos piroclásticos podem apresentar texturas de soldagem, devitrificação e cristalização em fase de vapor, ocasionando por vezes em misturas ou zonamento sendo, na maioria dos casos, mal selecionados. Estão comumente presentes lapilli e piroclastos suspenso em matriz de cinzas, a qual geralmente define a textura vitroclástica, além da participação de fragmentos euédricos, variando de angulosos a arredondados, dependendo do processo de abrasão durante o fluxo.

O processo chamado de soldagem corresponde à deformação plástica do material juvenil ainda quente, com sólidos aquecidos (>300° até >800 °C), de modo que a deformação se desenvolve pelo processo de aglutinação de partículas, recombinando-se e em seguida, sendo compactado. Após a deposição, os agregados piroclásticos são transformados

em uma rocha densa chamada de ignimbrito (ou tufo soldado), que devido ao calor e a compactação dos materiais desenvolve o aspecto soldado, ou até mesmo uma feição de foliação paralela. Pode ocorrer a soldagem após a deposição, mas a espessura e a temperatura do depósito devem ter grande influência neste processo. Por vezes os depósitos de ignimbrito podem apresentar zonamento, o que indica a ocorrência de sucessivos episódios de deposição em diferentes temperaturas.

O processo de devitrificação se dá quando os materiais vítreos do fluxo piroclástico são lentamente resfriados, resultando em cristalização (ou devitrificação) de feldspatos e quartzo, formando esferulitos (Prancha 6 e 23), litofase (*lithophysae*) (Prancha 11) ou textura micropoiquilítica. A devitrificação de ignimbritos é caracterizada pela cristalização granofírica e grãos finos de quartzo e feldspato em mosaico (*jigsaw*). O processo de cristalização em fase de vapor se desenvolve pela cristalização de novos minerais em grãos muito finos que são desenvolvidos depois da textura vesicular ser destruída por gases liberados ao longo do evento magmático, mas também ocorre a cristalização de minerais nas áreas de escape de gases.

Os depósitos de fluxo piroclástico tendem a preencher a topografia e suavizá-la, podendo constituir corpos espessos em depressões e mais finos em

altos topográficos. São característicos de ambientes subaéreos ou de águas rasas e, comumente, se associam a ambientes de caldeiras vulcânicas. As dimensões dos depósitos variam muito em função da composição do magma, sendo maiores nos mais ricos em sílica. Com a distância do centro eruptivo ocorre uma diminuição gradual na espessura e na granulação das partículas, variando, respectivamente, de grandes blocos a cinzas finas fracionadas pelo vento, que podem ser depositadas a centenas de quilômetros. Os depósitos piroclásticos são classificados em:

a) *Depósitos de fluxo de blocos e cinzas (block-and-ash-flow deposits)*: são topograficamente controlados, mal selecionados, com matriz de cinzas e blocos de fragmentos líticos conatos não vesiculados (Figura 10), com dimensões que chegam a ser superiores a 5 metros. Depósitos dessa natureza são compostos apenas por um litotipo.



Figura 10: Depósito de fluxo de blocos e cinzas resultado de colapso não explosivo e fragmentação da cúpula vulcânica na ilha de Gran Canaria, com blocos de 10 a 25 cm de largura. (Sepp, 2011).

b) *Depósitos de fluxo de escória (scoria-flow deposits)*: são controlados pela topografia e são mal selecionados, com quantidades variáveis de cinzas de composição basáltica a andesítica e clastos de lapilli vesiculados, mas podem conter fragmentos líticos conatos não vesiculados.

c) *Depósitos de fluxo de púmice ou ignimbrito (pumice flow deposits)*: são maciços, tipicamente mal selecionados, contendo variáveis quantidades de cinza, lapilli-púmice e de blocos arredondados, além de clastos líticos. Comumente apresentam uma ou mais zonas de material soldado.

2. Depósito de onda piroclástica (pyroclastic surge deposits) (Prancha 13):

As ondas piroclásticas são fluxos que transportam partículas em baixa concentração num gás turbulento gerado a partir de uma erupção explosiva ou freatomagmática em ambientes subaéreos. Os magmas são tipicamente dacíticos ou riolíticos, e o material piroclástico se deposita com estruturas laminadas de cinzas e blocos, de pequena espessura em altos topográficos e grande espessura em depressões topográficas. Este tipo de depósito é subdividido em três subcategorias:

a) depósitos de onda de base (*base-surge deposit*);

b) depósitos de onda terrestre (*ground-surge deposits*), e

c) depósitos de onda de cinzas (*ash-cloud surge deposits*).

Todos são depósitos laminados, de granulação bem selecionada e, geralmente, apresentam-se bem estratificados e podem formar estratificações cruzadas se houver perturbação no transporte e na queda dos piroclastos. O processo de fracionamento eólico é importante para o depósito de ondas de cinzas conforme ocorre um afastamento da área fonte, visto que a seleção granulométrica vai ficando mais apurada, podendo haver em cada camada tamanhos diferentes de grãos de acordo com o transporte e deposição. O depósito de onda de base apresenta grandes espessuras, com presença de fragmentos juvenis, clastos líticos, cinzas e cristais. Os outros dois depósitos apresentam espessura menor (Figura 11).

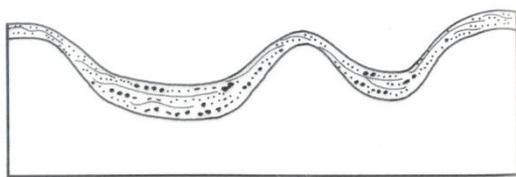


Figura 11: Esquema de depósito de onda piroclástica apresentando granulometria mais grossa nas porções baixas da topografia, e mais fina, no topo. São formados por camadas lenticulares e pode gerar estratificações (Mcphie, 1993).

3. Depósito de queda piroclástica (*pyroclastic fall deposits*):

Os depósitos de queda piroclástica (Figura 12) podem ser formados por magmas e erupções variadas, onde partículas liberadas ficam suspensas e acabam se aglutinando, formando nuvens aquecidas como *tephras*, e que, por ação da gravidade, geram a queda piroclástica. Dependendo do tamanho dos materiais ejetados, estes podem seguir trajetórias balísticas concedidas pela alta velocidade de ejeção como grandes blocos, porém se o material ejetado é pequeno e fino, como nuvens de cinzas, sua trajetória pode ser afetada pela ação do vento, atingindo distâncias maiores. São depósitos acamadados que acompanham a topografia e geralmente mal selecionados. Em depósito com grandes blocos, os materiais apresentam-se angulosos e irregulares, e nos depósitos ricos em cinzas, nota-se uma rocha com clastos sustentados pela matriz.

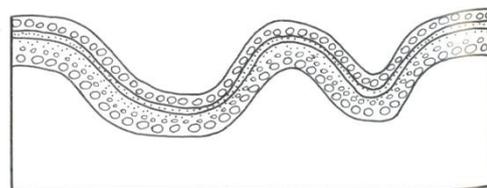


Figura 12: Modo de como os depósitos de queda piroclástica são precipitados, acompanhando a topografia, e com boa seleção, gerando camadas de diferentes granulações (Mcphie, 1993).

CAPÍTULO 7 FLUXOS DE MASSA VULCANOCLÁSTICA

Os fluxos de massa podem ser desenvolvidos por suspensão em água ou por fluxo de grãos e avalanches por ação da gravidade em locais instáveis, tanto em ambientes subaéreos como subaquosos. São descritos diferentes tipos de processos geradores de fluxos de massa vulcanoclástica.

1. Fluxo de detritos coesivos ou vulcanoclásticos (*cohesive/volcaniclastic debris flow*)

São fluxos de partículas finas suspensas em água em áreas de escoamento. Os detritos são transportados por fluviabilidade e colisões de grãos, são mal selecionados, com partículas variando da granulação argila a blocos, que quando consolidados constituem clastos ângulosos suportados pela matriz (Figura 13).

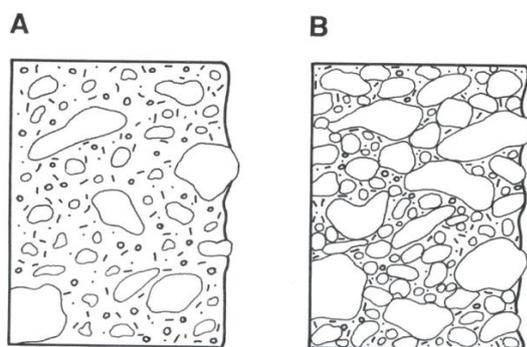


Figura 13: Depósitos de fluxo de detritos vulcanoclásticos. (A) Esquema de depósito onde os clastos são suportados pela matriz fina rica em cinzas vulcânicas. (B) Esquema de depósito onde os clastos predominam sobre a matriz (McPhie, 1993).

As texturas inseridas neste contexto são bem semelhantes às dos

depósitos de fluxos piroclásticos, como as de ignimbritos e blocos de cinzas.

2. Lahar

É um depósito gerado por fluxos de partículas vulcanoclásticas que são transportadas por água (Figura 14). São fluxos hiperconcentrados de material vulcânico e água gerada ou pela presença de um lago na cratera ou pelo derretimento de gelo ou neve que descem pelas encostas em vales e rios.



Figura 14: Lahar descendo a encosta do Mt. Santa Helena em Washington, EUA (Lilly, 2014).

3. Depósito de fluxo de grãos vulcanoclásticos (*volcaniclastic grain-flow deposits*)

É gerado pelo rolamento e deslizamento dos grãos sob encostas e por colisões de partículas. Assim como nos processos de avalanche, pode ocorrer o colapso de um setor do vulcão produzindo grandes volumes de fragmentos de rocha. Estes depósitos não apresentam seleção granulométrica, tendo tamanhos de clastos variados, gerando rochas com clastos suportados pela matriz.

CAPÍTULO 8

TEXTURAS E ESTRUTURAS DOS DEPÓSITOS VULCÂNICOS

As texturas e as estruturas das rochas são muito importantes para a correta interpretação dos processos genéticos vinculados à geração dos depósitos vulcânicos e vulcanoclásticos. As principais texturas e estruturas usualmente encontradas em rochas vulcânicas são:

1. Devitricificação: se desenvolve pelo resfriamento de vidros quentes, os quais são termodinamicamente instáveis, sendo substituídos por minerais de alteração, tais como zeólitas, filossilicatos ou palagonita, além da cristalização de quartzo e feldspatos. A taxa de devitricificação depende da temperatura presente e da composição de soluções aquosas, de modo que sob altas temperaturas, o vidro rico em sílica, obtém como característica as texturas esferulítica (Prancha 36), micropoiquilitica e de litofase (*lithophysae*).

2. Textura granofirica (Prancha 38): é uma textura fina que aparenta caracteres cuneiformes, dada pelo intercrescimento de quartzo e feldspato potássico cristalizados concomitantemente. Esta textura ocorre quando há um lento resfriamento em ignimbritos densamente soldados, por exemplo.

3. Textura poiquilitica/ofítica (Prancha 40): resulta da devitricificação, e ocorre quando cristais envolvem outros cristais menores, como grãos de quartzo envolvendo ripas de feldspato sem orientações preferenciais, apresentando contornos irregulares. Pode ocorrer sericita (alteração do feldspato) nos interstícios entre os grãos de quartzo, se assemelhando a uma textura granular. A textura ofítica é uma textura derivada da poiquilitica, onde ocorrem cristais de augita contendo ripas de plagioclásio.

4. Textura porfirítica e glomero-porfirítica (Pranchas 37 e 39): a textura porfirítica é formada por fenocristais mais grossos relativamente à matriz, variando de poucos milímetros a centímetros, geralmente euédricos ou subédricos, dispersos em uma matriz muito mais fina ou vítrea. Desenvolvem-se em razão de alguns cristais que se formam em estágio de temperaturas mais altas e contínua cristalização durante o resfriamento lento do magma, até ser alcançado o eutético, quando forma-se a matriz. Quando o magma entra em erupção, os fenocristais já encontram-se solidificados e suspensos em fusão. Porém, as formas originais dos fenocristais podem ser alteradas se houver modificações no ambiente químico

ou físico, resultando em reabsorção parcial e contornos arredondados, ou reação com o material fundido, que produz bordas de reação com minerais finos ao redor dos fenocristais, ou crescimento acretivo, com novas fases de cristalização do mesmo mineral, gerando cristais zonados.

No entanto, também podem estar presentes xenocristais, compostos por minerais grossos que, incorporados devido, por exemplo, a desintegração das rochas adjacentes. Os xenocristais por vezes podem pertencer a uma fase mineral incompatível à composição do magma resultando também em textura de desequilíbrio.

A textura glomeroporfírica resume-se a um pequeno número de fenocristais, os quais se encontram agrupados em conjunto ao meio de uma matriz fina. A identificação de uma destas texturas permite diferenciar fácies coerentes de depósitos piroclásticos, vulcanoclásticos e epiclásticos.

5. Textura eutaxítica (Prancha 35): descreve camadas ou bandas em rochas vulcânicas explosivas, ignimbritos especialmente, onde ocorre a compactação e o achatamento de fragmentos de vidro e púmices. Quando ocorre o colapso de partes do ignimbrito, devido ao peso, ocorre a formação de *fiamme*, resultando em um ignimbrito soldado com matriz fina com textura eutaxítica.

6. Textura axiolítica (Prancha 34): textura típica encontrada em depósitos piroclásticos. É constituída por minerais fibrosos em arranjos radiais que inicia um núcleo formado por devitrificação.

7. Esferulitos (Prancha 6 e 23): são definidos pelo arranjo radiado de cristais e cristalitos fibrosos, formados em baixas temperaturas. Em temperaturas mais altas formam aglomerados de cristais não orientados. Em rochas ricas em sílica as fibras são de cristais de feldspatos e quartzo e, em rochas máficas, são de plagioclásio e/ou piroxênio, com diâmetros variados, podendo ou não apresentar alinhamento ao longo da camada de fluxo.

8. Litofases (*lithophysae*) (Prancha 11): trata-se de esferulitos com diâmetro um pouco maior que se desenvolvem durante o resfriamento da lava. O vidro ainda quente é capaz de se deformar plasticamente e apresenta uma nucleação em pequenas vesículas, as quais são formadas durante a cristalização, juntamente com voláteis exsolvidos, gerando cavidades que podem ou não serem preenchidas com minerais como ágata, calcedônia ou opala, neste caso sendo nomeado por colecionadores como *Thunder Eggs*.

9. Foliação de fluxo: tem origem devido ao fluxo laminar em lavas ricas em sílica a

intermediária em cúpulas de domos, soleiras e diques. O desenvolvimento da foliação se inicia durante o fluxo no conduto até o extravasamento. No caso dos ignimbritos, a sua foliação tem origem durante o fluxo piroclástico, mas, também, tem grande relevância no processo final quando começa a deposição e a soldagem o material. Ao longo do movimento do magma viscoso podem ocorrer deformações internas que geram dobras mesoscópicas com dimensões variadas (milimétricas a métricas), lateralmente contínuas e/ou tipicamente convolutas. Os planos axiais das dobras de fluxo encontram-se abaixo do plano de foliação, e perpendicularmente a direção do fluxo, que pode ser obtida medindo-se os eixos das dobras. Riolitos bandados (*Flow bedded rhyolites*) são típicos produtos deste tipo de processo.

10. Perlita: é um vidro vulcânico que apresenta rachaduras concêntricas em resposta à sua hidratação e devido ao estresse referente ao resfriamento. Forma-se pela hidratação de materiais como a obsidiana ou de púmice. A taxa de

hidratação depende de fatores como temperatura, presença de soluções ricas em álcalis e da composição do vidro.

11. Vesículas e amígdalas (Pranchas 19 e 21): vesículas são cavidades presentes em lavas, rochas intrusivas e tufos, onde os voláteis exsolvidos do magma acumulam-se em bolhas, acabam aprisionados pela solidificação e preservados. Também podem ser originadas por bolhas de vapor envolvidas por grãos finos de cinzas úmidas gerados em erupções explosivas. As amígdalas são vesículas parcialmente ou completamente preenchidas por minerais secundários, tais como opala, calcedônia, clorita, calcita ou zeólitas, originados a partir de soluções aquosas ou gasosas.

Ambas são estruturas podem ter diversos tamanhos e formas, esférica, elíptica ou irregular, sendo um produto da interação de diversos fatores, como taxa de decompressão e difusão, volatilidade do conteúdo e viscosidade, a existência de vesículas adjacentes e a deformação durante a saída. Podem ser orientadas pelo fluxo em derrames e em diques.

CAPÍTULO 9

ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS

1. Alterações Hidrotermais em sistemas magmáticos-hidrotermais do tipo pórfiro, epitermais *high-* e *low-sulfidation*.

A substituição química de minerais provocada pela circulação de fluidos aquecidos (50 a 500 °C) representa o que se é chamado de alteração hidrotermal, que acarreta em lixiviação ou incorporação de elementos químicos externos na rocha.

Na literatura não existe bem um acordo na definição dos estilos de alteração, ou no modo de percolagem dos fluidos, devido aos diversos critérios usados na descrição e na classificação dos depósitos minerais. Porém, nota-se que os estilos mais usuais são: alteração fissural (Prancha 41), onde ocorre ou o preenchimento ou a substituições de veios e/ou fraturas, apresentando bordas centimétricas de alteração. E temos as alterações pervasiva e pervasiva seletiva, onde a primeira trata-se da substituição ou de grande parte ou total dos minerais originais da rocha, ocasionando na modificação parcial ou total das texturas originais, e a segunda, é desenvolvida pela substituição de apenas alguns minerais da rocha, como por exemplo, megacristais, originando texturas pseudo-

mórficas, como pode ser ilustrado na Figura 15.

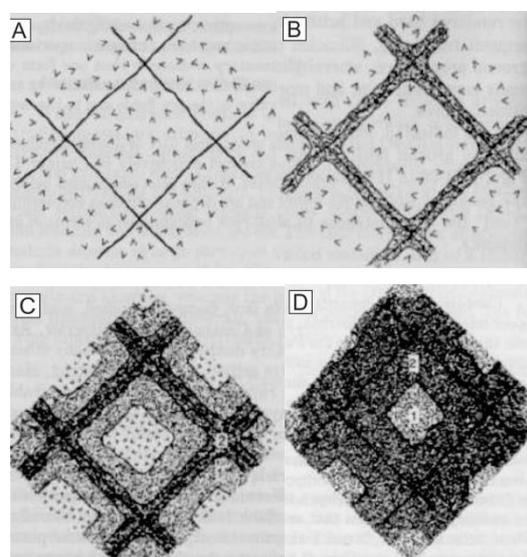


Figura 15: Estilos de alterações. A figura (B) indica uma alteração fissural da rocha (A). Já as duas imagens abaixo indicam alterações pervasivas, sendo a (C) pervasiva seletiva, e a (D), pervasiva total (Guilbert & Park, 1986).

O processo no qual ocorre a troca de componentes químicos entre os fluidos e a rocha encaixante é encarregada pela formação de novas associações minerais e o equilíbrio entre as novas condições físico-químicas. De acordo com a literatura (Pirajno, 2009; Rose & Burt, 1979; Sinclair, 2007), os principais fatores que controlam os processos de alteração em sistemas do tipo pórfiro são:

- composição química dos fluidos
- natureza das rochas encaixantes

- concentração atividade e potencial químico dos componentes do fluido, como H^+ , K^+ , H_2S , S_2 , CO_2 e O_2 .

A temperatura e a pressão também podem auxiliar em processos secundários, como a profundidade em que ocorre a ebulição. A troca de íon hidrogênio, a hidratação e a troca catiônica são os principais mecanismos que controlam a estabilidade dos minerais silicáticos, o pH e a transferência de cátions na solução (Pirajno, 2009). De acordo com Reed (1997), a compreensão dos processos de alteração hidrotermal é essencial para proporcionar conhecimento das características químicas, origem dos fluidos e sobre as condições físicas da formação do minério.

Os tipos mais comuns de alteração hidrotermal nos sistemas magmático-hidrotermais de tipo pórfiro, epitermais *high-* e *low-sulfidation* são descritos a seguir.

a) Alteração Clorítica (Prancha 43): Nota-se que há a predominância de clorita em zonas de alteração, onde ocorre a incorporação de Mg e/ou de Fe nestas zonas. A clorita pode vir associada ao quartzo, sericita, turmalina ou a minerais típicos das zonas de alteração propilítica, mas, também, pode ocorrer sozinha. Os sulfetos normalmente encontrados são pirita e pirrotita, em concentrações diversas.

b) Carbonatização (Prancha 47):

Os minerais mais comuns gerados neste tipo de alteração são: sericita, clorita e carbonatos, de modo que os principais metais fixados nos carbonatos são: Mg, Fe, Ca e Mn. Geralmente está associado a zonas de alteração propilítica de rochas aluminosas, ou a rochas silicáticas onde houve a introdução metassomática de CO_3 .

c) Alteração propilítica (Prancha 42):

Alteração desenvolvida devido adição de H_2O , CO_2 e, localmente, S, no sistema, ocorrendo mais distalmente da fonte de calor, nos limites dos corpos intrusivos, e nas partes relativamente mais profundas do sistema hidrotermal, afetando tanto a rocha intrusiva como as rochas encaixantes (Creasey, 1966). A mineralogia principal conta com a presença de epidoto, clorita e albita, além de carbonatos, feldspato potássico, pirita e sericita subordinados, além de quartzo, montmorillonita, zeólitas, apatita, óxidos de ferro e finos cristais de actinolita (Creasey, 1966; Pirajno, 1992).

d) Alteração Sericítica (Prancha 44):

Desenvolvida pela desestabilização dos feldspatos na presença de H^+ , OH^- , K^+ e S, com formação de quartzo, mica branca, pirita e, às vezes, calcopirita, além da lixiviação de Na, Mg, Ti, Fe e K. Esta mesma classificação era utilizada por Burnham (1962) e é chamada de

alteração filítica, porém a presença de biotita indica ser associada a zonas de alteração potássica, e já a sericita, a zonas de alteração sericítica, conforme a classificação de Meyer & Hemley (1967). A assembléia típica que representa a zona de alteração sericítica é chamada de QSP, quartzo-sericita-pirita, onde sericita trata-se de micas brancas de granulação fina, podendo ser muscovita, paragonita, fengita, fuchcita ou roscoelita. Já o termo pirita do QSP pode ser a pirita propriamente dita, ou calcopirita ou molibdenita. Feldspato potássico, calcita, caulinita, biotita, rutilo, anidrita e illita podem estar presentes nesta zona de alteração (Hemley & Jones, 1964; Meyer & Hemley, 1967; Pirajno, 1992). Este é um dos tipos mais comuns de alteração hidrotermal e está presente em muitos tipos de depósitos minerais hidrotermais, incluindo os de sulfetos maciços vulcanogênicos arqueanos (VMS – *Volcanogenic Massive Sulfide* ou VHMS – *Volcanic Hosted Massive Sulfide*), do tipo pórfiro, de veios de quartzo aurífero e em sistemas epitermais.

e) Alteração Argílica intermediária e Avançada (Pranchas 45 e 46): As zonas de alteração argílica tendem a gradar para as zonas de alteração sericítica internamente, e, externamente, para zonas de alteração propilítica, a qual é comumente classificada como a fase tardia nos siste-

mas hidrotermais (Meyer & Hemley, 1967).

As alterações argílicas são definidas pela atuação de um intenso metassomatismo de H⁺ e lixiviação ácida, sob temperaturas variando entre 100 ° a 300 °C, de modo que os argilominerais são originados pela substituição do plagioclásio e de silicatos máficos como hornblenda e biotita. Porém, na lixiviação de cátions dos alumino-silicatos pode ocorrer um enriquecimento em sílica, gerando zonas silicificadas, de modo que por ação da hidrólise a caulinita se transforma em quartzo.

A alteração argílica intermediária caracteriza-se pela presença de montmorilonita, illita, clorita, argilas do grupo da caulinita, como caulinita, dickita, haloisita e alofana, e pouca sericita. K, Ca, Mg e Na podem não ser completamente lixiviados e o feldspato potássico pode permanecer inalterado.

Os minerais presentes nas zonas de alteração argílica avançada são a dickita, caulinita, pirofilita, barita, alunita e diásporo, podendo ocorrer presença de sulfetos, como covellita, digenita e enargita, topázio, turmalina e uma variedade de argilas amorfas. Pirofilita, andaluzita, quartzo, topázio e pirita podem ser produzidos em sistemas com temperaturas acima de 300°C pela lixiviação de cátions. A alteração alunítica é uma categoria da alteração argílica avançada, que quando o protólito é uma

rocha rica em Al e no fluido há abundância de íons de sulfato, a alunita pode predominar e podem estar associados caulinita, sericita, pirita, barita, hematita, calcedônia e opala.

f) Silicificação (Prancha 48):

Trata-se da substituição dos minerais pré-existentes por quartzo ou sílica amorfa desenvolvido pela lixiviação ácida intensa e/ou introdução de sílica livre no sistema. Em sistema de caldeiras vulcânicas, a silicificação ocorre frequentemente em domos vulcânicos, nas brechas e nos tufo. As rochas afetadas por este processo têm muitas vezes toda sua assembleia mineral e texturas consumidas por quartzo microcristalino, podendo também conter hematita, pirofilita, alunita, sulfetos e relíquias de feldspatos.

A porção silicificada é denominada de *silica cap* quando encontra-se no topo do domo ou dos edifícios vulcânicos e, de sílica maciça, quando encontrada nos condutos das mesmas estruturas. A *silica cap* apresenta cavidades de dissolução, desenvolvidas ou por minerais ou por fragmentos de rochas, e recebe a denominação de *vuggy* ou *vug silica*.

2. Depósitos Epitermais – Tipos e Principais Aspectos

O depósito epitermal está ligado à erupção magmática e é formado por

fluidos que ascendem a pequenas profundidades, sob condições de temperatura e pressão moderadas (< 200 °C e < 100 bar).

As principais características que permitem o reconhecimento de depósitos epitermais são o ambiente geológico, os minerais de alteração presentes no sistema e a composição do fluido. São classificados três principais depósitos epitermais:

a) *Low-sulfidation* (Hedenquist, 1987), ou Adulária–sericita (Hayba *et al.*, 1985; Heald *et al.*, 1987), constituído por enxofre reduzido (HS - H₂S), e com pH neutro (Prancha 49).

b) *High-sulfidation* (Hedenquist, 1987), ou Caulinita–alunita (Berger & Henley, 1989) ou alunização (Prancha 50) definido pela presença de grandes conteúdos de sulfatos, formados por fluidos oxidados e com pH ácido.

c) *Intermediate-sulfidation* (Hedenquist *et al.* 2000), caracterizado pela presença de traços de ambos os depósitos descritos anteriormente.

Os depósitos epitermais estão relacionados com o vulcanismo, onde as estruturas tectônicas e as discontinuidades estratigráficas são fatores que controlam a permeabilidade das rochas, a

mineralização e como esta pode ser distribuída. Com o resfriamento do sistema magmático, no final do vulcanismo, mantendo uma temperatura adequada, ocorrerá a deposição do minério.

3. Mineralizações *low-sulfidation* (Prancha 49)

Os sistemas *low-sulfidation* ocorrem geralmente, de acordo com Hedenquist (1987), em rochas permeáveis, como tufo de cinzas, domos brechados, *debris flows* e em proximidades de falhas tectônicas ou relacionadas ao desenvolvimento do sistema vulcânico. A brechação hidrotermal de veios e encaixantes é uma característica recorrente neste sistema. Veios de adularia e sericita com quartzo se associam com clorita, carbonatos, barita, fluorita e micas potássicas, indicando deposição por fluidos reduzidos, de pH neutro e baixa salinidade.

A alteração propilítica (Prancha 42) pode ocorrer nas porções mais profundas do sistema sendo formada antes da precipitação do minério (Hedenquist, 1987). A alteração argílica (Prancha 45 e 46) pode ocorrer se houver vapor de água aquecido e enriquecido em CO₂. A formação de minerais de ganga em veios como adularia e calcita placóide, indicativa de processos de efervescência do fluido hidrotermal (*boiling*) pode ocorrer

se houver o aumento de pH pela perda de CO₂ no sistema.

4. Mineralizações *high-sulfidation*

Os sistemas *high-sulfidation* ocorrem geralmente ao longo das margens ou ao redor de estruturas sinvulcânicas originadas por complexos de domos, depósitos de tufo de cinza associados a estruturas anelares. As encaixantes mais comuns são derrames (Prancha 5) ou intrusões de andesito, dacito e brechas hidrotermais em padrões de quebra-cabeça (*jig-saw*) nos fragmentos.

O zonamento das alterações hidrotermais é uma característica comum nestes depósitos, onde a porção central do depósito tem corpos de sílica maciça e uma cobertura de sílica porosa (*vuggy silica*), e fora da porção central ocorre uma zona de alteração argílica avançada que grada para a alteração propilítica (Prancha 42) (Hedenquist *et al.*, 2000). O minério e os minerais de ganga ocorrem disseminados, preenchendo fraturas e como substituições, mas também se apresentam em zonas de veios de alunita (Prancha 50), por vezes com natroalunita, e quartzo, zonas de quartzo maciço e *stockworks*.

5. Mineralizações *intermediate-sulfidation*

Este sistema apresenta estados de oxidação do enxofre intermediário entre os tipos *high-* e *low-sulfidation*. Há evidências de relações espaciais entre os depósitos *high-* e *intermediate-sulfidation* onde os dois tipos podem ser considerados transicionais (Einaudi *et al.*, 2003). Apesar de existir essa correlação entre os dois sistemas, há diferenças nas proporções dos metais, com menores teores de Cu–Au e maiores de Pb–Zn–Ag–Au nas mineralizações *intermediate-sulfidation* por causa da redução e neutralização progressiva dos fluidos pelas interações com as rochas encaixantes. Illita e adulária podem estar

presentes nos veios deste sistema, assim como alunita, mas sempre em volumes muito restritos, que variam em profundidade para halos sericíticos e lateralmente para zonas de alteração propilítica. Carbonatos são abundantes e, tipicamente está presente calcita manganesífera e/ou rodocrosita, bem como piemontita.

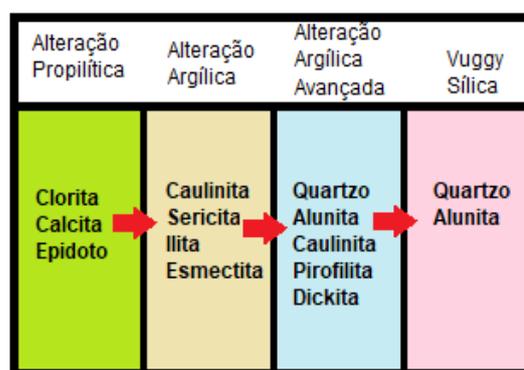


Figura 16: Esquema de alterações, indicando os minerais mais comuns em cada fase de alteração.

CAPÍTULO 10 PRANCHAS FOTOGRÁFICAS

1. Amostras Macroscópicas

Prancha 1 - Andesito:



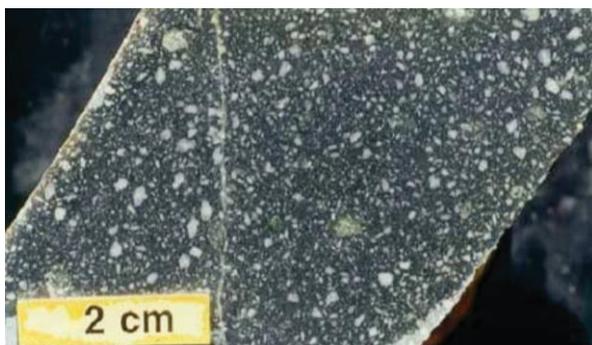
A. Andesito amigdaloidal cinza-escuro, contendo vesículas disseminadas e preenchidas com clorita, epidoto, carbonato e quartzo, e exibindo uma granulação muito fina na matriz. Apresenta-se em forma de derrame em afloramentos. *Formação Bom Jardim, Tapajós, ca. 1,88 Ga.* Fonte: Juliani (inédita).



B. Andesito porfirítico rico em plagioclásio e hornblenda. É uma rocha vulcânica comum em arcos magmáticos. Geralmente apresenta cor cinza-escuro e pode conter fenocristais de plagioclásio, biotita e hornblenda. *Ilha de Gran Canaria, Espanha, Neogeno.* Fonte: Sepp (2011).



C. Andesito porfirítico com fenocristais de plagioclásio dispersos em uma matriz fina, com anfibólio e biotita muito subordinada, proveniente do vulcanismo de pré-caldeira. Unidade não datada da base do Grupo Iriri (provavelmente de ca. 1,88 Ga), região de *Novo Progresso (PA), Província Mineral do Tapajós.* Fonte: Juliani (inédito).



D. Andesito porfirítico com fenocristais de plagioclásio e anfibólio na matriz fina, com idade de ca. 3,7 Ma. Área do pórfiro de Cu–Au de Batu Hijau, Sumbawa, Indonésia. Fonte: Garwin (2002).

Prancha 2 - Aglomerado vulcânico:

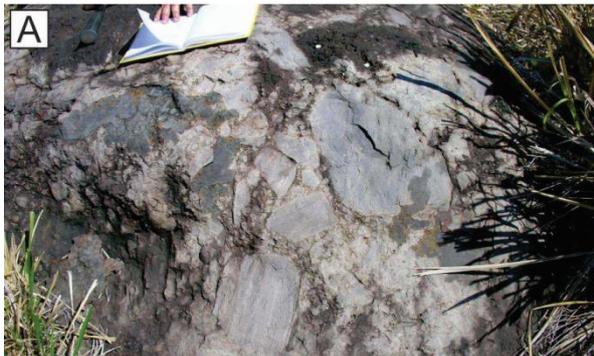


A. Aglomerado vulcânico composto principalmente por fragmentos arredondados de riolito porfirítico róseo e de tufo. Fácies proximal do centro eruptivo, associado com escorregamento de massa. Associa-se a vulcões e domos de riolito. *Formação Santa Rosa, São Félix do Xingu, ca. 1,88 Ga.* Fonte: Juliani (inédito).



B. Aglomerado vulcânico formado por materiais já consolidados, como bombas vulcânicas ou parte da estrutura vulcânica e material de queda piroclástica, como cinza vulcânica, formando um material sólido, e fragmentos arredondados. *Aglomerado Kirn o Slettans, Esha Ness, UK, ca. 350 Ma.* Fonte: Deposits Magazine (2017).

Prancha 3 - Brechas vulcânicas:



A. Brecha vulcânica com fragmentos angulosos com matriz de granulação mais fina, composta por lapilli, tufo e cinzas vulcânicas. Trata-se de um depósito proximal do centro vulcânico. *Formação Santa Rosa, São Félix do Xingú, ca. 1,88 Ga.* Fonte: Juliani (inédito).



B. Brecha vulcânica composta por fragmentos angulosos oriundos de fluxos de lava e lahar, caracterizando um depósito mal selecionado, com matriz constituída por cinzas. *Absaroka/Gallatin volcanic series, Parque Nacional de Yellowstone, Wyoming, EUA, Eoceno.* Fonte: Bentley (2013).

Prancha 4 - Bombas e blocos:



A. Bomba vulcânica balística em meio ao tufo de cristais félsicos. Nota-se que a sedimentação da queda de cinzas continuou recobrendo a bomba. Esta estrutura está associada à fácies proximal do centro eruptivo. *Formação Santa Rosa, São Félix do Xingú, ca. 1,88 Ga.* Fonte: Juliani (inédito).



B. Bombas vulcânicas rompendo as camadas vulcânicas sequenciais de lapilli que foram depositadas, apresentando estratificações plano paralelas. Nota-se que as camadas mais finas (acima da camada de coloração creme e a camada creme) foram mais deformadas, e a camada inferior se manteve intacta. *Complexo de Tower Hill maar, Victoria, Australia, Holoceno.* Fonte: Volcanic Features of Victoria's Western District.

Prancha 5 - Derrame riolítico bandado:



A. Foliação de fluxo em derrame apresentando uma composição riolítica, retratando uma estrutura bandada e de coloração escura. Nota-se a presença de uma dobra convoluta e laminação plano paralela. *Formação Santa Rosa, São Félix do Xingú, ca. 1,88 Ga.* Fonte: Juliani (inédito).



B. Riolito bandado de coloração avermelhada, com dobras convolutas resultantes do fluxo ígneo. *Dunn Point Formation, Arisaig, Nova Escócia, Ordoviciano.* Fonte: Rygel (2009).

Prancha 6 - Esferulitos:



A. Riolito esferulítico, produto de devitrificação de alta temperatura, formando aglomerados de cristais de feldspato alcalino e quartzo com diâmetros variados. *Formação Santa Rosa, São Félix do Xingú, ca. 1,88 Ga.* Fonte: Juliani (inédito).



B. Riolito cinza com uma porção rica em obsidiana contando com a presença de pequenos cristais esbranquiçados (principalmente feldspato) e esferulitos sub-esferoidais com alguns centímetros de diâmetro com textura interna radiada. *Nez Perce Creek Flow. Parque Nacional de Yellowstone, Wyoming, EUA. Pleistoceno Médio Superior, ca. 152 ka.* Fonte: John (2015).



C. Esferulitos em riolito com estruturas radiadas internas, esféricas e, por vezes irregulares devido à compactação do vidro ou à interação com o esferulito adjacente. *Formação Santa Rosa, São Félix do Xingú, ca. 1,88 Ga.* Fonte: Juliani (inédito).

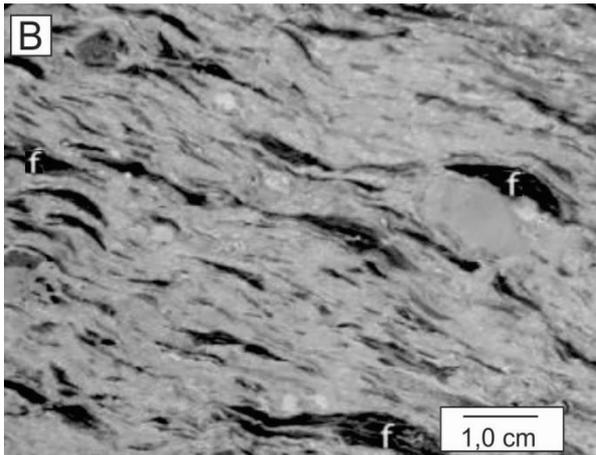


D. Esferulitos desenvolvidos em massa rica em obsidiana apresentando morfologia esférica com textura radial. *Nez Perce Creek Flow. Parque Nacional de Yellowstone, noroeste de Wyoming, EUA. Pleistoceno Médio Superior, ca. 152 ka.* Fonte: John (2015).

Prancha 7 - Fiamme:



A. Ignimbrito rico em *fiamme*, principalmente concentrado em finas camadas cinza-escuras, com foliação produzida pela forte compactação das lentes de *fiamme*. Formação Santa Rosa, São Félix do Xingú, ca. 1,88 Ga. Fonte: Juliani (inédito).



B. *Fiamme* cinza-escuro a preto (f) em brecha rica em púmice e clastos líticos. Neste caso, o *fiamme* foi formado como resultado de soldagem e compactação de clastos de púmice em brecha adjacente a soleiras de andesito. Berserker Beds, MT. Chalmers, Queensland. Fonte: McPhie e Hunns (1995).

Prancha 8 - Hialoclastito:



A. Hialoclastito com vidro vulcânico cristalizado oriundo da interação do material vulcânico com a água, separado por uma matriz fina de composição andesítica. A rocha exibe a característica típica de encaixe de clastos angulosos (*jigsaw*). Formação Sobreiro, São Félix do Xingú, ca. 1,88 Ga. Fonte: Juliani (inédito).

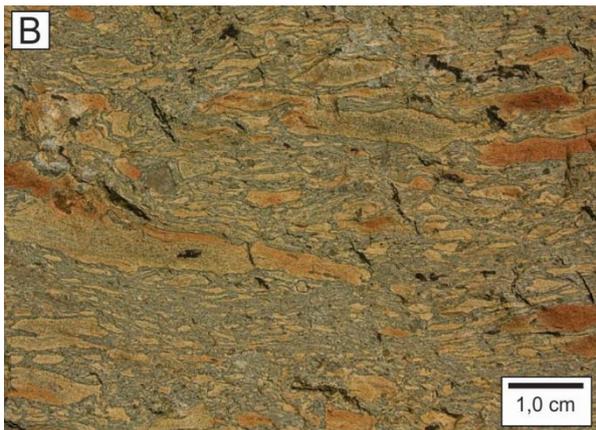


B. Brecha de hialoclastito composta por fragmentos angulares de vidro afiados, com porções palagonitizadas e cloritizadas. Os veios são de zeólita e ricas em carbonato, ocasionalmente de coloração rosa. Apresenta a característica típica de encaixe de clastos. Yavuna Grp Namosi, Nadi, Ilha de Fiji, Holoceno. Fonte: Rao (2011).

Prancha 9 - Ignimbrito:



A. Tufo soldado de depósito de ignimbrito com fragmentos originalmente vítreos nas lâminas mais escuras, cinzas vulcânicas e cristais depositados sob alta temperatura, gerando a estratificação. O material depositado na granulometria lapilli reflete o grau mais elevado de cristalização antes da erupção. *Formação Santa Rosa, São Félix do Xingú, ca. 1,88 Ga.* Fonte: Juliani (inédito).



B. Ignimbrito composto por lapilli, cinzas, púmice e escória, apresentando uma má seleção granulométrica e com fragmentos de tamanhos variados. O material foi depositado sob altas temperaturas, no qual resulta na textura soldada que se assemelha ao processo de compactação. *Ocidente da Ilha de Gran Canaria, Espanha, Neogeno.* Fonte: Sepp (2011).

Prancha 10 - Brecha co-ignimbrítica:



A. Brecha co-ignimbrítica de abandono rica em fragmentos líticos, sustentada por matriz ignimbrítica. Ocorre nas proximidades do vent, definindo uma zona de concentração de fragmentos líticos segregados pelo fluxo (*co-ignimbrite lag breccias*). *Formação Santa Rosa, São Félix do Xingú, ca. 1,88 Ga.* Fonte: Juliani (inédita).

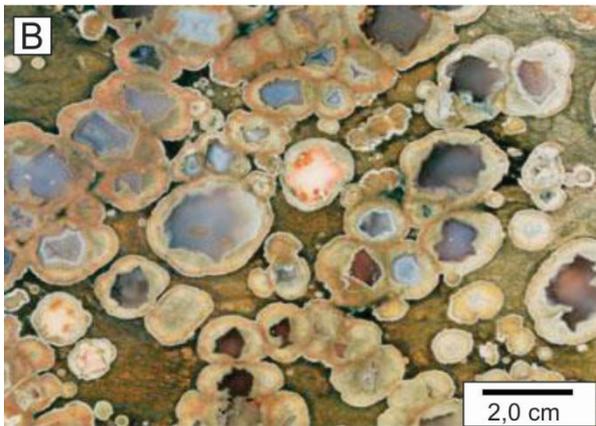


B. Brecha co-ignimbrítica de abandono (*co-ignimbrite lag breccias*) desenvolvidas dentro de uma sequência ignimbrítica com estruturas sedimentares. Nota-se como os clastos estão suportados pela matriz e sua má seleção. *Neuquén, Argentina, Jurássico inferior.* Fonte: D'Elia & Marti (2013).

Prancha 11 - Litofase (*lithophysae*):



A. Riolito com abundantes litofases (*lithophysae*), onde as cavidades apresentam até 5 cm de diâmetro resultantes da devitrificação de vidro vulcânico. São preenchidas por minerais secundários que se encontram intemperizados. *Formação Sobreiro, São Félix do Xingú, ca. 1,88 Ga.* Fonte: Juliani (inédito).



B. Domínio félsico rico em litofase (*lithophysae*) em lava riolítica do Monte Feno, apresentando morfologia variando de esférica a irregular conforme o avanço da cristalização e abertura das cavidades. *Queensland, Austrália, Cenozóico.* (placa de rocha polida). Fonte: Breitreuz (2013).

Prancha 12 - Depósito de tufo cinerítico (*Ash tuff deposit*):



A. Tufo de cristais com estratificação plano paralela e granulação variando de fina a grossa e cinzas, com espessuras de acamamento individual milimétricas a centimétricas. A estratificação é devida ao acamamento de diferentes tamanhos de grãos causados pela aglomeração de diferentes pulsos piroclásticos. *Formação Santa Rosa, São Félix do Xingú, ca. 1,88 Ga.* Fonte: Juliani (inédito).



B. Depósito de tufo de queda com granulação muito fina (cinza fina), em tons mais escuros, com pequenas intercalações de granulação mais grossa (cinza grossa), em tons claros, em estratificação paralela. *Aspen Formation, Kilgore deposit, Idaho, Mioceno.* Fonte: Steven (2008).

Prancha 13 - Depósito de onda piroclástica (Surge):



A. Depósito de onda piroclástica com leitos de lapilli e de cinzas, pouco bem selecionado apresentando estratificação cruzada, com truncamentos de ângulo baixo (seta), indicando fluxo piroclásticos da direita para a esquerda. *Formação Santa Rosa, São Félix do Xingú, ca. 1,88 Ga.* Fonte: Juliani (inédito).



B. Depósito de onda piroclástica composto de tufos e lapilli tufos remanescentes de dois cones formados por erupções explosivas submarinas, com estratificação planar e cruzada, apresentando a má seleção como característica principal. *Vatnsfell, Islândia, com erupção por volta do ano de 1210.* Fonte: Weisenberger (2010).



C. Depósito de piroclástico de surge em La Breña maar do campo vulcânico de Durango, México, com estruturas laminadas e estratificações cruzadas criadas por atividades explosivas sucessivas. As direções do movimento das nuvens de surge foram da direita para esquerda. *Idade de ca. 0,8 Ma.* Fonte: Smithsonian Institution (2013).

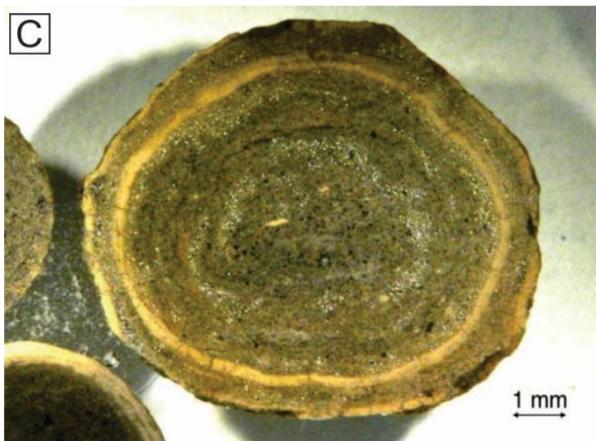
Prancha 14 - Lapilli acrescionário:



A. Tufo cinerítico (*ash tuff*) que apresenta uma camada rica em lapilli acrescionário de tamanhos variados, indo de milimétricos e arredondados devido ao processo de nucleação das partículas vulcânicas, exibindo granulometria mais fina próxima ao núcleo e, mais grossa externamente. Piroclásticas carbonatíticas provavelmente paleoproterozoicas da região da Vila Mandi, possivelmente gerados por atividades freatomagmáticas. Fonte: Juliani (inédita).



B. Amostras de lapilli acrescionário não litificados no flanco do vulcão Darwin, com colorações variadas e tamanhos milimétricos a centimétricos. Apresentam baixa densidade e alta porosidade devido ao processo de aglutinação das cinzas vulcânicas. *Ilhas Galápagos*. Fonte: Lynch & Adams (2013).

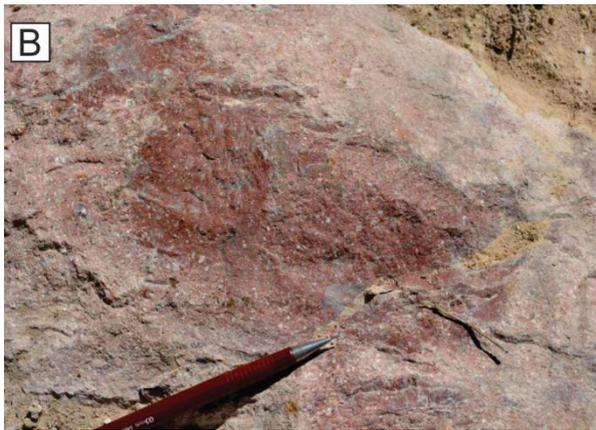


C. Corte em um lapilli acrescionário da imagem (B), onde pode ser observada a porosidade de cerca de 50% entre os grãos vítreos e cinzas, identificada pelos pontos escuros. *Vulcão Darwin, Ilhas Galápagos*. Fonte: Lynch & Adams (2013).

Prancha 15 - Riolitos porfíricos:



A. Riolito porfírico exibindo coloração escura, com fenocristais compostos de feldspato potássico e matriz vitrofírica cristalizada, mas ainda mantendo o aspecto vítreo da obsidiana. O resfriamento inicial do magma foi lento, permitindo o desenvolvimento dos fenocristais no magma e o resfriamento rápido durante a extrusão originou a matriz afanítica. *Formação Santa Rosa, São Félix do Xingú, ca. 1,88 Ga.* Fonte: Juliani (inédita).



B. Riolito porfírico marrom, com fenocristais de feldspato potássico e quartzo bipiramidal em matriz quartzo-feldspática afanítica. As rochas (A e B) foram interceptadas por testemunhos de sondagem a profundidades muito elevadas, bem abaixo da zona de intemperismo, confirmando que as cores distintas não são devidas ao intemperismo. *Supergrupo Uatumã sensu lato, Garimpo do Coringa, Província Aurífera do Tapajós. Idade de ca. 1,97 Ga - Formação não nomeada.* Fonte: Juliani (inédito).

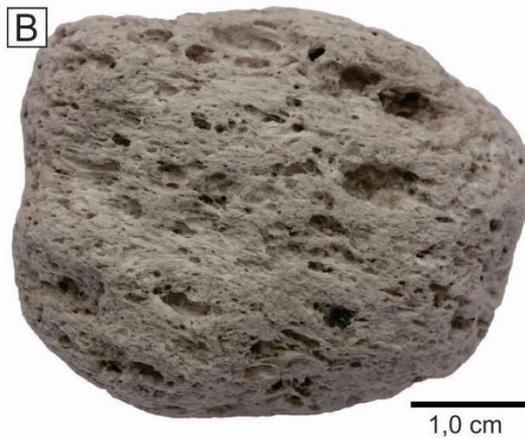


C. Duas rochas de composições riolíticas apresentando textura porfírica e de cores distintas, uma marrom-avermelhada e outra, marrom-escuro acinzentado. Os fenocristais são de feldspato potássico em ambas as rochas. *Complexo Thunderbird, Franklin Mountains, Texas, EUA, 953 Ma.* Fonte: Bentley (2012).

Prancha 16 - Púmice:



A. Amostra de uma brecha vulcânica com fragmentos de relíquias de púmice, onde é possível observar as porções altamente vesiculadas. Área da mineralização epitermal *high-sulfidation* de ca. 1,87 Ga, correlacionada à *Formação Iriri*. *Província Mineral do Tapajós*. Fonte: Juliani (inédito).



B. Púmice de coloração clara, e uma estrutura rica em vesículas orientadas por fluxo, evidenciando ser uma rocha de baixa densidade, resultado de um resfriamento rápido da lava vesiculada. Nota-se a presença de texturas fibrosas e sedosas. *Santorini, de uma erupção de 3600 anos*. Fonte: Sepp (2011).

Prancha 17 - Tufos de queda aérea (air-fall tuff):

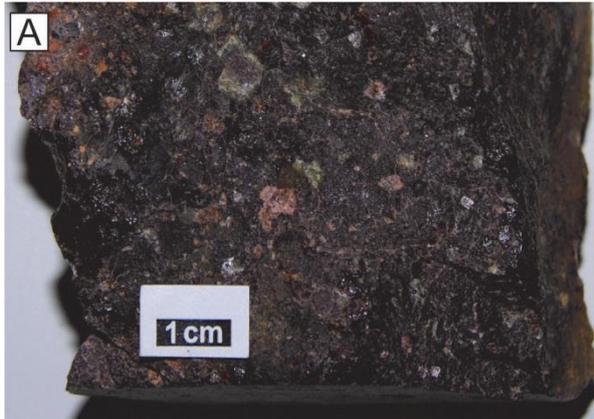


A. Depósito piroclástico de queda com gradação granulométrica, onde nota-se a passagem de um tufo com granulação grossa para um tufo de granulação fina, ambos maciços, sem indicações de estratificação ou gradação. *Formação Sobreiro, São Félix do Xingú, ca. 1,88 Ga*. Fonte: Juliani (inédito).



B. Depósito piroclástico com gradação granulométrica, onde ocorrem intercalações de tufos de queda de cinzas, apresentando granulação mais grossa, fluxos de cinza com granulação fina e maciça e estratificação paralela, indicando a ocorrência de um fluxo de base. *Bishop Tuff, Califórnia, Pleistoceno*. Fonte: Picss (2012).

Prancha 18 - Tufo de cristais:



A. Tufo de cristais félsicos maciço composto por fragmentos de cristais de quartzo e feldspatos potássico, fragmentos vítreos representados principalmente por púmice e fragmentos líticos de composição riolítica. A matriz foi completamente devitrificada. *Formação Santa Rosa, São Félix do Xingú, ca. 1,88 Ga.* Fonte: Lagler (2011).



B. Tufo de cristais maciço, apresentando matriz de cor ocre, composta por detritos vulcânicos na coloração mais escura, principalmente de vítreos e líticos. *Las Palmas, Ilha de Gran Canaria, Espanha, Neogeno.* Fonte: Sepp (2011).

Prancha 19 - Vesiculares/amígdalas:



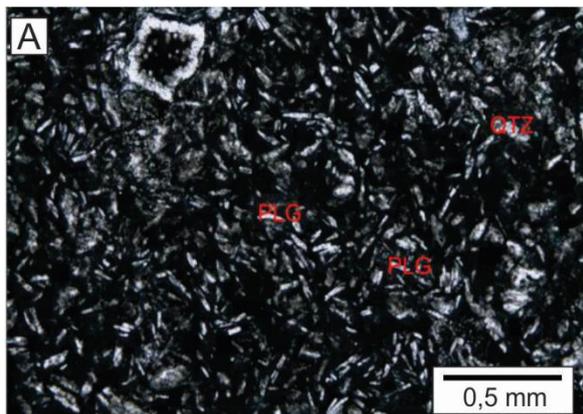
A. Andesito com abundantes vesículas e amígdalas em diferentes formatos, variando de esféricas a alongadas, preenchidas principalmente por quartzo, calcita, clorita e epidoto. *Formação Sobreiro, São Félix do Xingú, ca. 1,88 Ga.* Fonte: Juliani (inédito).



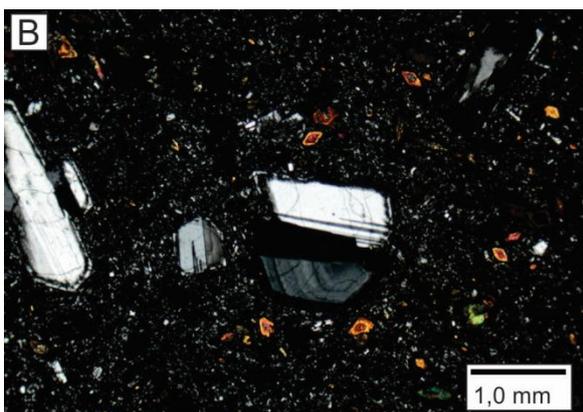
B. Andesito porfirítico com megacristais de plagioclásio e amígdalas preenchidas por clorita, quartzo, sericita e, por vezes, clinzoisita com epidoto nas bordas (Mourant, 1933) e peninita (Bishop & Bisson, 1989). *St. Saviour Formation, Jersey, ca. 525 Ma.* Fonte: Nichols (2003).

10.2. Amostras Microscópicas

Prancha 20 - Andesito:

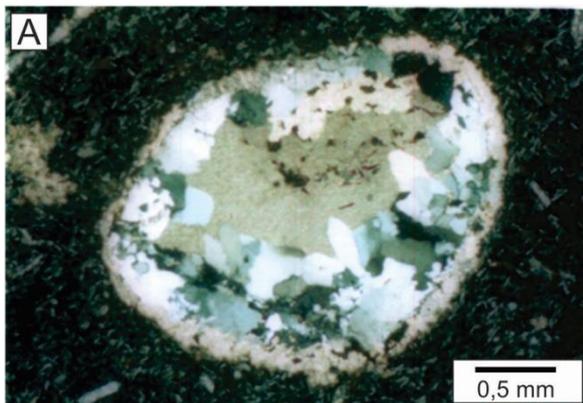


A. Andesito com matriz constituída por plagioclásio (PLG), clinopiroxênio e quartzo (QTZ). Nota-se a presença de uma amígdala no canto superior esquerdo, levemente arredondada, preenchida por calcedônia. Feição microscópica das fácies de rochas andesíticas do Grupo Iriri. *Chapéu do Sol, Província Mineral do Tapajós, ca. 1,88 Ga*. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Aguja-Bocanegra (2013).

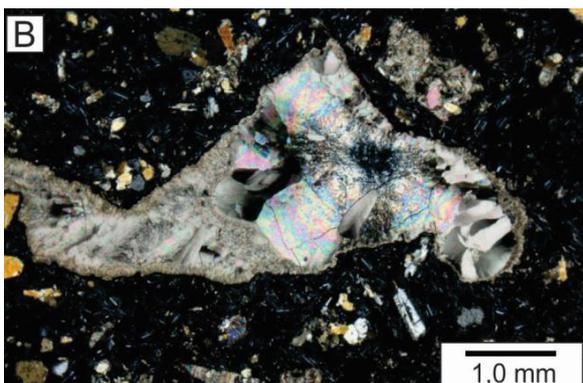


B. Andesito composto por fenocristais de plagioclásio (com textura fina na borda), em uma matriz fina contendo cristais de hornblenda (birrefringência alta). Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Mommio (2007).

Prancha 21 - Amígdalas:

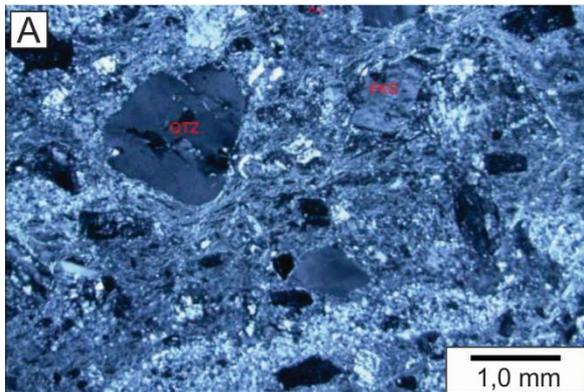


A. Amígdala em andesito de matriz muito fina rica em plagioclásio. A amígdala tem formato arredondado e o preenchimento inicial é de clorita e carbonatos, seguido por drusas de quartzo e calcita. Andesitos pré-caldeira na base do vulcão anelar que hospeda a mineralização *high-sulfidation* de 1,88 Ga na Província Aurífera do Tapajós. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Juliani (inédito).

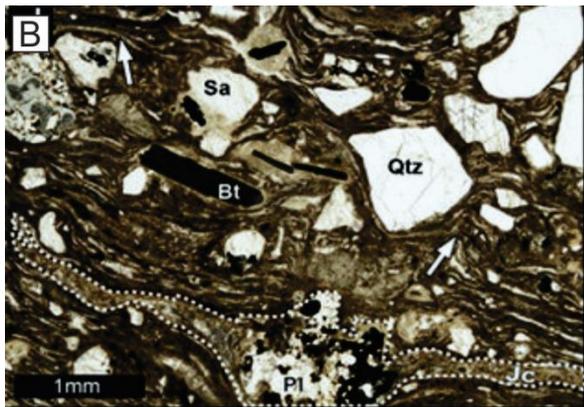


B. Andesito basáltico maciço com matriz fina e grãos de clinopiroxênio (minerais em tons amarelados). Nota-se a presença de amígdalas com formatos alongados preenchidas principalmente por calcita. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Mommio (2007).

Prancha 22 - Brecha co-ignimbrítica:

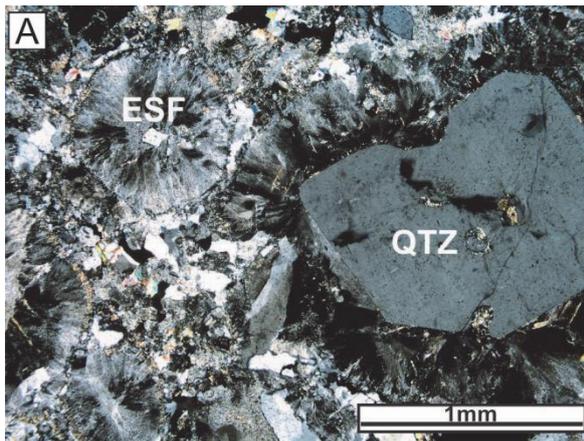


A. Matriz de brecha co-ignimbrítica de abandono (*co-ignimbrite lag breccia*) com fragmentos de cristais, de lapilli tufo e de bombas imersas em uma matriz de tufo fino exibindo fluxo na diagonal da imagem. (QTZ - quartzo; FKS - feldspato). Grupo Irii em Chapéu do Sol, Província Mineral do Tapajós, ca. 1,88 Ga. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Aguja-Bocanegra (2013).

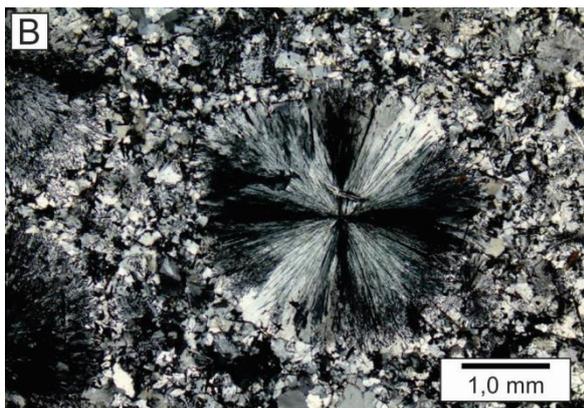


B. Fotomicrografia exibindo a textura fluida clássica bem preservada da matriz de uma brecha co-ignimbrítica de abandono (*co-ignimbrite lag breccia*), devitrificada e com deformação plástica nas texturas de soldagem (setas brancas). (Sa - Sanidina; Qtz - quartzo; Bt - biotita; Pl - plagioclásio; Jc - clastos juvenis. Sul dos Alpes, Itália. Imagem sem filtro analisador. Fonte: Willcock et al. (2013).

Prancha 23 - Esferulitos:

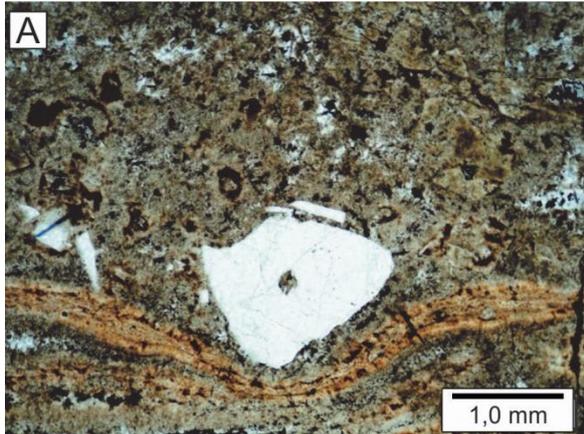


A. Riólito com matriz quartzo feldspática rica em esferulitos com estrutura radiada e esferulitos circundando os megacristais de quartzo dispersos na matriz. Formação Santa Rosa, São Félix do Xingu, ca. 1,88 Ga. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Lagler (2011).

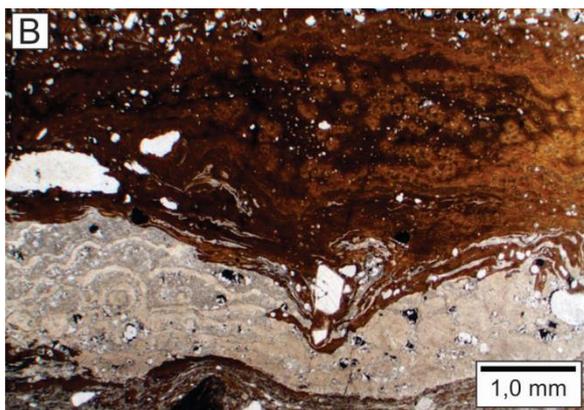


B. Esferulito com estrutura radiada, composto por cristais de feldspatos e quartzo, com turmalina acicular associada, em riólito de matriz muito fina rica em feldspato e quartzo, com turmalina dispersa (cristais de birrefringência mais alta). Córsega. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Mommio (2007).

Prancha 24 - Fiamme:

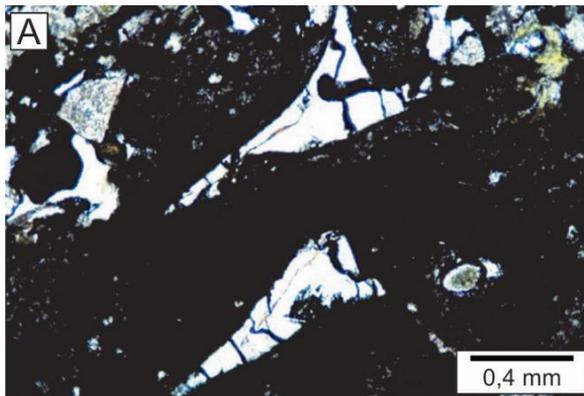


A. Tufo félsico de cristais levemente soldado, contando com fragmento de cristal de quartzo anguloso deformando uma camada de *fiamme* em tons alaranjados, que representam lentes vítreas bastante alongadas e pouco espessas. A matriz é composta por cinzas finas e vidro vulcânico. *Formação Santa Rosa*. Imagem sem filtro analisador. Fonte: Lagler (2011).

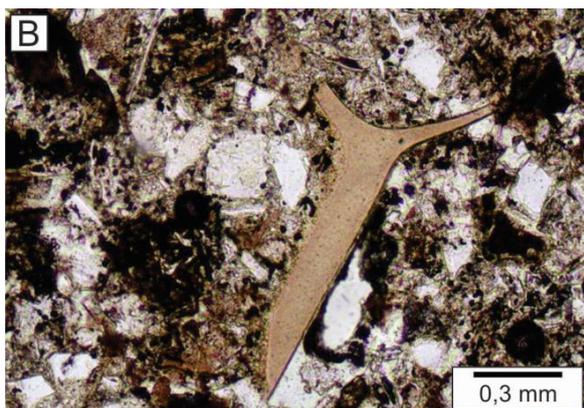


B. Cristais de feldspato (incolor) incorporados em *fiamme* marrom-escuro. A camada rósea na porção inferior da imagem é composta por púmice levemente compactado e fragmentos vítreos dispersos. *Ignimbrito da Ilha de S. Pietro, Sardenha, Itália*. Imagem sem filtro analisador. Fonte: Mommio (2007).

Prancha 25 - Fragmentos vítreos (Glass shard):

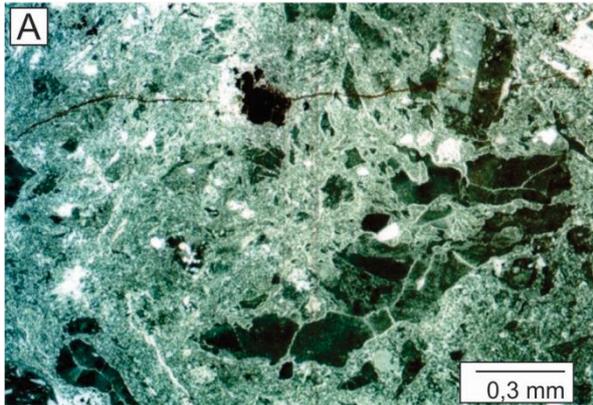


A. Detalhes de um tufo de cristais máfico em nicóis cruzados, com fragmentos vítreos na granulação cinza representados por *glass shard* em formato de Y ao centro da imagem. *Formação Sobreiro, São Félix do Xingu, ca. 1,88 Ga*. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Lagler (2011).

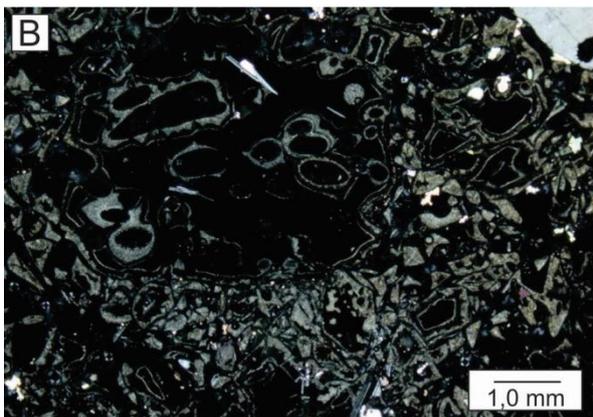


B. Fragmentos de vidro vulcânico (*glass shard*), exibindo formas de Y e C quando arqueados, em matriz ignimbrítica rica em cinza e fragmentos de líticos e cristais. *Ilha de S. Pietro, Sardenha, Itália*. Imagem sem filtro analisador. Fonte: Mommio (2007).

Prancha 26 - Hialoclastito:

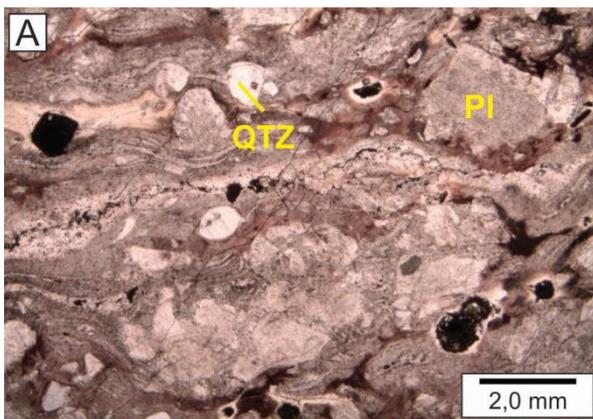


A. Hialoclastito de composição andesítica com fragmentos vítreos cristalizados, exibindo a típica textura em mosaico (*jigsaw*) que caracteriza os hialoclastitos. Nesta textura os fragmentos vítreos se encaixam com as margens de outros fragmentos. Nota-se a alteração sericitica superposta nos grãos de feldspato. *Grupo Iriri, Província Mineral do Tapajós, ca. 1,88 Ga.* Imagem filtro analisador cruzado. Fonte: Juliani (inédito).

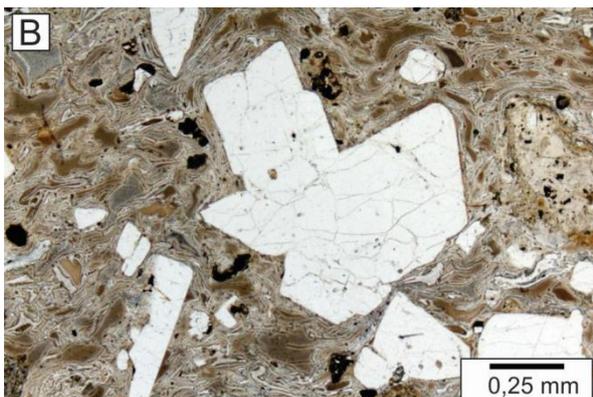


B. Hialoclastito constituído por clastos juvenis vítreos contidos em uma matriz de grãos finos, dominada por fragmentos vítreos envolvidos por palagonita fibrosa e zeólita. Nota-se a textura típica em mosaico (*jigsaw*) na porção inferior da imagem. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Mommio (2007).

Prancha 27 - Ignimbrito:

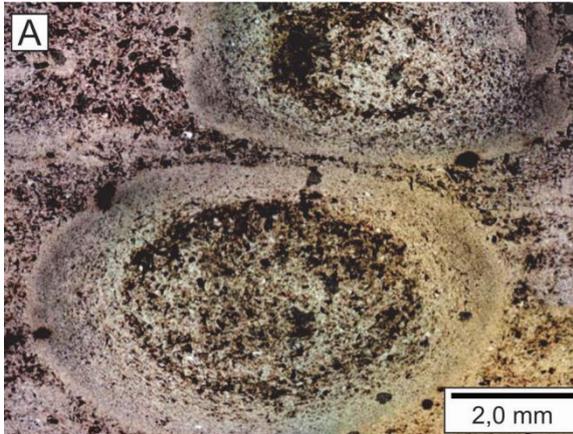


A. Tufo soldado de depósito de ignimbrito com presença de cristais de plagioclásio (PI), quartzo (QTZ) e púmice em tom acinzentado incorporados em uma massa com sílica amorfa, com indicações de fluxo no centro da imagem. *Grupo Iriri, região de Novo Progresso, ca. 1,88 Ga.* Imagem sem filtro analisador. Fonte: Gómez-Gutiérrez (2018).



B. Tufo soldado de ignimbrito com cristais de feldspato (incolor) incorporados em uma massa formada por *fiamme*, púmice (em tons cinza) e cinzas (massa da matriz), apresentando textura fluida oriunda devido ao processo de soldagem e de compactação. *Lemnos, Grécia.* Imagem sem filtro analisador. Fonte: Mommio (2007).

Prancha 28 - Lapilli acrescicionário:

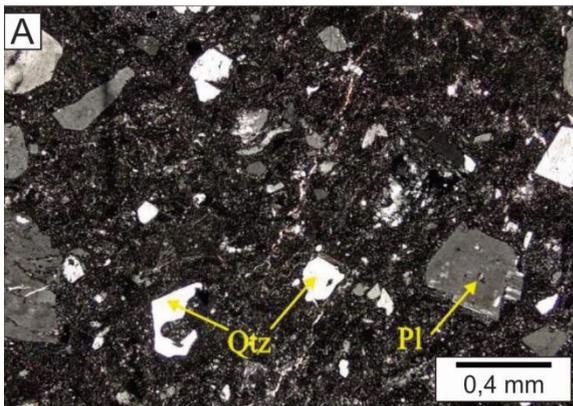


A. Aspecto microscópico de lapilli-tufo acrescicionário. Nota-se que existe uma gradação dos núcleos em direção às bordas na granulação dos fragmentos vítreos e de cristais que constituem as partículas de lapilli acrescicionário, sendo que interiormente a granulação é mais grossa do que a capa. *Formação Santa Rosa, São Félix do Xingu, ca. 1,88 Ga.* Imagem sem filtro analisador. Fonte: Lagler (2011).

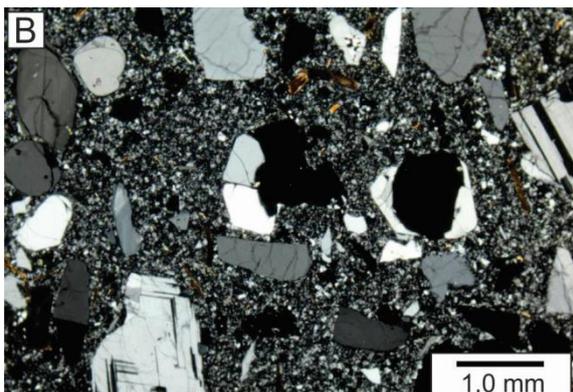


B. Tufo composto por cinza vulcânica e fragmentos vítreos com lapilli acrescicionário esférico com a típica variação granulométrica. A granulação é mais fina no núcleo (cinza claro) e envolvida por clastos mais grossa (cinza escuro), que por sua vez passa para novamente a cinzas muito finas (cor creme). *Roccamonfina, Itália.* Imagem sem filtro analisador. Fonte: Mommio (2007).

Prancha 29 - Riolito:

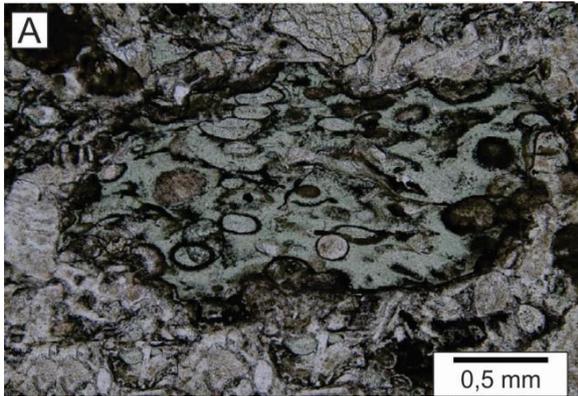


A. Riolito com textura porfirítica com fenocristais e fragmentos de cristais de plagioclásio (Pl) e quartzo (Qtz) em matriz devitrificada fina. Nota-se o embaiamento do fragmento de quartzo na porção inferior da imagem causado pela reabsorção da matriz. *Grupo Iriri, região de Novo Progresso, ca. 1,88 Ga.* Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Echeverri-Misas (2015).

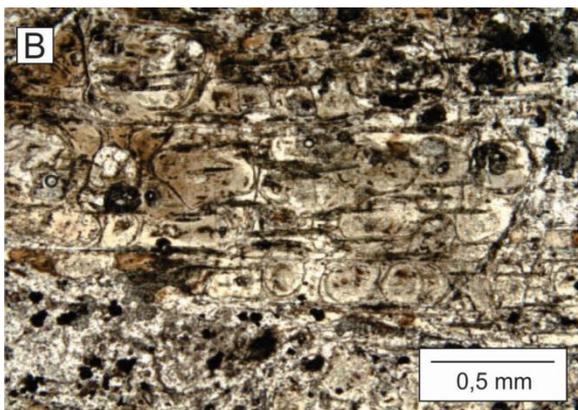


B. Riolito com matriz félsica rica em cristais de quartzo e plagioclásio, com cristais tabulares de biotita dispersa na matriz (minerais com tons amarronzados) e textura porfirítica com megacristais de quartzo e feldspato. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Mommio (2007).

Prancha 30 - Escória:

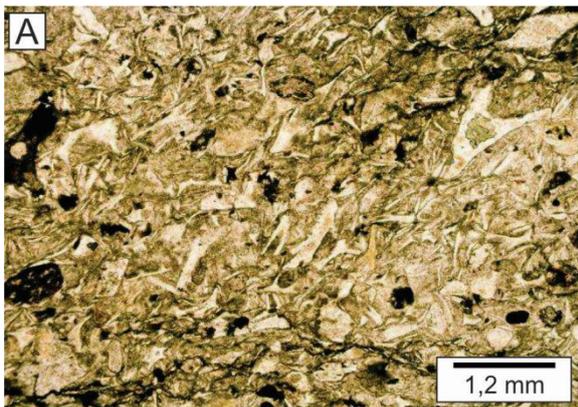


A. Fragmento de escória andesítica em seção delgada de depósitos piroclásticos maciços de cinzas e lapilli. O fragmento encontra-se cloritizado e levemente achatado, provavelmente devido a processos de soldagem. Nota-se que as pequenas vesículas foram preenchidas por quartzo e minerais opacos. *Formação Sobreiro, São Félix do Xingu, ca. 1,88 Ga.* Imagem sem filtro analisador. Fonte: Roverato *et al.* (2017).

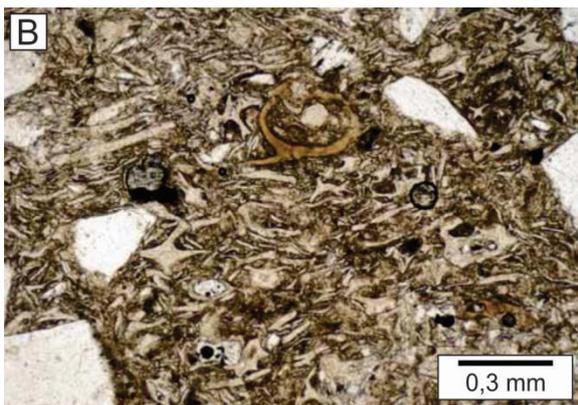


B. O antigo tubo de uma escória com tecido perlítico (faixas finas em cúspide) e amígdalas de clorita muito finas preenchendo os espaços vazios, as quais se apresentam esticadas e alinhadas. Nota-se também a presença de vidro vulcânico em formatos de Y e C. Imagem sem filtro analisador. Fonte: Ocean Drilling Program (2007).

Prancha 31 - Tufo cinerítico:

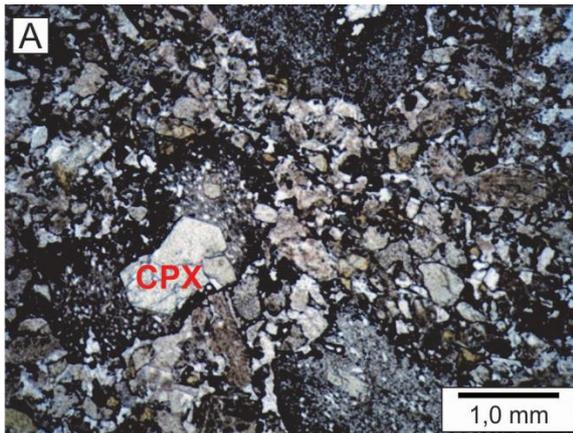


A. Tufo cinerítico de queda (*Ash tuff*) riolítico paleoproterozoico da região do rio Iriri na Amazônia, onde se pode observar relíquias de textura de vidro vulcânico cristalizado com formas em Y e cúspides. O tufo é composto por grãos de feldspato e quartzo na matriz. *Formação Sobreiro.* Imagem sem filtro analisador. Fonte: Juliani & Fernandes (2010).

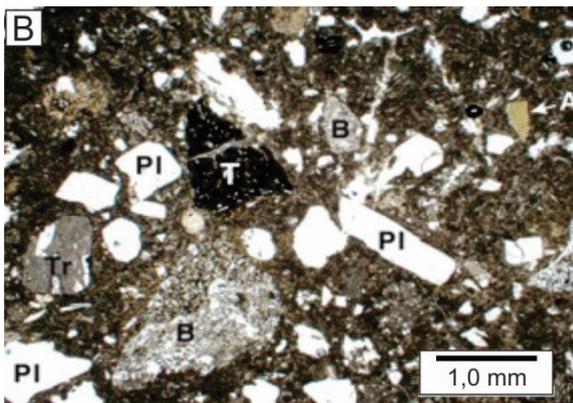


B. Tufo cinerítico (*ash tuff*) moderno, com texturas de vidro vulcânico em formatos de Y e C (em cúspide), levemente soldados e compactados, dispersos na matriz fina, associados a quartzo e feldspato. Imagem sem filtro analisador. Fonte: Nathan (2006).

Prancha 32 - Tufo de cristais:

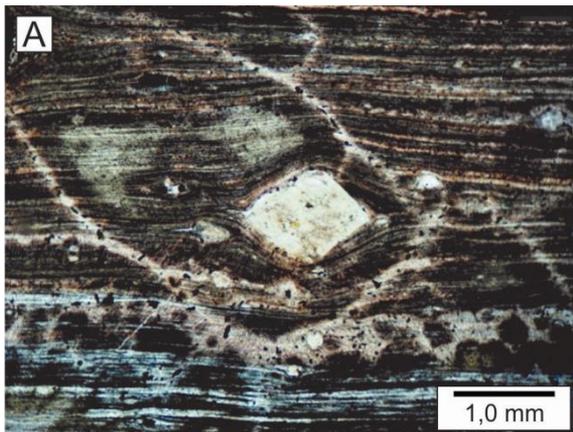


A. Aspecto microscópico do tufo de cristais máfico com cristais e fragmentos de cristais. Subordinadamente ocorrem fragmentos líticos, cristais euédricos de clinopiroxênio (CPX) e de plagioclásio dispersos ao longo da matriz. *Formação Sobreiro, São Félix do Xingu, ca. 1,88 Ga.* Imagem sem filtro analisador. Fonte: Lagler (2011).

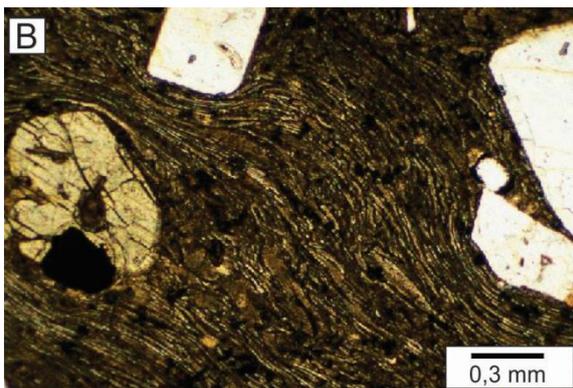


B. Tufo de cristais composto por plagioclásio (PI), anfibólio (A) e fragmentos de vidro vulcânico basálticos (taquilito - T), e líticos de basalto cristalino (B) e traquito (Tr) em uma matriz de cinzas fina amarronzada. Imagem sem filtro analisador. *Bacia Eoil do Mioceno, Coreia do Sul.* Fonte: Jeong (2008).

Prancha 33 - Tufo soldado (welded tuff):



A. Tufo soldado com laminação plano-paralela bem desenvolvida. Pode ser notada a deformação associada ao grão de feldspato, possivelmente ocorrida devido ao processo de cisalhamento sobre o grão, o que seria indicativo de movimentos do cristal por fluxo. *Formação Santa Rosa, São Félix do Xingu, ca. 1,88 Ga.* Imagem sem filtro analisador. Fonte: Lagler (2011).



B. Tufo soldado composto por cinzas vulcânicas na matriz e megacristais de feldspato, onde as partículas de cinza ainda quentes depositadas geraram o aspecto de compactação. Notar também a deformação da matriz nas proximidades dos grãos de feldspato. Imagem sem filtro analisador. Fonte: OESIS, University of Oxford.

10.3. Texturas

Prancha 34 - Textura axiolítica:



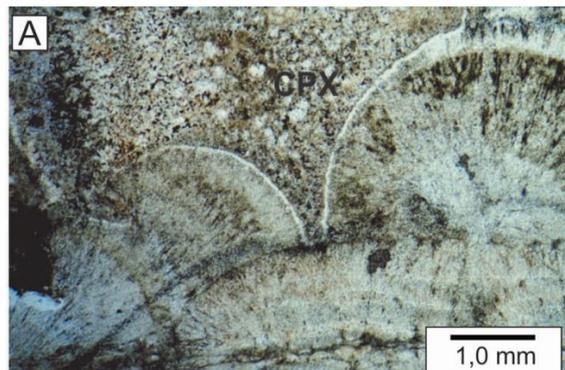
A. Textura axiolítica (indicado pelas setas amarelas) numa porção lenticular de *fiamme* de ignimbrito, com fibras radiais desenvolvidas pela devitrificação. Rocha afetada por carbonatização, com piemontita (alta birrefringência) inclusa dentro do grão de feldspato, indicado alteração hidrotermal epitermal do tipo *intermediate-sulfidation*. Grupo Iriri, região de Novo Progresso, ca. 1,88 Ga. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Echeverri-Misas (2015).

Prancha 35 - Textura eutaxítica:



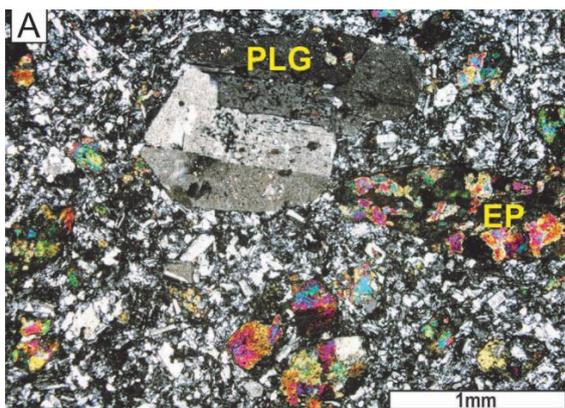
A. Mesmo tufo soldado da Prancha 34, com matriz fina e textura eutaxítica (indicado pelas setas amarelas), evidenciando os *fiammes* associados aos fragmentos de vidro vulcânico devitrificado. Rochas vulcanoclásticas do Grupo Iriri da região de Novo Progresso, ca. 1,88 Ga. Imagem sem filtro analisador. Fonte: Echeverri-Misas (2015).

Prancha 36 - Textura esferulítica:



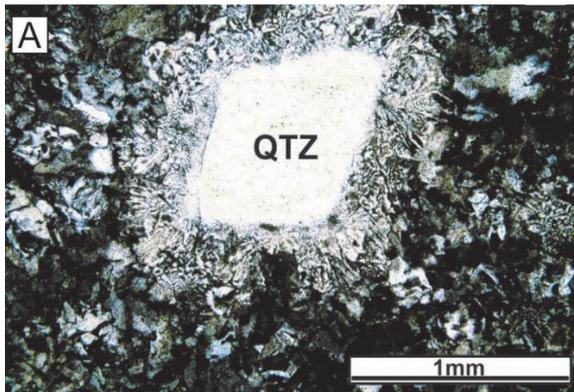
A. Textura esferulítica desenvolvida na unidade de tufo soldado laminado, com fragmentos de cristais e de clinopiroxênio na porção superior da imagem. Formação Santa Rosa, São Félix do Xingu, ca. 1,88 Ga. Imagem sem filtro analisador. Fonte: Lagler (2011).

Prancha 37 - Textura glomeroporfírica:

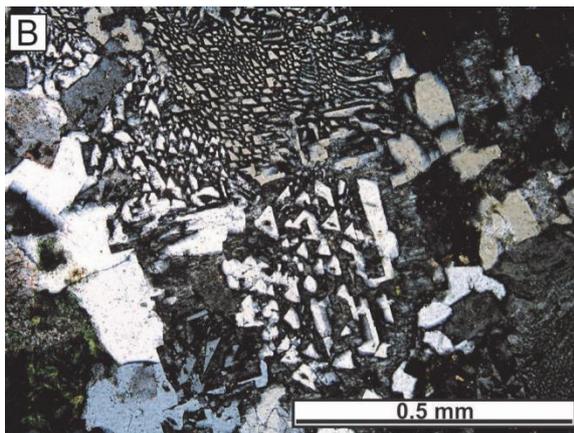


A. Megacristais de plagioclásio (PLG) em textura glomeroporfírica em dacito, anfibólio alterados para epidoto (EP) associado. A matriz é rica em plagioclásio e quartzo. Formação Sobreiro, São Félix do Xingu, ca. 1,88 Ga. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Lagler (2011).

Prancha 38 - Textura granofírica:

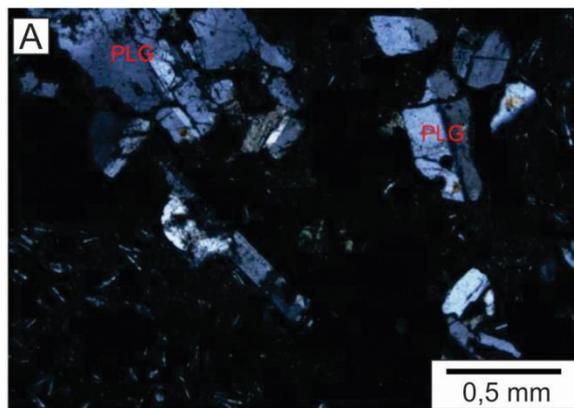


A. Borda de reação gerando textura granofírica ao redor de um megacristal de quartzo em rocha de composição riolítica. *Formação Santa Rosa, São Félix do Xingu, ca. 1,88 Ga.* (QTZ – Quartzo). Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Lagler (2011).

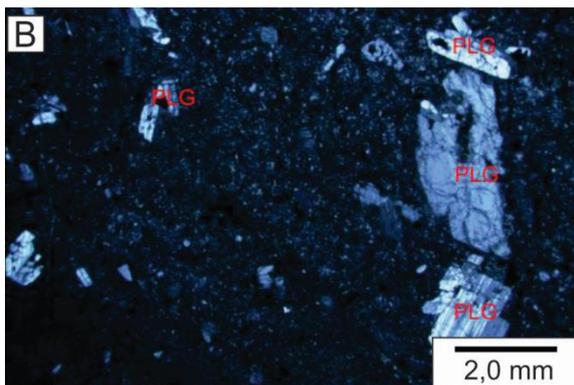


B. Intercrescimento granofírico em pórfiro granítico da Formação Santa Rosa, São Félix do Xingu, ca. 1,88 Ga. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Lagler (2011).

Prancha 39 - Textura porfirítica:

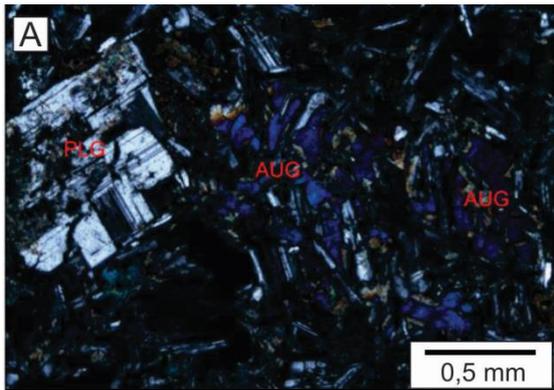


A. Textura porfirítica definida por fenocristais de plagioclásio (PLG) em andesito com matriz fina rica em plagioclásio. *Grupo Iriri, Chapéu do Sol, Província Mineral do Tapajós, ca. 1,88 Ga.* Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Aguja-Bocanegra (2013).

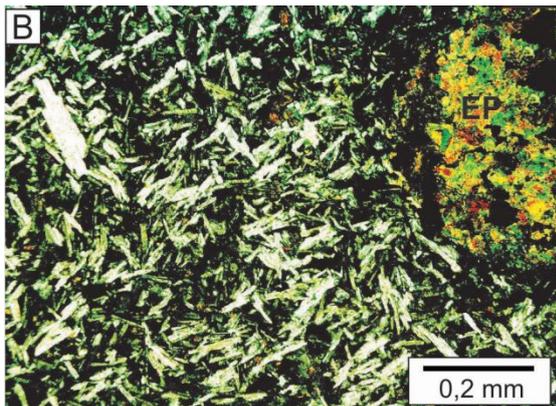


B. Textura porfirítica dada pelos fenocristais de plagioclásio (PLG) dispersos em matriz microcristalina composta por plagioclásio de rocha andesítica. *Grupo Iriri, Chapéu do Sol, Província Mineral do Tapajós, ca. 1,88 Ga.* Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Aguja-Bocanegra (2013).

Prancha 40 - Textura ofítica:



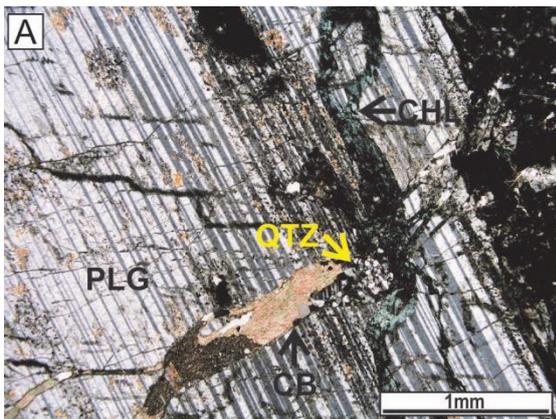
A. Textura ofítica em andesitos basálticos com augita (AUG) englobando o plagioclásio (PLG) e matriz fina de plagioclásio, anfibólio, clorita e epidoto. Grupo Iriri, Chapéu do Sol, Província Mineral do Tapajós, ca. 1,88 Ga. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Aguja-Bocanegra (2013).



B. Andesito com textura ofítica com plagioclásio ripiforme e minerais máficos, os quais foram alterados para clorita. O agregado de epidoto representa um megacristal de anfibólio alterado para epidoto. (EP). Formação Sobreiro, São Félix do Xingu, ca. 1,88 Ga. Imagem com filtro analisador cruzados. Fonte: Lagler (2011).

10.4. Alterações Hidrotermais

Prancha 41 - Alteração fissural:

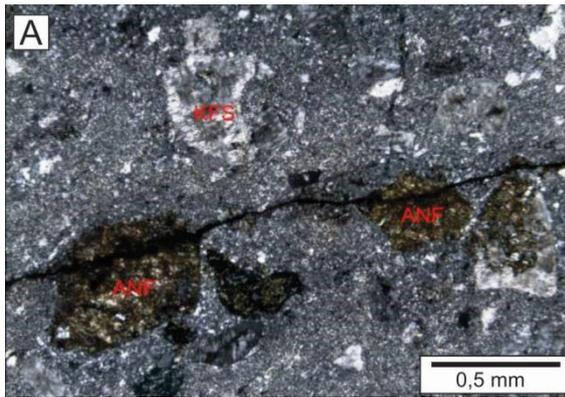


A. Megacristal de plagioclásio com alteração fissural carbonática, em tom creme (CB), clorita, em tons esverdeados (CHL) e quartzo (QTZ) em dacito. Formação Sobreiro, São Fleix do Xingu, ca. 1,88 Ga. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Lagler (2011).

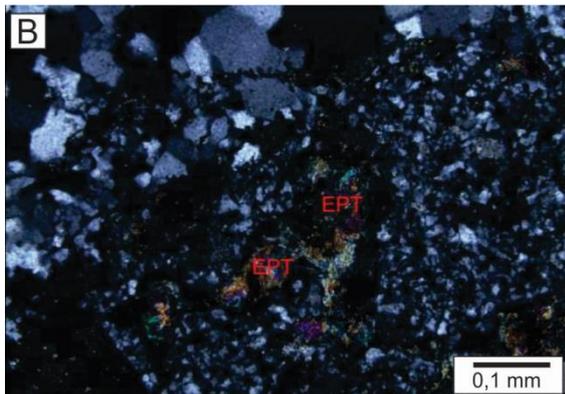


B. Tufo de queda de depósito de ignimbrito, formado por cristais e fragmentos de cristais de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico. A rocha apresenta alteração hidrotermal, com carbonatização fissural ao centro da imagem. Rochas vulcanoclásticas do Grupo Iriri na região de Novo Progresso, Província Mineral do Tapajós, ca. 1,88 Ga. Imagem com filtro analisado cruzado. Fonte: Echeverri-Misas (2015).

Prancha 42 - Alteração Propilítica:

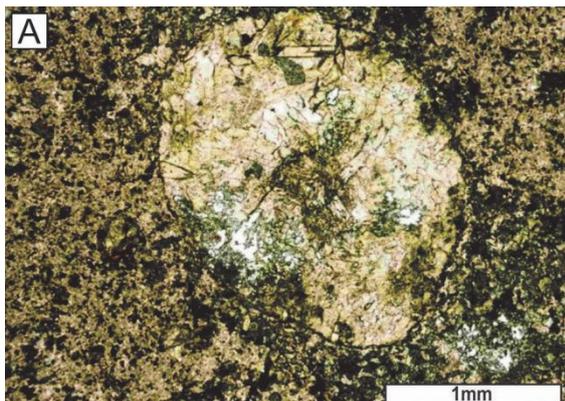


A. Riodacito porfirítico com alteração propilítica pervasiva seletiva e alteração sericítica pervasiva superposta. Notar a alteração da biotita e da hornblenda (ANF) para clorita e epidoto. *Grupo Iriri, Chapéu do Sol, Província Mineral do Tapajós, ca. 1,88 Ga.* Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Aguja-Bocanegra (2013).

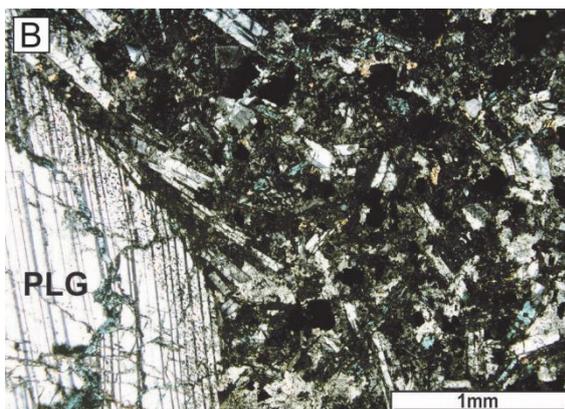


B. Rocha vulcanoclástica dacítica a riodacítica com alteração propilítica, na qual pode ser observada a epidotização e leve silicificação da matriz. *Grupo Iriri, Chapéu do Sol, Província Mineral do Tapajós, ca. 1,88 Ga.* Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Aguja-Bocanegra (2013).

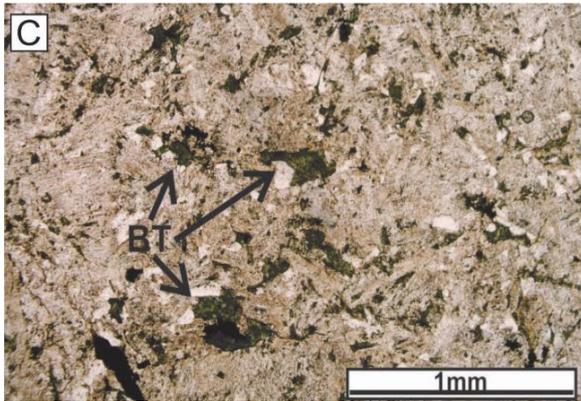
Prancha 43 - Alteração Clorítica:



A. Dacito intensamente propilitizado, com alteração seletivamente pervasiva em plagioclásio (sericitização) e cloritização do feldspato potássico. Alteração pervasiva formou pequenos bolsões ricos em epidoto, clorita, quartzo e opacos. *Formação Sobreiro, São Félix do Xingu, ca. 1,88 Ga.* Imagem sem filtro analisador. Fonte: Lagler (2011).

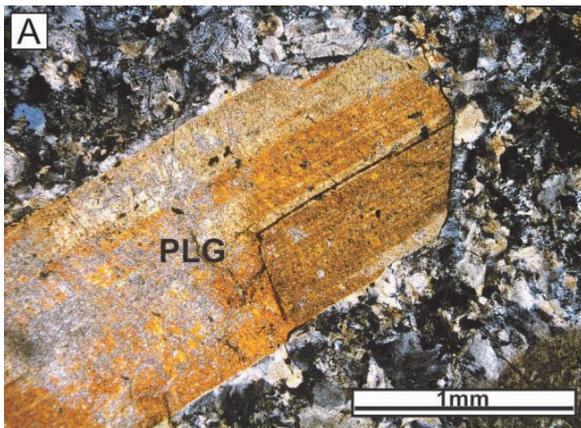


B. Dacito porfirítico apresentando matriz com cristais de plagioclásio alterados para clorita e minerais opacos associados. Partes dos megacristais de plagioclásio apresentam alteração em fissuras. *Formação Sobreiro, São Félix do Xingu, ca. 1,88 Ga.* Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Lagler (2011).

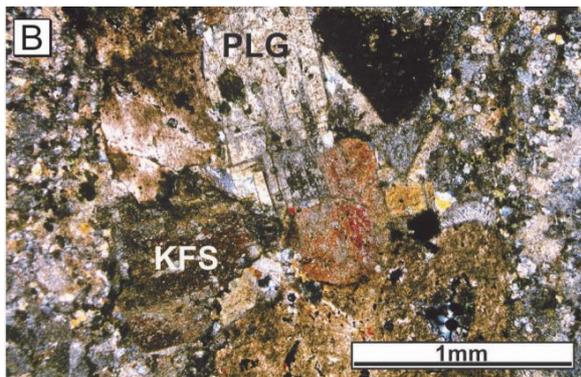


C. Riolito com biotita (BT) cloritizada e feldspatos argilizados/sericitizados. Aspecto microscópico de amostras das fácies da Formação Santa Rosa, São Félix do Xingu, ca. 1,88 Ga. Imagem sem filtro analisador. Fonte: Lagler (2011).

Prancha 44 - Alteração sericítica:

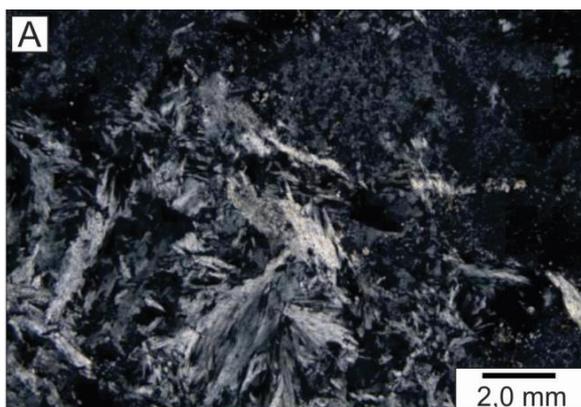


A. Riolito porfirítico com megacristais de plagioclásio (PLG) euédrico com alteração sericítica/argílica (illita). Formação Santa Rosa, São Félix do Xingu, ca. 1,88 Ga. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Lagler (2011).



B. Dacito glomeroporfirítico com megacristais de plagioclásio (PLG) e feldspato potássico (KFS) euédricos sericitizados, assim como a matriz fina. Formação Sobreiro, São Félix do Xingu, ca. 1,88 Ga. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Lagler (2011).

Prancha 45 - Alteração Argílica:

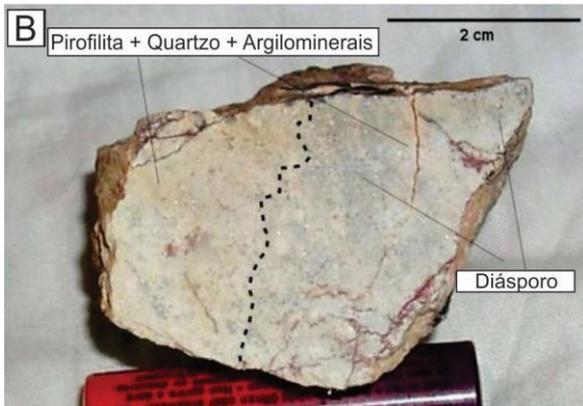


A. Riodacito com forte alteração argílica com caulinita em estilo fissural. Grupo Iriri, Chapéu do Sol, Província Mineral do Tapajós, ca. 1,88 Ga. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Aguiar-Bocanegra (2013).

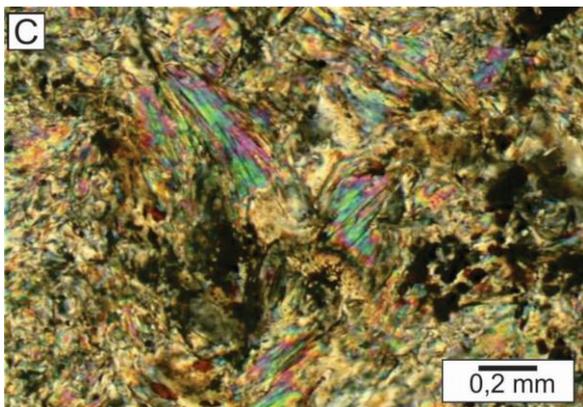
Prancha 46 - Alteração argílica intermediária/avançada:



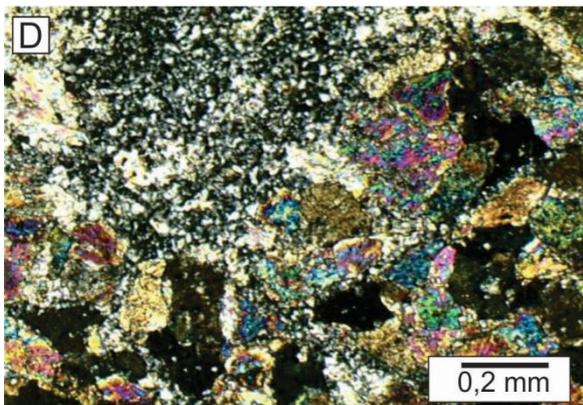
A. Brecha hidrotermal riolítica hidrotermalizada, apresentando intensa alteração argílica intermediária, com presença de illita/sericita (mineral esverdeado) e hematita (róseo) e silicificação. Esta é provavelmente é devida à sílica residual do processo de lixiviação das bases solúveis. *Formação Iriri, São Félix do Xingu, ca. 1,88 Ga.* Fonte: Juliani (inédito).



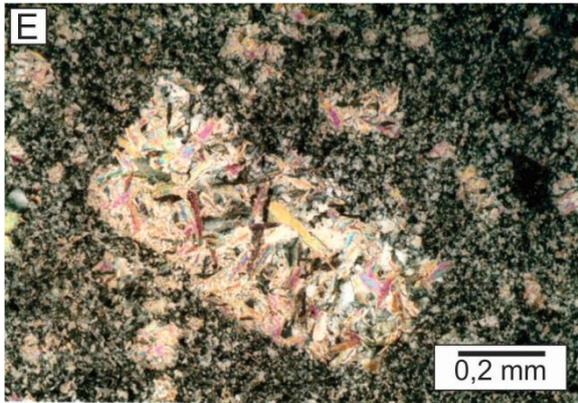
B. Riolito de zona de alteração argílica avançada de sistema epitermal paleoproterozoico, com diásporo, pirofilita, quartzo e argilominerais. O diásporo apresenta uma coloração um pouco mais escura na imagem, sendo as porções mais claras o grupo quartzo + pirofilita + argilo-minerais. *Formação Iriri, rio Iriri, ca. 1,88 Ga.* Fonte: Juliani (inédito).



C. Riolito pirofilitizado apresentado em (B) com argilominerais (minerais de menor birrefringência) e pirita (minerais opacos). A argila é representada predominantemente por caulinita hidrotermal. Esta mineralogia caracteriza a alteração argílica avançada de sistema epitermais *high-sulfidation*. *Formação Iriri, rio Iriri.* Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Juliani (inédito).

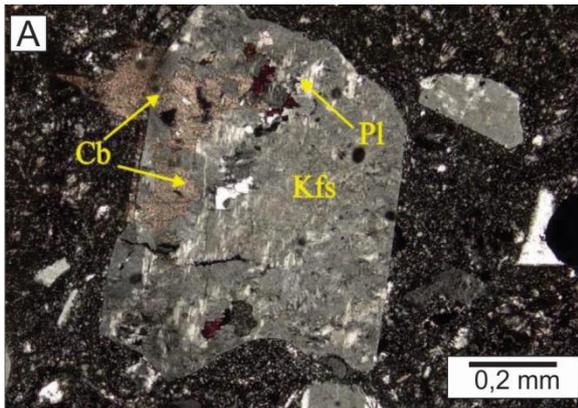


D. Aspecto microscópico da amostra apresentada em (B), evidenciando os grãos de diásporo (birrefringência alta), pirofilita, illita e caulinita, típicos das zonas de alteração argílica avançada em mineralizações epitermais *high-sulfidation*. *Formação Iriri, rio Iriri, ca. 1,88 Ga.* Imagem com filtro analisador cruzado.. Fonte: Juliani (inédito).



E. Dacito porfirítico intensamente afetado por alteração argílica avançada em sistemas epitermais *high-sulfidation*. Notar o pseudomorfo de feldspato substituído por pirofilita (birrefringência alta), também abundante na matriz. Grupo Iriri, Província Mineral do Tapajós, ca. 1,88 Ga. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Juliani (inédito).

Prancha 47 - Carbonatização:



A. Tufo riolítico com clastos de plagioclásio (Pl) (notar as fraturas côncavas nas bordas) substituído por adulária e com carbonatização (Cb) superposta e sericita/illita muito fina na matriz (Kfs - feldspato potássico), alteração típica de sistemas epitermais *low-sulfidation*. Grupo Iriri, região de Novo Progresso, Província Mineral do Tapajós, ca. 1,88 Ga. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Echeverri-Misas (2015).

Prancha 48 - Silicificação:

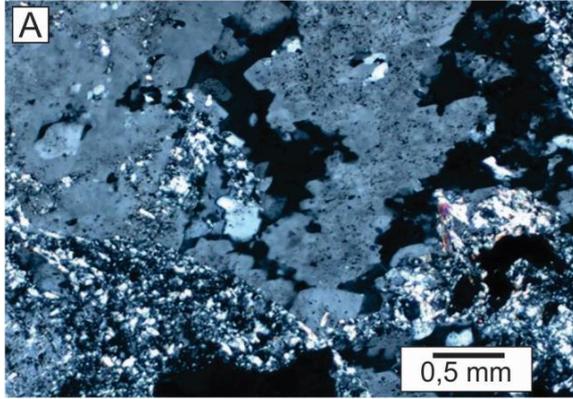


A. Lapilli tufo argilizados e silicificado em estilo pervasivo, com cristalização de quartzo muito fino e argilominerais associado. Grupo Iriri, região de Novo Progresso, Província Mineral do Tapajós. Fonte: Echeverri-Misas (2015).

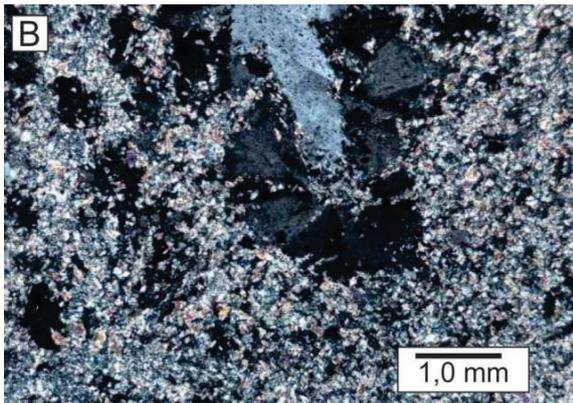


B. *Vuggy silica* de *silica cap* de mineralização epitermal *high-sulfidation*, levemente deformado tectonicamente em zona de falha, com quartzo microcristalino e hematita, além de pirofilita subordinada. Grupo Iriri, rio Iriri, ca. 1,88 Ga. Fonte: Juliani (inédito).

Prancha 49 - Low-sulfidation:

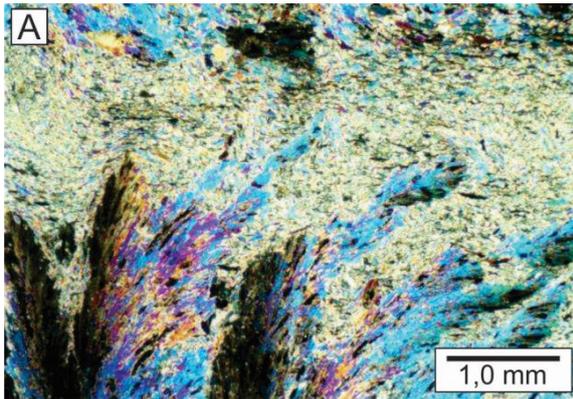


A. Tufo riolítico lixiviado hidrotermalmente, com substituição do feldspato ígneo por adulária. Nas cavidades lixiviadas no feldspato cristalizaram-se drusas de adulária (com hábito pseudo- ortorrômbio) e sericita/illita na matriz (minerais placóides de birrefringência alta). Estes minerais são típicos da mineralização do tipo *low-sulfidation*. *Vulcânicas félsicas de 1,97 Ga do Garimpo do Coringa, Província Mineral do Tapajós*. Imagem com nicóis cruzados. Fonte: Juliani (inédito).

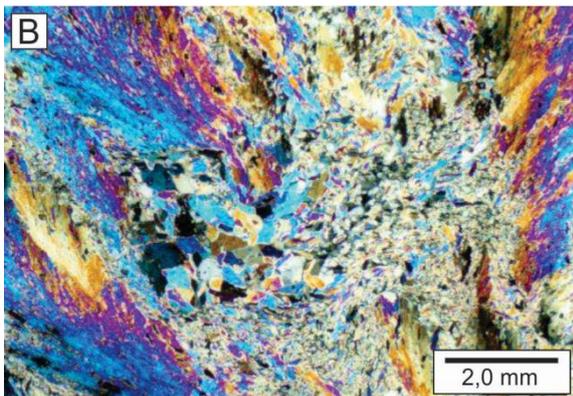


B. Adulária em tufo riolítico fortemente sericitizados, encontra-se geminada tons de cinza, extinção setorial e hábito pseudo-ortorrômbico e a sericita destaca-se pelas cores de birrefringência alta. Este tipo de alteração é comum nas zonas centrais dos sistemas do tipo pórfiro epitermal *low-sulfidation*. *Rocha de ca. 1,97 Ga do Garimpo Coringa, Província Mineral do Tapajós*. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Juliani (inédito).

Prancha 50 - Alunitização:



A. Rocha rica em alunite, mineral característico da mineralização do tipo *high-sulfidation*. Notam-se dois tipos de texturas da alunite, sendo uma mais grossa, com *branchings* característicos (birrefringência alta), e alunite mais fina, porcelânica entre os cristais grossos. *Grupo Iriri, Província Mineral do Tapajós, ca. 1,88 Ga*. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Juliani *et al.* (2005).



B. Outro exemplo de alunite em cristais arborescentes e alunite e natro-alunite fina, granular ou orientada por fluxo hidrotermal entre eles de sistema epitermal *high-sulfidation* paleoproterozoico. *Grupo Iriri, Província Mineral do Tapajós, ca. 1,88 Ga*. Imagem com filtro analisador cruzado. Fonte: Juliani *et al.* (2005).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Sci. Rev.* 17, 1–29.
- Aguja-Bocanegra, M.A. (2013) Mineralizações epitermal *low-sulfidation* e do tipo pórfiro superpostas associadas ao magmatismo félsico de 1,88 Ga na parte norte da Província Mineral do Tapajós (PA). Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade de São Paulo.
- Bentley, C. (2013) Absaroka volcanic breccia. Disponível em: <<https://blogs.agu.org/mountainbeltway/2013/08/13/absaroka-volcanic-breccia>>. Acesso em: 24 de maio de 2018.
- Bentley, C. (2012). Thunderbird Rhyolite. Disponível em: <<https://blogs.agu.org/mountainbeltway/2012/06/28/thunderbird-rhyolite/>>. Acesso em: 18 de junho de 2018.
- Berger B.R. and Henley R.W. (1989). Advances in understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the western United States. *Economic Geology Monograph* 6, p. 405-423.
- Bishop, A. C. & Bisson, G. (1989). *Classical areas of British Geology: Jersey: description of 1:25000. Channel Islands Sheet 2* (London HMSO for British Geological Survey).
- Bizinella, G.A., Santiago, A.F., Santos, A., (1980). Projeto Tapajós Sucunduri: Relatório Final. DNPM/CPRM, Brasília.
- Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M.; Gonçalves, J.H. (2003). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Serviço Geológico do Brasil, texto, mapas & SIG*, Brasília.
- Breitkreuz, C. (2013). Spherulites and lithophysae-200 years of investigation on high-temperature crystallization domains in silica-rich volcanic rocks.
- Burnham, C.W. (1962) Facies and types of hydrothermal alteration. *Economic Geology*, v. 57, 768-84.
- Cas, R. A. F. and Wright, J. V.; (1987). *Volcanic Successions, Modern and Ancient: A Geological Approach to Processes, Products and Successions*. Allen and Unwin, London.
- Cordani, U.G., Brito Neves, B.B., (1982). The geological evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências* 12, 78-88.
- Costa, J.B.S., Hasui, Y., (1997). Evolução geológica da Amazônia. In: Costa, M.L., Angélica, R.S. (Eds.), *Contribuições à Geologia da Amazônia*, pp. 16-90.
-

-
- Creasey S.C. (1966). Hydrothermal alteration. In: Tittley, S.R., and Hicks, C.L., eds., Geology of the porphyry copper deposits Southwestern North America. University of Arizona Press, Tucson, p. 57-74.
- D'Elia, L. & Marti, J. (2013). Caldera events in a rift depocentre: An example from the Jurassic Neuquén basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, v.170, pp. 571-584.
- Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., (1994). Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology* 50, 113-138.
- Dall'Agnol, R., Costi, H.T., da S. Leite, A.A., de Magalhaes, M.S., Teixeira, N.P., (1999). Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research* 95, 9-39.
- Deposits Magazine. (2017). On the trail of Shetland's Volcano. Disponível em: <<https://depositsmag.com/2017/01/10/on-the-trail-of-shetlands-volcano/>>. Acesso em: 02 de junho de 2018.
- Druitt, T. & Sparks, R. S. J. (1982). A proximal ignimbrite breccia facies on Santorini, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. v.13, pg. 147-171.
- Echeverri-Misas, C. (2015) Geologia e alteração hidrotermal nas rochas vulcânicas e plutônicas paleoproterozoicas na porção sul da Província Mineral de Tapajós (PA). Tese de doutorado - Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- Einaudi M.T., Hedenquist J.W., and Inan E.E. (2003). Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments: *Society of Economic Geologist Special Publication* 10, p. 285 - 313.
- Fisher, R. V.; (1966). Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Science Reviews*. v. 1, Issue 4, pg. 287-298.
- Fisher, R. V. & Schmincke, H.-U. (1984). *Pyroclastic Rocks*. Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- Garwin, S. (2002). *Integrated Methods for Discovery: Global Exploration in the Twenty-First Century*. Goldfarb, R. J. & Nielsen, R. L. (eds.). Denver, Colorado, USA ed. Colorado, USA: *Society of Economic Geologists*, Vol. 9, p. 333-366.
- Geoufscar, Camila. (2018). Principais produtos vulcânicos. Disponível em: <<https://sovulcanismo.wordpress.com/2018/05/28/principais-produtos-vulcanicos/>>. Acesso em: 30 de maio de 2018.
- Gómez-Gutiérrez, D. F. (2018) Petrogênese e metalogenia do magmatismo paleoproterozoico na porção sul da Província Mineral do Tapajós, Cráton Amazônico. Tese de doutoramento. Universidade de São Paulo.
-

-
- Guilbert, J.M. and Park, C. F. (1986) *The Geology of Ore Deposits*. W. H. Freeman and Company, New York.
- Hayba D.O., Bethke P.M., Heald P., Foley N.K. (1985). Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious metal deposits, *Reviews in Economic Geology*, 2:129-167.
- Heald P., Foley N.K., Hayba D.O., (1987). Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid sulphate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, 82: 1-26.
- Hedenquist J.W., (1987). Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin, in: Horn, M.K., ed., *Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference*, 4th, Singapore, 1986, Transactions: American Association of Petroleum Geologists, p. 513-524.
- Hedenquist J. W., Arribas A., Jr., and Gonzalez-Urien E., (2000). Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13:245-277.
- Hemley, J.J.; Jones, W. R. (1964). Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Econ. Geology*. v. 59, no. 4, pgs 538 - 567.
- Hibbard, M.J. (1995) *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Jeong, J.O.; Kwon, C.W.; Sohn, Y.K.. (2008). Lithofacies and architecture of a basinwide tuff unit in the Miocene Eoil Basin, SE Korea: Modes of pyroclastic sedimentation, changes in eruption style, and implications for basin configuration. *GSA Bulletin* ; 120 (9-10): 1263–1279.
- John, J. St. (2015). Spherulitic obsidian. Disponível em: <<https://www.flickr.com/photos/jsgeology/20118819870>>. Acesso em: 11 de junho de 2018.
- Juliani, C.; Rye, O.R.; Nunes, C.M.D.; Snee, L.W.; Corrêa-Silva, R.H.; Monteiro, L.V.S.; Bettencourt, J.S.; Neumann, R., Alcover, N.A. (2005). Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, 215: 95–125.
- Juliani, C.; Fernandes, C.M.D., (2010). Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191: 167–179.
- Juliani, C.; Vasquez, M.L.; Klein, E.L.; Villas, R.N.B.; Echeverri-Misas, C.M.; Santiago, E.S.B.; Monteiro, L.V.S.; Carneiro, C.C.; Fernandes, C.M.D.; Usero, G. (2014) Metalogenia da Província Tapajós. In: Silva, M. da G. da., Jost, H.; Kuyumjian,
-

-
- R.M. (Org.). Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras. 1ed. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, v. 1, p. 229–268.
- Juliani, C.; Carneiro, C. de C.; Fernandes, C.M.D.; Monteiro, L.V.S.; Crósta, A.P.; Carreiro-Araújo, S.A.; Echeverri-Misas, C.M.; Tokashiki, C.C.; Aguja, M.A. (2014). Arcos Magmáticos Continentais paleoproterozoicos superpostos na porção sul do Cráton Amazônico. In: XLVII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador [CDROM].
- Lagler, B. (2011). Geologia e geoquímica das sequências vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã na região de São Félix do Xingu (PA) – Cráton Amazônico. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- Lamarão, C.N.; Dall'Agnol, R.; Lima, E.F.; Lafon, J.M. (1999). As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Morais Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do estado do Pará. In: I Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1999, Gramado. Boletim de Resumos, SBG/RS, v. 1, p. 93-93.
- Lamarão, C.N.; Dall'Agnol, R.; Lafon, J.-M.; Lima, E.F. (2002). Geology, geochemistry, and Pb–Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119(1–4): 189–223.
- Lilly, H. (2014). Lahar. Part 1: General Information. Disponível em: <<https://sites.google.com/a/k12.shorelineschools.org/lahar/home/general-information>>. Acesso em: 26 de setembro de 2018.
- Lofgren, G. (1970). Experimental devitrification rate of rhyolite glass. *Geologic Society Am Bull*, 81.
- Lynch, D. K.; Adams, P. M. Accretionary Lapilli (2013). Earth Science Picture of the Day. Universities Space Research Association. Disponível em: <<http://epod.usra.edu/blog/2013/04/accretionary-lapilli.html>> . Acesso em: 26 de setembro de 2018.
- McPhie, J.; Doherty, M.; Allen, R. (1993). *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, 198 p.
- McPhie, J., Hunns, S., (1995). Pumiceous peperite in a submarine volcanic succession at Mount Chalmers, Queensland, Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88, 239–254.
- Marshall, P. (1935). Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district. *Transactions of the Royal Society of New Zealand*. 64: 323 - 66.
-

-
- Meyer C., & Hemley, J.J. (1967). Wall rock alteration, in: Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits*. New York, Holt, Rinehart and Winston, pp. 166 - 235.
- Mommio, A. D. (2007) Site de Petrografia. Disponível em: <<http://www.alexstrekeisen.it/english/index.php>>. Acesso em: 24 de maio de 2018.
- Mourant, A. E. (1933). The geology of eastern Jersey. *Q. J. Geol. Soc. London*. Vol. 89. pp. 273 - 307.
- Nathan, S. (2006) Rock and mineral names - Rocks named in New Zealand, Te Ara - the Encyclopedia of New Zealand. Disponível em: <<http://www.TeAra.govt.nz/en/photograph/9079/ignimbrite-under-the-microscope>>. Acesso em: 15 de junho de 2018.
- Neall, V. E.; Treweek, S. A. (2008). The age and origin of the Pacific islands: a geological overview. Published online 2008 Sep 3. Disponível em: <<https://www.ncbi.nlm.nih.gov/pmc/articles/PMC2607379/>>. Acesso em: 15 de junho de 2018.
- Nichols, R. (2003). Jersey Geology Trail – Andesites. Disponível em: <http://www.jerseygeologytrail.net/Rock_Types_Andesite.shtml>. Acesso em: 21 de maio de 2018.
- Ocean Drilling Program. (2007). Disponível em: <http://www-odp.tamu.edu/publications/193_IR/chap_04/c4_f35.htm>. Acesso em: 20 de junho de 2018.
- OESIS. Oxford Earth Sciences Images Store. University of Oxford. Disponível em: <<https://www.earth.ox.ac.uk/~oesis/micro/>>. Acesso em: 05 de outubro de 2018.
- Picssr - Bishop tuff. (2012). Disponível em: <<http://picssr.com/tags/bishoptuff>>. Acesso em: 28 de maio de 2018.
- Pirajno F. (1992). Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologist. Springer-Verlag, New York. 97-140p.
- Pirajno F., (2009). Hydrothermal processes and mineral systems. Springer-Verlag, New York. 101-123 p.
- Rao, Bhaskar. (2011). Hyaloclastite Yavuna Grp Namosi, Nadi. Disponível em: <<https://www.flickr.com/photos/raobhask/6195759709/in/photostream/>>. Acesso em: 15 de junho de 2018.
- Reed M.H. (1997). Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. In: Barnes H.L. (Ed). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (3 ed). 303-365 pp.
- Rose A.W., Burt D.M., (1979). Hydrothermal alteration. In: Barnes LH (ed) *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons, New York, 173-235p.
- Ross, Cl. S. and Smith, R. L. (1961). Ash-flow tuffs: Their origin, geologic relations, and identification. *U. S. Geol. Surv, Professional Paper*, 366.
- Roverato, Matteo; Juliani, Caetano; Dias-Fernandes, C.M.; Rocha Jr, J.M.; (2015). Paleoproterozoic intermediate felsic sedimentar volcanoclastic rocks: the ~1.99-1.85 Ga Souther Amazon Craton. 14^oSGA - 14^o Simpósio de Geologia da Amazônia.
-

-
- Roverato, M.; Juliani, C.; Dias-Fernandes, C.M.; Capra, L. (2017). Paleoproterozoic andesitic volcanism in the southern Amazonian craton, the Sobreiro Formation: New insights from lithofacies analysis of the volcanoclastic sequences. *Precambrian Research*, 289: 18–30.
- Rygel, M.C. (2009) Flow banded rhyolite. Disponível em: <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Flow_banded_rhyolite.JPG>. Acesso em: 21 de maio de 2018.
- Santos, J.O.S., (1984). Classificação das rochas vulcânicas Uatumã. In: SBG (Ed.), Congresso Brasileiro de Geologia, 33. SBG, Rio de Janeiro, pp. 4535-4538
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., (2000). A new understanding of the provinces of the Amazon craton based on integration of field mapping and UPb and SmNd geochronology. *Gondwana Research* 3, 453-488.
- Schmid, R. (1981). Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks.
- Sepp, S. (2011). Site de Petrografia. Disponível em: <<https://www.sandatlas.org/>>. Acesso em: 11 de junho de 2018.
- Sinclair W.D., (2007). Porphyry deposits. In: Goodfellow, W.D. (Ed.), Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5:223-243.
- Smithsonian Institution. National Museum of Natural History. (2013). Disponível em: <https://volcano.si.edu/learn_galleries.cfm?p=9>. Acesso em: 13 de maio de 2018.
- Steven. (2008). Tuff Stuff and more of the Kilgore. Disponível em: <<http://thatisrealgneiss.blogspot.com/2008/10/tuff-stuff-more-of-kilgore.html>>. Acesso em: 28 de maio de 2018.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., (1999). Geochronological provinces of the Amazonian craton. *Episodes* 22, 174-182.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K., (1989). A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research* 42, 213-227.
- Tokashiki, C.C.; Juliani, C.; Monteiro, L.V.S.; Echeverri-Misas, C.M.; Aguja, M.A.; Arrais, L.B. (2014). Mineralizações auríferas associadas a eventos vulcânicos de 1,97 Ga de Sistemas Epitermais low- e intermediate-sulfidation do Depósito Coringa – Província Mineral do Tapajós. In: XLVII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador [CD-ROM].
-

-
- USGS. (2011) Classification of Volcanic Eruptions. Disponível em: <http://kejian1.cmatc.cn/vod/comet/tsunami/volcanism/navmenu.php_tab_1_page_5.0.0.htm>. Acesso em: 30 de abril de 2018.
- Vasquez, M.L.; Dreher, A.M. (2011). Uma avaliação da estratigrafia dos eventos magmáticos de 1900–1860 Ma do Cráton Amazônico. In: XII Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém [CD-ROM].
- Volcanic Features of Victoria's Western District. Disponível em: <<http://members.iinet.net.au/~gboxer/PagesOld/WesternDistrict.htm>>. Acesso em: 15 de junho de 2018.
- Weisenberger, T. (2010) Iceland - Reykanestá and Stampar. Disponível em: <<http://www.tobias-weisenberger.de/6IcelandExcursion.html>>. Acesso em: 24 de maio de 2018.
- Willcock, M.A.W.; Cas, R.A.F.; Giordano, G.; Morelli, C. (2013) The eruption, pyroclastic flow behaviour, and caldera in-filling processes of the extremely large volume (>1290km³), intra- to extra-caldera, Permian Ora (Ignimbrite) Formation, Southern Alps, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 265, Pages 102-126.
- Wilson, G. (2011). Peperite. Disponível em <<http://www.turnstone.ca/rom114pe.htm>>. Acesso em: 25 de setembro de 2018.
- Wolff, J.A., Wright, J.V., (1981). Rheomorphism of welded tuffs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. v. 10, pg. 13 – 34.
- Wright, J. V. and Walker, G. P. L. (1977). The Ignimbrite source problem: Significance of a co-ignimbrite lag-fall deposit. Geology Department, Imperial College, London SW7, England.
-

Este livro é destinado a estudantes de geociências e aos interessados na área da Província Mineral do Tapajós.

Tem como objetivo o estudo das rochas vulcânicas antigas do Brasil e comparações com os eventos vulcânicos modernos.

Dividido em duas partes, a obra explica, em uma linguagem clara e acessível, os principais conceitos para se compreender o vulcanismo félsico, como descrever e interpretar suas importantes texturas e estruturas, e apresenta pranchas ilustrativas com muitos exemplos das rochas paleoproterozoicas do Cráton Amazônico muito bem preservadas, bem como rochas de diversas partes do mundo.

O guia contém 50 pranchas com temas diversos e mais de 100 imagens com pequenos textos detalhando sobre o seu interesse.

Bruna de Freitas
Caetano Juliani